HAL
open science

Méthodologie d'étude des impacts du changement climatique sur la ville par descente d'échelle statistico-dynamique : application à la région parisienne

Benjamin Le Roy

To cite this version:

Benjamin Le Roy. Méthodologie d'étude des impacts du changement climatique sur la ville par descente d'échelle statistico-dynamique : application à la région parisienne. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2021. Français. NNT : 2021TOU30117 . tel-03533358

HAL Id: tel-03533358

https://theses.hal.science/tel-03533358

Submitted on 18 Jan 2022

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

Benjamin LE ROY

Le 12 février 2021

Méthodologie détude des impacts du changement climatique sur la ville par descente déchelle statistico-dynamique. Application à la région parisienne.

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

Jury

M. Sylvain BIGOT, Rapporteur
M. Mathieu VRAC, Rapporteur
Mme Sophie BASTIN, Examinatrice
M. Rafiq HAMDI, Examinateur
Mme Aude LEMONSU, Directrice de thèse
M. Jean Philippe GASTELLU-ETCHEGORRY, Président

Remerciements

Difficile de pointer précisément où toute cette aventure a commencé. Vraisemblablement à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble, peut-être au détour d'une conversation dans un couloir ou lors d'un cours de climatologie...

Le tournant le plus notable fut sûrement la rentrée universitaire de 2016. Initialement inscrit dans un master plutôt orienté vers la recherche, il n'aura fallu que quelques minutes de présentation de l'atelier du master professionnel conjoint pour que je change de cap et m'oriente vers les Îlots de Chaleur Urbains...

Mes premiers mots sont donc tout naturellement adressés à toutes les personnes que j'ai pu rencontrer à l'Université de Grenoble, enseignants comme étudiants. Merci à Sandra Rome et Sylvain Bigot pour m'avoir lancé sur cette voie de la recherche en climatologie et pour m'avoir tant soutenu jusqu'à cette thèse et mon départ pour Toulouse.

Car c'est à Toulouse que cette grande aventure a eu lieu, au Centre National de Recherches Météorologiques dans l'équipe, ou plutôt la grande famille, VILLE. C'est ici que j'ai pu avoir l'immense chance de partager un environnement de travail et des relations humaines si exceptionnels. Jamais les mots « Choisissez un travail que vous aimez et vous n'aurez pas à travailler un seul jour de votre vie », n'auront sonné si vrai.

Merci à Aude Lemonsu, ma directrice, tout d'abord pour toute la confiance et la liberté qu'elle m'a accordées. Je la remercie infiniment pour son soutien inconditionnel au cours de ces trois années et suis à jamais reconnaissant d'avoir eu la chance de travailler à ses côtés.

Merci à Robert Schoetter qui m'a appris que le génie et la folie étaient probablement deux notions aussi relatives qu'indissociables. Même s'il ne faisait pas officiellement parti de mon encadrement, il n'a jamais refusé de m'aider et de m'accompagner. Je le remercie pour tous ses conseils et remarques inestimables et inoubliables.

Merci à Cécile de Munck et Valéry Masson pour avoir toujours gardé un intérêt sur mes travaux et m'avoir soutenu de plus ou moins loin.

Une place particulière dans mon coeur à Émilie et Guillaume avec qui, depuis le premier jour, j'ai partagé bien plus qu'un bureau. Un clin d'œil également à Erwan, Eva, Marine C., Marine G. , Pierre-Antoine, Shirley, Thomas, Tiago, Tim et Yohanna. À tous les doctorants du laboratoire que j'ai pu rencontrer et avec qui j'ai pu échanger.

Merci à ma famille, qui n'a jamais cessé de m'accompagner et de me soutenir et que j'ai toujours en pensées. À mes parents sans qui je n'aurais été ; à mon frère, Julien, sans qui je ne saurais être. À Claire, à ma tante, à ma grand-mère et à tous ceux, déjà partis qui auraient été si fiers. Au rayon de soleil qu'a été l'arrivée d'Hugo dans une période si particulière.

Évidemment une pensée pour les Arènes et le Cristal, une première expérience de collocation qui, si a un moment n'aurait pu être qu'un point de passage à Toulouse, est finalement devenu une véritable maison avec une deuxième famille. J'embrasse toutes celles et tous ceux qui ont partagé mon quotidien, au moins pour un temps, ces trois dernières années : Blanche, Juan et Virginie ; puis ensuite Claire et Fiona ; Laurie et dernièrement Sacha. C'est également grâce à eux que j'ai pu avancé jusqu'ici, et je les en remercie. Un dernier clin d'œil, à tous les autres passagers plus ou moins clandestins de la collocation, parfois invités, toujours invitant, jamais regrettés.

Merci à Samuel Somot, Rafiq Hamdi et Vincent Rivalland pour avoir accepté de suivre mes travaux de thèse et pour m'avoir aidé à m'orienter petit à petit, chaque année.

Merci à tous les membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à ces travaux et les nombreux échanges que nous avons pu avoir. À mes deux rapporteurs, Mathieu Vrac et Sylvain Bigot ; à mes deux examinateurs, Rafiq Hamdi et Sophie Bastin ; et au président du jury, Jean Philippe Gastellu-Etchegorry. Merci à vous, d'avoir fait de ce jour, un moment inoubliable.

Je tiens dernièrement à remercier toutes les personnes impliquées dans les projets dans lesquels cette thèse a été réalisée : le projet URCLIM (https://www.urclim.eu/), soutenu par la JPI CLimate et co-financé par l'Union européenne (ERANET ERA4CS, numéro de contrat 690462) ainsi que la Convention Services Climatiques (https://convention-services-climatiques.lsce.ipsl.fr/), porté par le CNRS et financé par le Ministère de la Transition Écologique et Solidaire.

Résumé

Par ses caractéristiques physiques et géométriques, l'environnement urbain représente une modification profonde du milieu naturel. Ces transformations engendrent des impacts environnementaux et sociétaux déjà perceptibles, qui pourraient s'accentuer avec le changement climatique. La compréhension et l'évaluation de ces impacts et leurs évolutions futures nécessitent des outils de simulation et des scénarios climatiques adaptés à l'échelle de la ville. Certains modèles régionaux de climat atteignent aujourd'hui de très hautes résolutions horizontales permettant de représenter les villes et évaluer les impacts par une descente d'échelle dynamique. Mais leur mise en œuvre coûteuse limite la durée des simulations et le nombre de scénarios étudiés. D'autres méthodes, plus légères, permettent d'améliorer la résolution de ces modèles par une descente d'échelle statistique mais ne représentent pas les rétroactions de la ville sur le climat local.

Cette thèse propose une méthodologie pour l'évaluation des impacts du changement climatique en ville, en termes de climat urbain, confort thermique, et demande énergétique, avec la région parisienne comme cas d'étude.

Une première étape a consisté à faire un état des lieux de la climatologie urbaine de la région, à partir de longues séries d'observations spatialisées de température de surface, de température de l'air en surface et de précipitation. Des indicateurs de climat urbain innovants ont été proposés et calculés, pour l'analyse du climat passé de Paris, puis remobilisés dans la suite de la thèse pour l'évaluation des modèles et l'étude des évolutions avec le changement climatique.

Dans une seconde étape, une méthode de descente d'échelle statistico-dynamique a été développée et testée sur la région parisienne pour combiner les tendances climatiques régionales avec l'effet thermique de la ville sur son environnement local. Les projections climatiques fournies par les modèles du programme EURO-CORDEX (0,11° de résolution) ont été corrigées quotidiennement par des champs atmosphériques issus d'une modélisation à haute résolution du climat urbain. Cette modélisation a été réalisée, dans une précédente étude, avec le modèle Meso-NH couplé au modèle de canopée urbaine TEB, pour un ensemble de situations météorologiques représentatives des types de temps locaux. Une évaluation sur la période passée 2000–2008 a montré la capacité de la méthode à représenter la variabilité spatiale et temporelle des îlots de chaleur urbains parisiens.

Enfin, les forçages climatiques produits par cette méthode, avec une résolution spatiale kilométrique et une fréquence temporelle tri-horaire, ont été appliqués à la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX incluant TEB. Des simulations du climat urbain de la région parisienne ont été réalisées en continu sur la période 1976–2099 selon le scénario d'émission RCP8,5 ; TEB étant capable de simuler différents indicateurs d'impacts relatifs à la température, le confort thermique et la consommation d'énergie des bâtiments. La méthodologie complète a été comparée à des approches plus simples, sans descente d'échelle des forçages climatiques pour la prise en compte préalable des effets urbains. Cette étude a permis d'évaluer la sensibilité des résultats sur la période historique, et de montrer les apports de la méthodologie proposée pour l'évaluation des impacts. Les résultats ont ensuite été analysés sur tout le XXIe siècle pour quantifier l'évolution du climat urbain et des impacts associés sur la région parisienne sous l'influence du changement climatique.

Abstract

Due to its specific physical and geometric characteristics, the urban environment represents a profound modification of the natural environment. These transformations generate environmental and societal impacts that are already perceptible in many areas, and which could increase with climate change. Understanding and assessing these impacts and their future evolution requires simulation tools and climate scenarios adapted to the scale of the city. Some regional climate models nowadays reach very high horizontal resolutions that allow cities to be represented and impacts to be assessed by dynamic downscaling. But their costly implementation limits the duration of simulations and the number of scenarios studied. Other, lighter methods can improve the resolution of these models by statistical downscaling but do not represent the city's feedback on the local climate.

This thesis proposes a methodology for assessing the impacts of climate change in cities, in terms of urban climate, thermal comfort, and energy demand, with the Paris region as a case study.

A first step consisted in taking stock of the urban climatology of the region, based on long series of spatialised observations of surface temperature, surface air temperature and precipitation. Innovative urban climate indicators were proposed and calculated for the analysis of the past climate of Paris, then remobilized in the continuation of the thesis for the evaluation of the models and the study of the evolutions with climate change.

In a second step, a statistical-dynamic downscaling method was developed and tested in the Paris region to combine regional climate trends with the thermal effect of the city on its local environment. The climate projections provided by the models of the EURO-CORDEX program (0,11° of resolution) were corrected daily by atmospheric fields from high-resolution urban climate modeling. This modeling was carried out, in a previous study, with the Meso-NH model coupled with the urban canopy model TEB, for a set of meteorological situations representative of local weather types. An evaluation over the past period 2000–2008 showed the capacity of the method to represent the spatial and temporal variability of Parisian urban heat islands.

Finally, the climatic forcings produced by this method, with kilometric spatial resolution and three-hour temporal frequency, were applied to the SURFEX land surface modeling platform including TEB. Simulations of the urban climate of the Paris region were carried out continuously over the period 1976–2099 according to the emission scenario RCP8,5 ; TEB being able to simulate different impact indicators related to temperature, thermal comfort and energy consumption of buildings. The complete methodology was compared to simpler approaches, without downscaling of climate forcings for prior consideration of urban effects. This study allowed to evaluate the sensitivity of the results over the historical period, and to show the benefits of the proposed methodology to the evaluation of impacts. The results were then analyzed over the entire 21st century to quantify the evolution of the urban climate and associated impacts on the Paris region under the influence of climate change.

À Hugo

Table des matières

Introduction **1**

1 État de l'art sur le Climat Urbain, les Îlots de Chaleur Urbains et leurs impacts **5**

Avant-propos 6

1.1 Processus de surface et interaction avec l'atmosphère 7

1.1.1 Spécificités du milieu urbain 7

1.1.2 Bilan radiatif et bilan d'énergie 8

1.1.3 Couche limite atmosphérique urbaine 10

1.2 Îlot de chaleur urbain 12

1.2.1 Îlot de chaleur de canopée urbaine 13

1.2.2 Îlot de chaleur urbain de surface 14

1.2.3 Facteurs de variabilité de l'îlot de chaleur urbain 16

1.3 Impacts environnementaux et sociétaux 17

1.3.1 La biosphère 17

1.3.2 L'hydrosphère 19

1.3.3 L'atmosphère 20

2 Modèles numériques et données utilisés **23**

Avant-propos 24

2.1 Modélisation de la canopée urbaine avec TEB 25

2.1.1 Principe général et processus physiques 25

2.1.2 Développements du modèle adaptés aux études d'impacts 27

2.1.3 Configurations de modélisation et données d'entrée 29

2.2 Modélisation météorologique couplée et à haute résolution avec Meso–NH . 31

2.3 Climatologie de référence d'épisodes d'îlot de chaleur urbain 33

2.3.1 Principe de la classification en types de temps spécifiques 34

2.3.2 Base de données de simulations urbaines à haute résolution 35

2.3.3 Application à la région parisienne 37

2.4 Projections climatiques régionales EURO–CORDEX 39

3 Climatologie urbaine et tendances climatiques sur la région parisienne 43

Avant-propos 44

3.1 Climatologie urbaine passée de la région parisienne 44

3.1.1 Résumé de l'article et informations complémentaires 45

3.1.2 Article 50

3.2 Changements climatiques attendus sur la région parisienne 69

3.2.1 Projections EURO–CORDEX futures sur la région parisienne . . . 69

3.2.2 Évolution attendue des vagues de chaleur 72

3.3 Conclusion 76

4 Méthode de descente d'échelle statistico-dynamique pour études d'impacts en milieu urbain 77

Avant-propos 78

4.1 Introduction sur les méthodologies de descente d'échelle 78

4.2 Présentation de la descente d'échelle statistico-dynamique 79

4.2.1 Principe général 79

4.2.2 Attribution d'évènements passés analogues par analyse en types de temps 81

4.2.3 Spatialisation de l'effet urbain sur le signal climatique régional . . . 81

4.3 Évaluation de la méthodologie pour la reconstruction des îlots de chaleur urbains 83

4.3.1 Principe et objectifs de l'évaluation 83

4.3.2 Résumé de l'article et informations complémentaires 84

4.3.3 Article 87

4.4 Préparation des données climatiques pour le modèle TEB 110

4.4.1 Données climatiques requises pour forcer TEB 110

4.4.2 Résolution temporelle des forçages atmosphériques 113

4.4.3 Niveau atmosphérique des forçages 113

4.5 Conclusion 115

5 Évaluation des apports de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique pour des études d'impacts sur la ville de Paris 117

Avant-propos 119

5.1 Présentation des configurations des différentes expériences 119

5.1.1 Projection climatique CNRM–CM5/ALADIN63 119

5.1.2 Description des différents jeux de forçages atmosphériques 121

5.1.3 Caractéristiques de la configuration SURFEX (TEB) 122
5.1.4 Choix des indicateurs d'impacts 124
5.2 Évaluation des températures et des îlots de chaleur urbains selon SDD . . . 126
5.2.1 Températures et îlots de chaleur urbains nocturnes 126
5.2.2 Températures et îlots de chaleur urbains diurnes 129
5.3 Sensibilité des résultats aux configurations de forçage 132
5.3.1 Différences de conditions de forçage atmosphérique 132
5.3.2 Températures et îlots de chaleur urbains 134
5.3.3 Indicateurs d'impacts 136
5.4 Évolution de l'impact du climat urbain parisien en changement climatique 140
5.4.1 Températures et îlots de chaleur urbains 140
5.4.2 Confort thermique des habitants (UTCI) 141
5.4.3 Consommation d'énergie 144
5.5 Conclusion 146

Conclusions et perspectives **149**

Sigles et acronymes **153**

Bibliographie **154**

Table des figures **184**

Table des tableaux **189**

Annexes **193**

A Types de temps spécifiques et simulations urbaines à haute résolution 195
A.1 Sélection des jours à simuler avec Meso-NH pour chaque type de temps spécifique 195
A.2 Caractéristiques moyennes des types de temps spécifiques parisiens 196

B Distributions saisonnières des températures simulées par SURFEX **199**

C Correction des biais des modèles régionaux de climat **201**

Introduction

Les villes abritent déjà plus de la moitié de la population mondiale, une part qui ne cesse de croître. Cette tendance devrait s'accentuer au cours du XXIe siècle jusqu'à atteindre 85 % d'habitants urbains en 2100 (OCDE, 2015). De manière conjointe, l'urbanisation et l'artificialisation des sols grandissantes s'accompagnent de modifications profondes de l'environnement et des écosystèmes. De par ses spécificités aussi bien physiques que morphologiques, l'environnement urbain altère les processus physiques responsables des conditions atmosphériques locales pour former ce que l'on nomme le climat urbain (Arnfield, 2003). Ces transformations, associées à une concentration des populations, des biens et des activités, engendrent des impacts environnementaux et sociétaux déjà perceptibles dans de multiples domaines ; allant de modifications du cycle hydrologique (Jacobson, 2011) jusqu'à des impacts sur la biosphère (Wu, 2014), en passant par des problématiques d'ordre sanitaire, comme le stress thermique des habitants (Rupp *et al.*, 2015) ou la pollution atmosphérique.

Du fait de ces impacts sur les systèmes humains, le champ scientifique qui les étudie – que l'on nomme la climatologie urbaine (Mills, 2014) – a connu au cours des dernières décennies un engouement grandissant. Grâce aux récentes avancées en capacité de calcul informatique, la climatologie urbaine s'est orientée vers des approches de modélisation numérique à fine échelle. Ces nouveaux outils permettent de simuler les processus de surface moteurs du climat urbain, relatifs aux effets radiatifs, thermiques, hydriques et turbulents (Oke *et al.*, 2017). Les modèles deviennent, en outre, de plus en plus complets et sophistiqués. Ils intègrent de nouveaux modules et élargissent le périmètre des processus pris en compte, en traitant l'énergétique des bâtiments, le fonctionnement de la végétation urbaine en interaction avec le bâti, l'hydrologie et les réseau d'eau urbains, etc. En s'approchant d'une modélisation plus systémique de la ville, les versions les plus récentes de ces modèles sont en mesure d'étudier et quantifier les impacts du climat urbain et de certaines stratégies d'aménagement et d'usage sur différentes composantes du système urbain, ainsi que leurs évolutions dans le temps. Les résultats des ces études permettent alors d'alimenter les grandes réflexions concernant la planification et l'aménagement des

villes, les politiques d'atténuation des effets du climat urbain, ou encore d'adaptation au changement climatique (Masson *et al.*, 2014b).

Pour être capables de modéliser correctement le climat urbain et ses effets, les modèles d'impacts ont également besoin d'être alimentés par des données représentant l'état de l'atmosphère dans ou au-dessus de la ville, et ce à des résolutions spatiales et temporelles adaptées. Dans le cadre d'études d'impacts en conditions de changement climatique, la problématique de l'adaptation de forçages climatiques à l'échelle urbaine est cruciale. Actuellement, les informations décrivant l'évolution future du climat sont produites par des modèles atmosphériques de circulation générale, ou à plus fine échelle sur des domaines géographiques d'intérêt, par des modèles régionaux de climat. Certains de ces modèles régionaux permettent une descente d'échelle dynamique jusqu'à des résolutions horizontales de l'ordre de la dizaine à quelques kilomètres, et peuvent par conséquent représenter les villes de manière plus ou moins explicite. Néanmoins, la mise en œuvre de telles simulations reste coûteuse et limite la variété des expériences possibles (zone d'étude, scénario de changement climatique, ou encore scénario d'urbanisation). D'autres méthodes basées sur des approches statistiques, techniquement plus légères, permettent de relier l'information fournie à grande échelle par les modèles climatiques et les impacts éventuels observés localement. Ces méthodes sont physiquement moins réalistes et, dans le cadre d'études d'impacts, ne permettent pas de représenter les rétroactions de la ville sur le climat local et régional.

Le travail de thèse, présenté ici, s'inscrit dans la continuité des efforts entrepris pour caractériser le climat urbain, son évolution attendue sous l'effet du changement climatique et leurs impacts conjoints. La ville de Paris et sa région sont pris comme cas d'étude. À ces fins, une première étude a permis de caractériser la climatologie urbaine de la région, à partir de longues séries d'observations spatialisées de température de surface, de température de l'air en surface et de précipitation. Des indicateurs de climat urbain innovants ont été proposés et calculés, pour l'analyse du climat passé de Paris, puis remobilisés dans la suite de la thèse pour l'évaluation des modèles et l'étude des évolutions avec le changement climatique. Dans une seconde étape, une méthode de descente d'échelle statistico-dynamique a été développée et testée sur la région parisienne pour combiner les tendances climatiques régionales avec l'effet thermique de la ville sur son environnement local, par une approche en types de temps locaux. Enfin, les forçages climatiques produits par cette méthode ont été appliqués au modèle de canopée urbaine TEB, capable de simuler différents indicateurs d'impacts relatifs à la température, au confort thermique et à la consommation d'énergie des bâtiments. Des simulations du climat urbain de la

région parisienne ont été réalisées en continu sur la période 1976–2099 selon le scénario d'émission RCP8,5, d'une part pour évaluer la pertinence de la méthode sur la période historique, puis pour quantifier l'évolution du climat urbain et des impacts associés sous l'influence du changement climatique au cours du XXIe siècle.

Le manuscrit est organisé en 5 chapitres. Le premier chapitre propose un état de l'art sur les processus physiques gouvernant le climat urbain, ainsi que les impacts de ce climat urbain sur l'environnement et les sociétés. Le deuxième chapitre décrit l'ensemble des modèles numériques et des données qui ont été mobilisés dans le cadre de ce travail de thèse. Le troisième chapitre fait un état des lieux du climat urbain passé et actuel de la région parisienne en proposant des indicateurs innovants, et dont les résultats ont été publiés dans la revue *International Journal of Climatology* (Le Roy *et al.*, 2019). Le quatrième chapitre présente les différentes étapes de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique, développée au cours de la thèse, et dont une étude d'évaluation a été soumise au journal *Climate Dynamics* (Le Roy *et al.*, 2021). Le cinquième chapitre illustre l'application de la méthode de descente d'échelle en changement climatique et ses apports face à des approches plus simples, où l'effet de la ville n'est pas représenté. Le dernier chapitre conclue les travaux présentés dans ce manuscrit et ouvre sur quelques perspectives de recherche et d'application de ce travail de thèse.

Chapitre 1

État de l'art sur le Climat Urbain, les Îlots de Chaleur Urbains et leurs impacts

Sommaire

Avant-propos **6**

1.1 Processus de surface et interaction avec l'atmosphère **7**

1.1.1 Spécificités du milieu urbain 7

1.1.2 Bilan radiatif et bilan d'énergie 8

1.1.3 Couche limite atmosphérique urbaine 10

1.2 Îlot de chaleur urbain **12**

1.2.1 Îlot de chaleur de canopée urbaine 13

1.2.2 Îlot de chaleur urbain de surface 14

1.2.3 Facteurs de variabilité de l'îlot de chaleur urbain 16

1.3 Impacts environnementaux et sociétaux **17**

1.3.1 La biosphère 17

1.3.2 L'hydrosphère 19

1.3.3 L'atmosphère 20

Avant-propos

Dans le domaine des géosciences, le climat est défini comme l'ensemble moyen des états de l'atmosphère et des conditions météorologiques d'une zone d'étude donnée. Là où la météorologie s'intéresse aux processus physiques, essentiellement atmosphériques, de temps courts (pouvant aller de la seconde jusqu'à quelques semaines), la science du climat, c.-à.-d. la climatologie, a pour but d'extraire un signal de fond moyen de la variabilité météorologique. Pour cela, la climatologie repose sur des temporalités beaucoup plus longues : l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) définit une « normale climatologique standard » comme étant « la période de 30 ans la plus récente dont la dernière année se termine par le chiffre 0 » (OMM, 2019). À l'instar de la météorologie, la climatologie recouvre toutes les échelles spatiales. Lorsqu'elle porte sur la planète toute entière on parle de climat global, et de climat régional lorsqu'elle se concentre sur un continent ou un pays. Ces différentes échelles sont influencées par des processus tout aussi multiples. Le climat global est animé par des processus de « grande échelle » dits synoptiques (plusieurs milliers de kilomètres), comme les cellules de circulation générale ou les courants océaniques. À l'échelle régionale, le climat est gouverné conjointement par les processus de grande échelle, mais également par des processus plus fins (d'une centaine de kilomètres) liés à la surface, comme les effets orographiques ou les brises de mer. La dernière échelle, la plus fine, est l'échelle locale qui couvre les processus allant d'une dizaine de kilomètres jusqu'à la centaine de mètres. Comme les échelles supérieures, elle est en partie influencée par les mouvements de l'atmosphère, mais avec cette fois un impact encore plus important de la surface.

Les spécificités des micro-climats (c.-à.-d. les climats locaux) sont en grande partie dues aux processus de surface. L'un des micro-climats les plus emblématiques est celui des zones urbaines dont les spécificités (décrites par la suite) sont très différentes des milieux naturels. Comme pour les climatologies des échelles citées précédemment, le climat urbain représente l'état moyen de l'atmosphère, cette fois pour une ville donnée, et est souvent caractérisé par opposition au climat local de l'environnement « naturel » environnant. Les premières observations documentées des différences de conditions climatologiques entre la ville et la campagne alentours ont été faites par Luke Howard entre 1806 et 1830 sur la ville de Londres au Royaume-Uni (Howard, 1833 résumé par Stewart, 2019). Dans son livre « *The climate of London : deduced from meteorological observations made in the metropolis and at various places around it* », l'auteur décrit une anomalie positive de la température de l'air entre la ville de Londres et sa campagne – phénomène qui sera par la suite appelé l'îlot de chaleur urbain (ICU ; présenté en section 1.2) – et propose les premières analyses des processus qui entrent en jeu dans ce que l'on nomme aujourd'hui

la météorologie et la climatologie urbaines.

Depuis, la recherche s'est très largement développée, permettant de mieux comprendre les phénomènes physiques qui interviennent notamment dans l'établissement de l'ICU et dans sa variabilité spatio-temporelle, mais aussi qui interagissent avec la météorologie et avec le climat local (Arnfield, 2003). En outre, les scientifiques cherchent aussi à mieux appréhender les conséquences multiples sur les conditions de vie en ville, et les impacts et risques potentiels sur l'environnement local et les sociétés. Ce sont ces deux aspects que se proposent de présenter les deux sections suivantes qui composent ce chapitre.

1.1 Processus de surface et interaction avec l'atmosphère

1.1.1 Spécificités du milieu urbain

L'environnement urbain est le résultat d'une transformation du milieu naturel par l'être humain liée au phénomène d'urbanisation (Douglas, 1983). Cette urbanisation s'accompagne d'une artificialisation des sols qui se fait en grande partie avec des matériaux ayant des propriétés radiatives, énergétiques et hydrologiques différentes de celles des milieux naturels (Oke, 1982). Les réflectances sont variables, selon les types de surfaces, leurs couleurs et leurs matériaux (Taha, 1997). Les capacités de stockage de chaleur sont très souvent plus importantes pour les matériaux urbains en raison de leurs diffusivités thermiques plus élevées. Enfin, les matériaux sont principalement imperméables. Cette imperméabilisation, combinée à la faible densité de végétation, favorise le ruissellement de surface, et limite la quantité d'eau présente dans le sol ou en surface en milieu urbain.

Outre les propriétés particulières des matériaux qui lui sont associés, le milieu urbain tient aussi sa spécificité de sa géométrie très complexe (Nunez et Oke, 1977, figure 1.1). Il résulte d'un agencement hétérogène d'éléments différents qui composent le paysage. Cette morphologie particulière perturbe, comme on le verra par la suite, les écoulements d'air, la turbulence, ainsi que les échanges de rayonnement et d'énergie. Cette zone spécifique, où se jouent les processus clefs du micro-climat urbain, est appelée la couche de canopée urbaine (CCU). Elle s'étend de la surface jusqu'au sommet des bâtiments et intègre l'ensemble des éléments du paysage urbain et l'air ambiant. Elle tire son nom de l'influence que peuvent avoir les bâtiments sur les conditions en surface, par analogie aux effets d'une canopée forestière.

FIGURE 1.1. Exemple de la géométrie complexe de l'environnement urbain : vue aérienne d'un quartier d'affaires dans la ville de Chengdu en Chine. Source : Le Roy (2019).

1.1.2 Bilan radiatif et bilan d'énergie

Les conditions climatiques locales en milieu urbain (comme dans tout autre type de milieu) sont très largement gouvernées par les échanges de rayonnement, d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement entre les surfaces et l'atmosphère (Dickinson, 1983). Les processus physiques et physiologiques, dont relèvent ces échanges et qui entrent en jeu classiquement dans un environnement naturel et végétalisé, sont modifiés en milieu urbain en raison des propriétés des surfaces et de la géométrie complexe de l'environnement (Oke, 1988).

Sur une surface naturelle plane idéalisée (c.-à-d. homogène et sans obstacles ; figure 1.2.a), le bilan d'énergie de surface (BES) s'exprime sous la forme :

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \tag{1.1}$$

— Q^* est le rayonnement net toutes longueurs d'onde décrivant l'énergie absorbée par la surface ;

— Q_H et Q_E sont les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, respectivement, qui traduisent les échanges d'énergie liés au transfert de chaleur sensible entre la surface et l'atmosphère et au changement de phase de l'eau liquide en vapeur d'eau depuis le sol vers l'atmosphère (ou inversement) ;

— Q_G est le flux de chaleur dans le sol qui transfère de la chaleur sensible par conduction sous la surface selon le gradient de température dans le sol.

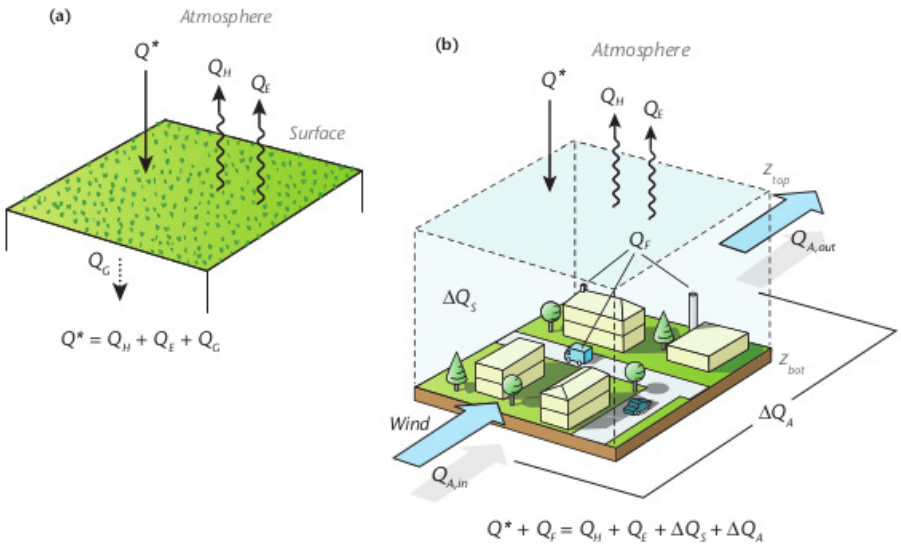


FIGURE 1.2. Représentation schématique du bilan d'énergie de surface pour une zone naturelle (a) et du bilan d'énergie de la canopée urbaine (b). Source : Oke *et al.* (2017).

Le terme Q^*, qui constitue l'énergie nette disponible pour le système, résulte du bilan radiatif en surface, à savoir la différence entre les rayonnements de courtes et longues longueurs d'onde reçus par la surface ($SW \downarrow$ et $LW \downarrow$, respectivement) et montants, c.-à-d. réfléchis et émis par la surface vers l'atmosphère ($SW \uparrow$ et $LW \uparrow$) :

$$Q^* = SW \downarrow + LW \downarrow - (SW \uparrow + LW \uparrow) \tag{1.2}$$

En milieu urbain, le BES des différentes surfaces prises indépendamment les unes des autres (murs, toits, routes, etc.) s'exprime comme celui d'une surface naturelle, si ce n'est que les propriétés radiatives et énergétiques des matériaux diffèrent. Toutefois, le bilan d'énergie d'un milieu urbain complet (par exemple, à l'échelle d'un quartier homogène) n'est pas la somme des BES de ses surfaces constituantes mais s'exprime pour un volume idéalisé (figure 1.2.b) correspondant à une portion de la CCU contenant l'ensemble des éléments (bâtis ou non) et le volume d'air :

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \tag{1.3}$$

Au rayonnement net s'ajoute un nouveau terme source Q_F qui correspond au flux de chaleur anthropique lié aux activités humaines comme le trafic routier (combustion des moteurs), ou les rejets de chaleur liés au chauffage et à la climatisation (Oke, 1988). Les termes puits sont comme précédemment, les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, ainsi que le flux de stockage de chaleur dans les infrastructures ΔQ_S, et

la quantité nette de chaleur ajoutée ou soustraite par advection horizontale ΔQ_A. Dans le cas d'un environnement homogène, ce dernier terme est habituellement négligé.

La partition des flux du bilan d'énergie pour une canopée urbaine est assez différente de celle d'un milieu naturel végétalisé. La faible capacité de rétention d'eau liée à l'imperméabilisation, ainsi que la raréfaction des sols naturels et de la végétation, limitent très fortement les processus d'évaporation et d'évapotranspiration. Par conséquent, Q_E diminue au profit de Q_H et Q_G, résultant en une perte de potentiel de refroidissement. D'autre part, les propriétés thermiques des matériaux artificiels qui composent les infrastructures urbaines favorisent le stockage (et déstockage) de chaleur. Ce mécanisme est d'autant plus important que la quantité de surfaces disponible est grande en raison de la géométrie tri-dimensionnelle. Dans des zones urbaines de forte densité bâtie, on peut ainsi observer en journée un flux de stockage de chaleur dans la canopée urbaine ΔQ_S supérieur au flux de chaleur sensible Q_H. Cette répartition entre les deux flux varie selon les caractéristiques des milieux urbains, en fonction de la morphologie et des matériaux, mais également selon les conditions de vent et d'ensoleillement.

En outre, la géométrie de la canopée urbaine engendre une augmentation de la quantité de rayonnement absorbée par le système par piégeage radiatif. Par les effets d'obstruction qu'ils génèrent, les bâtiments peuvent considérablement limiter la quantité de rayonnement solaire (en journée) et atmosphérique pénétrant à l'intérieur de la canopée urbaine. Mais la forme urbaine en canyon piège une grande partie du rayonnement incident qui est reçu par les surfaces urbaines dans la rue. Celles-ci échangent de l'énergie entre-elles par réflexions multiples de ce rayonnement mais aussi des émissions sous forme de rayonnement infrarouge des surfaces elles-mêmes. Au cours de la nuit, le phénomène de piégeage radiatif se combine au mécanisme de déstockage ou restitution par les infrastructures urbaines de la chaleur emmagasinée en journée. Ces deux processus induisent un ralentissement du refroidissement nocturne des surfaces urbaines et de l'air ambiant, qui est à l'origine du développement de l'ICU.

1.1.3 Couche limite atmosphérique urbaine

Les conditions météorologiques qui s'établissent dans la couche limite atmosphérique (CLA ; c.-à-d. la partie de la tropopause qui est directement en contact avec la surface terrestre ; figure 1.3) sont impactées par l'état et l'évolution des couches d'atmosphère supérieures à plus grande échelle (nommées aussi conditions synoptiques) où les processus sont associés à des échelles de temps caractéristiques de l'ordre de plusieurs jours. La basse atmosphère est aussi sous l'influence des caractéristiques propres à la surface avec

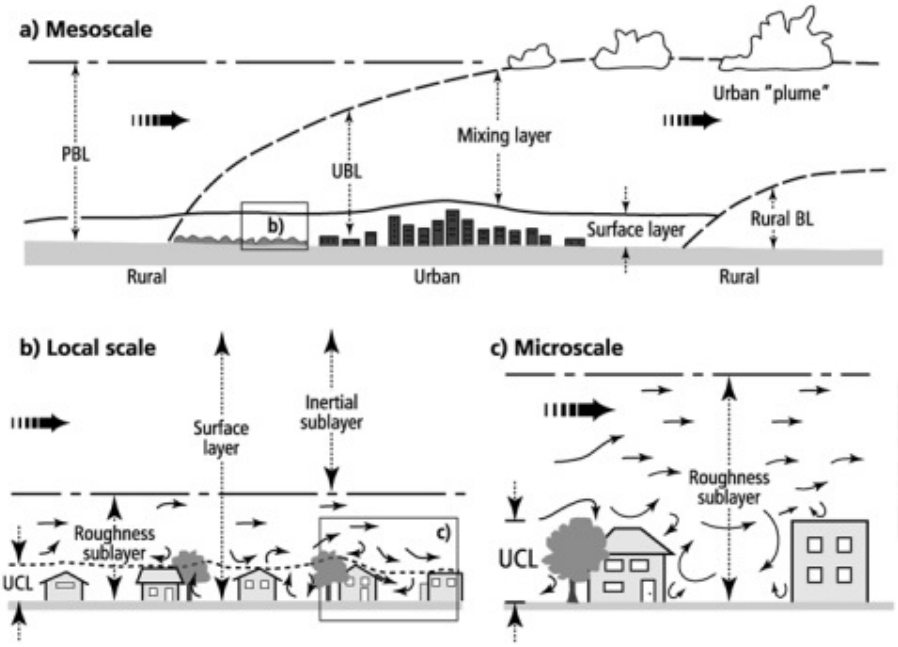


FIGURE 1.3. Représentation schématique de la couche limite atmosphérique urbaine à plusieurs échelles spatiales. Source : Piringer *et al.* (2002), modifiée par Oke & Rotach d'après Oke (1984) et Oke (1997).

laquelle elle est en contact, et au niveau de laquelle se jouent des processus caractérisés par des variations temporelles de l'ordre de l'heure et par un cycle diurne. En raison des caractéristiques propres à la canopée urbaine (principalement les hétérogénéités de surface), la structure interne de la CLA qui se développe au-dessus de la ville – et que l'on nomme couche limite urbaine (CLU) – est sensiblement différente de celle d'une CLA classique (figure 1.3.a). La CLA se décompose en deux couches : la Couche d'Ekman, au-dessus, qui est influencée à la fois par la surface et la force de Coriolis, alors que la partie basse appelée couche de surface ou couche limite superficielle (CLS) est majoritairement contrôlée par les effets de frottements ainsi que le bilan radiatif de la surface. Elle s'étend sur une épaisseur de l'ordre de 10 % de la hauteur totale de la CLA. L'interface entre la CLS et le sol est caractérisée par une sous-couche où se développe une turbulence tri-dimensionnelle d'origine thermique, mais surtout dynamique, gouvernée par la rugosité individuelle des différents éléments qui composent le paysage urbain. Elle est appelée sous-couche rugueuse (SCR) et peut atteindre 2 à 5 fois la hauteur des bâtiments. Au-dessus de la SCR, le reste de la CLS est appelé sous-couche inertielle (SCI) ou couche à flux constants. Elle est influencée non plus par les éléments individuels mais par un effet de rugosité moyenne du paysage urbain, et elle se caractérise par des flux de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvements constants sur l'horizontale. Les hauteurs respectives de la SCR et de la SCI sont déterminées par l'hétérogénéité et la

hauteur des éléments présents en surface. Dans le cas d'un milieu homogène composé de bâtiments de faibles hauteurs (comme les zones péri-urbaines), la SCR est de faible épaisseur et les propriétés de la SCI sont rapidement atteintes. À l'inverse, dans des zones urbaines composées de bâtiments plus hauts, typiques de centres urbains, la SCR est plus développée, jusqu'à ne plus rencontrer les conditions d'homogénéité horizontale de la SCI dans le cas de bâtiments de très grande hauteur (tels que les tours ou gratte-ciels des grandes mégalopoles d'Asie).

Les échanges de surface induits par les caractéristiques spécifiques au milieu urbain modifient la structure verticale de l'atmosphère ainsi que son évolution dans le temps. En journée, sous l'effet des températures de l'air plus élevées dans le milieu urbain qu'aux alentours, et d'une turbulence amplifiée par la rugosité de la ville, la CLU est plus développée et plus haute que la CLA rurale environnante (Lemonsu et Masson, 2002). Dans le cas de situations synoptiques caractérisées par un vent assez faible, la CLU surplombe la ville et ses limites proches sous la forme d'un dôme urbain. En présence de vent synoptique plus important, le dôme urbain est altéré et déformé par le vent, la partie supérieure de la CLU étant transportée en aval de la ville sous la forme d'un panache urbain. Sous ces conditions, l'influence de la ville sur les basses couches de l'atmosphère peut s'étendre sur plusieurs kilomètres au-delà de ses limites (Varentsov *et al.*, 2018), propageant à la fois les caractéristiques physiques de l'air urbain ainsi que d'éventuels polluants atmosphériques. En période nocturne, les flux de chaleur en surface maintiennent un déstockage de chaleur et des échanges par convection qui peuvent induire la persistance d'une couche limite neutre ou quasi-neutre de quelques centaines de mètres d'épaisseur au-dessus de la ville alors que l'atmosphère est stable au-dessus de la campagne.

1.2 Îlot de chaleur urbain

Les modifications du bilan d'énergie des villes et de la structure verticale de l'atmosphère donnent naissance au climat urbain dont la représentation la plus visible est le phénomène d'ICU. L'ICU représente le changement de température (en majeure partie positif) dû à la présence de la ville et est généralement calculé comme la différence de température entre un milieu urbain et son environnement naturel de proximité.

Ces différences thermiques entre l'environnement urbain et les zones naturelles alentours peuvent s'observer à différents niveaux, depuis la surface jusque dans l'atmosphère surplombant la ville. Il en résulte différentes définitions d'ICU. Toutes représentent l'écart en température entre la ville et la campagne, mais pour des températures différentes. Ainsi,

on trouve dans la littérature, quatre types d'ICU :

— **îlot de chaleur urbain de sous-sol** relatif à la différence de température du sous-sol entre le sol urbain et le sol naturel autour de la ville (Zhan *et al.*, 2014) ;

— **îlot de chaleur urbain de surface (ICUS)** relatif à la différence entre les températures de surface en ville et autour de la ville (Voogt et Oke, 2003) ;

— **îlot de chaleur de canopée urbaine** (plus couramment simplifié en îlot de chaleur urbain) relatif à la différence de température de l'air entre celle relevée dans la couche de canopée urbaine (c.-à-d. dans la rue) et celle relevée près de la surface (à 2 m) dans la campagne environnante (Arnfield, 2003) ;

— **îlot de chaleur de couche limite urbaine** relatif à la différence de température de l'air observée cette fois-ci non pas près de la surface mais dans la CLA au-dessus du sommet des bâtiments (Oke, 1976 ; Oke, 1995).

Dans le cadre de ce manuscrit et compte tenu des travaux réalisés au cours de la thèse et présentés par la suite, on détaille plus spécifiquement le cas des îlots de chaleur de température de surface, et des îlots de chaleur de canopée urbaine, ces derniers étant ceux qui influencent le plus directement les conditions environnementales auxquelles sont soumis les habitants.

1.2.1 Îlot de chaleur de canopée urbaine

La dynamique journalière de la température de l'air dans la canopée urbaine, et donc de l'ICU associé, dépendent des échanges thermo-radiatifs au sein du canyon urbain entre les surfaces au sol, les murs des bâtiments (et autres éléments du paysage présents dans la rue) et l'air ambiant (Oke, 1988 ; Arnfield, 2003).

Durant la journée, les matériaux artificiels accumulent préférentiellement de la chaleur provenant du rayonnement solaire incident, par conduction. Lorsque les surfaces sont plus chaudes que l'air ambiant, elles échangent de la chaleur sous forme de flux de chaleur sensible et réchauffent l'air. Néanmoins, la turbulence atmosphérique favorise un mélange des masses d'air important en journée qui lisse les différences de températures entre ville et campagne. D'autre part, dans des canopées urbaines compactes, l'ombrage des bâtiments retarde le réchauffement des surfaces, pouvant entraîner des températures urbaines plus faibles qu'à la campagne plus ensoleillée, et donc un ICU négatif (Oke, 1982).

La nuit, les zones urbaines disposent d'un stock de chaleur absorbée pendant la journée plus important qu'à la campagne, de par les propriétés thermiques des matériaux et la

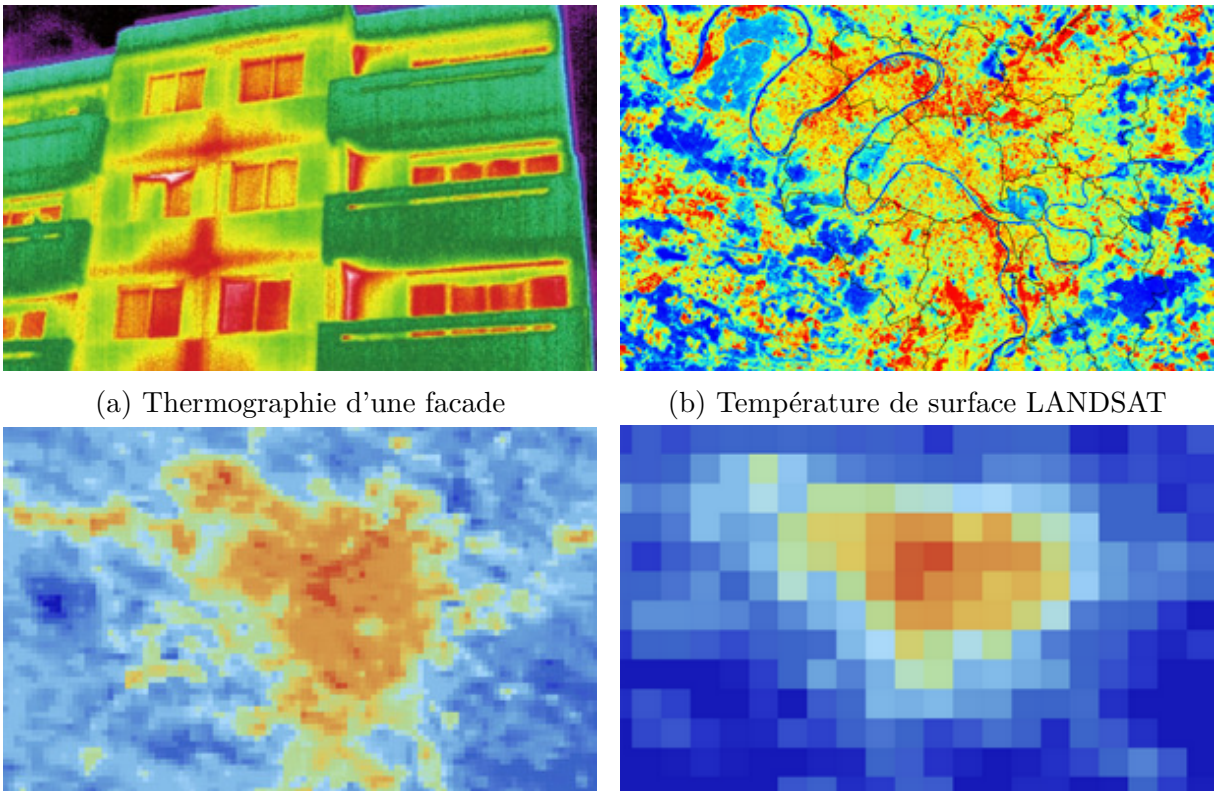
plus grande densité de surfaces disponibles. De plus, la géométrie en canyon limite les pertes par rayonnement infrarouge ($LW \uparrow$) en piégeant les émissions des surfaces par réflexions multiples. Par conséquent, le phénomène de refroidissement nocturne est plus lent en ville, et initie une anomalie de température positive (Oke, 1982). De plus, en l'absence de vent important, et avec une turbulence qui s'atténue au cours de la nuit, l'air urbain est peu mélangé ou sur une couche d'atmosphère très peu développée. La différence de température maximale entre la ville et la campagne s'observe quelques heures après le coucher du soleil et varie relativement peu au cours de la nuit selon les conditions atmosphériques rurales.

1.2.2 Îlot de chaleur urbain de surface

L'ICUS se réfère aux différences de températures de surface entre les zones urbaines et les zones naturelles environnantes. L'étude des températures de surface se fait par thermographie infrarouge c.-à-d. la mesure thermique d'une surface à partir du rayonnement infrarouge émis par les matériaux qui la composent en fonction de leur température. La thermographie infrarouge peut être effectuée de plusieurs manières, en fonction de l'étendue de la zone étudiée. Au plus proche de la surface l'utilisation de caméras thermiques permet d'avoir les images les plus détaillées, et sont utilisées par exemple dans le cas d'étude sur l'énergétique du bâtiment. Pour couvrir des surfaces plus importantes ou qui ne seraient pas visibles depuis la surface, comme par exemple les toits de bâtiments, les capteurs thermiques peuvent également être aéroportés sur des drones, hélicoptères ou avions (Lagouarde et Irvine, 2008 ; Naughton et McDonald, 2019). Aujourd'hui, la méthode de mesure des températures de surface la plus utilisée repose sur des satellites parcourant toute la surface de la Terre (ou une partie) de manière continue.

Cette multiplicité des outils d'observation a pour conséquence qu'il n'existe pas de méthode unique de mesure et de traitement des températures (Tomlinson *et al.*, 2011 ; Li *et al.*, 2013b ; Le Roy *et al.*, 2019). Dans le cas des satellites par exemple, les résultats obtenus dépendent de la résolution horizontale du capteur, pouvant aller de la dizaine de mètres jusqu'à des kilomètres, et agrège plus ou moins de surfaces aux propriétés différentes (toits, routes, trottoirs, végétation urbaine, etc. ; figure 1.4). L'angle de vue du satellite impacte également les résultats obtenus car il modifie les surfaces observées (Minnis et Khaiyer, 2000). Si la zone d'étude est au nadir (c.-à-d. directement en dessous de la trajectoire du satellite), le rayonnement thermique infrarouge reçu par le capteur provient des surfaces horizontales (toits et routes pour le milieu urbain). Si l'angle de visée est incliné, le satellite reçoit également du rayonnement émis par les surfaces verticales comme les murs (Voogt et Oke, 1998 ; Lagouarde et Irvine, 2008). Pour ces raisons, la

comparaison des températures de surface mesurées par des sources différentes n'est pas triviale. Cette comparaison est d'autant plus difficile, que les capteurs des satellites ne mesurent pas directement la température mais la calcule à partir d'autres variables (p. ex. la température de brillance et l'émissivité de surface) et d'algorithmes de correction plus ou moins complexes (Tomlinson *et al.*, 2011 ; Yu *et al.*, 2014).



(a) Thermographie d'une facade

(b) Température de surface LANDSAT

(c) Température de surface TERRA

(d) Température de surface MSG

FIGURE 1.4. Illustration des différences de précision dans la mesure des températures de surface en fonction des capteurs utilisés. Les résolutions ont comme ordre de grandeur des dizaines de centimètres (a), une centaine de mètres (b) et supérieur au kilomètre (c et d). Sources : a) et b) Atelier parisien d'urbanisme (APUR).

À l'inverse de l'ICU, qui nécessite un réseau de mesure urbain de température de l'air, pouvant être coûteux et complexe à mettre en place, de nombreuses bases de données de température de surface sont maintenant disponibles gratuitement. C'est pour cette raison et en conjonction de l'augmentation importante de la quantité de données satellitaires produites durant les dernières décennies que les ICUS sont devenus un des phénomènes de climatologie urbaine les plus étudiés (Zhou *et al.*, 2019). Il faut néanmoins noter que même si elles peuvent être corrélées dans certaines situations (en fonction de l'heure du jour, ou des conditions atmosphériques ; Gallo *et al.*, 2011), les températures de l'air et de

surface résultent de processus physiques différents et montrent des évolutions temporelles variables (voir chapitre 3 pour le cas de Paris).

1.2.3 Facteurs de variabilité de l'îlot de chaleur urbain

Les processus décrits précédemment expliquent les mécanismes responsables de la formation des différents ICU, sans toutefois aborder la question des facteurs de variabilité du phénomène.

La variabilité des ICU peut être comprise de deux façons. On peut d'abord noter la variabilité des ICU entre différentes villes qui résulte des caractéristiques morphologiques propres à chaque environnement urbain comme sa taille, sa densité de bâti ou encore son architecture (hauteur et forme des bâtiments, matériaux utilisés, organisation spatiale des rues, etc.). Ce lien entre taille de la population et intensité de l'ICU a été mis en évidence par Oke (1973) pour les plus grandes villes d'Amérique du nord et dans une moindre mesure d'Europe. Cette relation a également été observée pour l'ICUS par Zhou *et al.* (2017). Le contexte régional et l'environnement géographique, à savoir le type d'occupation des sols autour de la ville, la topographie, le réseau hydrograpique, sont aussi d'importants facteurs d'influence.

Le deuxième point de variabilité des ICU concerne leurs évolutions temporelles. Des éléments concernant le cycle diurne du phénomène ont déjà été décrits plus tôt, auxquels s'ajoute également une importante variabilité saisonnière. Pour une ville donnée, ces deux points ont pour cause commune une modification des conditions atmosphériques (et astronomiques) au cours du temps.

Comme évoqué précédemment, l'ICU résulte d'une modification du bilan d'énergie de surface. Sa source principale provient donc du rayonnement solaire incident atteignant la surface et pouvant être absorbé puis restitué par les matériaux urbains. Par conséquent, l'intensité des ICU nocturnes est fortement corrélée à la quantité de rayonnement irradiant la surface la veille. En plus de l'insolation, la vitesse du vent traversant la canopée urbaine va déterminer la capacité de l'air à accumuler la chaleur restituée par l'environnement urbain : dans le cas de conditions de vents forts, le volume d'air présent dans le canyon est fortement mélangé avec les couches supérieures, tandis qu'en présence de vitesses de vent faibles le volume d'air est plus stable et « l'influence de la nature du sol devient prépondérante » (Dettwiller, 1970). Alors que le cycle diurne de l'ICU est essentiellement gouverné par les processus physiques propres au phénomène (c.-à-d. accumulation de chaleur pendant la journée et restitution la nuit suivante), les conditions météorologiques

expliquent sa variabilité saisonnière. Cantat (2004) notait ainsi, que les intensités de l'ICU parisien observées en été étaient en moyenne plus fortes que celles mesurées en hiver (figure 1.5), ce qui coïncide en majeure partie avec une plus grande fraction d'insolation pendant la période estivale (soleil plus haut dans le ciel et nébulosité moins importante) ; mais également avec des situations synoptiques associées à des vitesses de vents plus faibles. Il notait toutefois que les saisons en tant que telles n'expliquent pas toute la variabilité des intensités d'ICU (avec par exemple des valeurs ponctuelles d'ICU plus fortes en hiver qu'en été), mais qu'elles indiquent plutôt des situations typiques plus ou moins favorables au phénomène : les types de temps (sous-section 2.3.1).

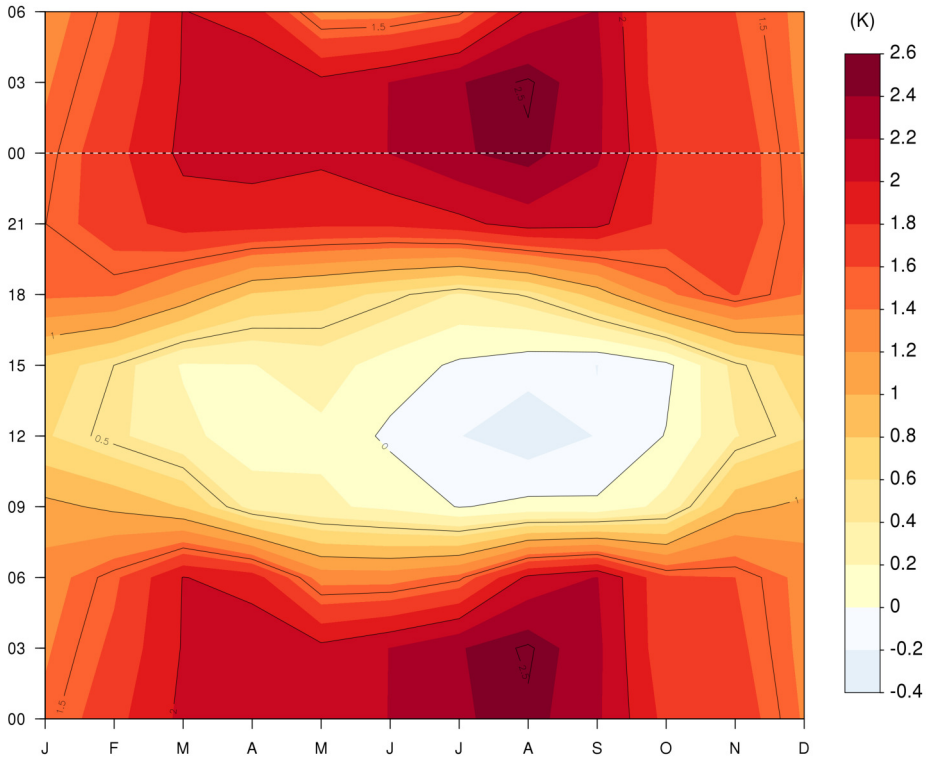


FIGURE 1.5. Évolution mensuelle des intensités de l'ICU parisien sur la période 1976–2005. Thermo-isoplèthes calculées à partir des températures tri-horaires des stations Paris-Montsouris et Melun. Les heures 0, 3 et 6 sont dupliquées sur la partie haute du graphique pour une meilleure représentation des intensités nocturnes.

1.3 Impacts environnementaux et sociétaux

1.3.1 La biosphère

De part ses transformations apportées aux formes d'occupation du sol, l'urbanisation grandissante des surfaces engendre une modification importante de la répartition des espèces végétales et animales (Muratet *et al.*, 2007). À ce titre, elle est devenue un des axes

principaux de recherche en biologie/écologie de la conservation (McKinney, 2002 ; Miller et Hobbs, 2002 ; Wu, 2014). Différentes études ont relevé une relation non linéaire, en forme de cloche, entre le taux d'urbanisation d'une ville et la richesse de sa biodiversité (Blair, 1996, 1999 ; Germaine et Wakeling, 2001) : d'une manière générale, les formes les plus extrêmes d'urbanisation induisent une diminution de la biodiversité urbaine (McKinney, 2002 ; Antrop, 2004 ; Hansen *et al.*, 2005), mais les formes intermédiaires comme les zones péri-urbaines ou les espaces urbains contenant de la végétation peuvent représenter des niches écologiques. Shochat *et al.* (2006) synthétisent l'impact des villes sur les populations animales comme pouvant résulter en :

— une augmentation et une stabilisation de la productivité (c.-à-d. la quantité de biomasse produite par unité de surface et qui peut être liée au nombre d'espèces ; Mittelbach *et al.*, 2001 ; Morin, 2009) dans les zones végétalisées telles que les parcs et les jardins (Imhoff *et al.*, 2000 ; Kaye *et al.*, 2005) ;

— une diminution du nombre d'espèces natives (McKinney, 2002) par perte d'habitat (Liu *et al.*, 2016), compétition (Shochat *et al.*, 2004) ou introduction anthropique de nouvelles espèces (Kowarik, 2008) potentiellement invasives (Riley *et al.*, 2005 ; Shochat *et al.*, 2010 ; Padayachee *et al.*, 2017) ;

— une augmentation du nombre d'individus d'espèces « adaptées » au détriment d'autres espèces (Morin, 2009) ;

— une modification de la phénologie des espèces végétales (Imhoff *et al.*, 2000) induite par une diminution des hivers froids (Parris et Hazell, 2005) et un agrandissement de la période de croissance (Imhoff *et al.*, 2000), modifiant elle même les comportements des espèces animales (Schoech et Bowman, 2001).

Concernant le climat urbain, c'est ce dernier point qui nous intéresse le plus : bien que les ICU ne soient pas systématiquement le premier facteur explicatif de changements de biodiversité (Čeplová *et al.*, 2017), ils peuvent représenter un impact additionnel important lors d'évènements particuliers comme les vagues de chaleur (Kappes *et al.*, 2012), notamment sur les espèces natives, non-adaptées à des stress thermiques ou hydriques trop importants.

La relation entre l'espace urbain et la biosphère n'est pas à sens unique, les « espaces naturels urbains » influencent également les autres parties de l'écosystème dont font partie les sociétés humaines (Alberti, 2008b). Les villes sont en premier lieu dépendantes des écosystèmes naturels situés en dehors de leurs limites pour leur développement, mais elles tirent également des bénéfices de ceux qu'elles intègrent par les services écosystémiques qu'ils leur rendent (Bolund et Hunhammar, 1999 ; Gómez-Baggethun et Barton, 2013). Ces services couvrent d'ores et déjà une multitude de domaines, en

particulier environnementaux comme l'amélioration de la qualité de l'air (Baró *et al.*, 2014) ou la régulation du micro-climat urbain (Susca *et al.*, 2011). Ils pourraient également contribuer à atténuer les effets des changements climatiques attendus (augmentation des températures, modification du cycle de l'eau, changement de saisonalité, *etc.* ; section 3.2 ; Wilby et Perry, 2006), soulignant l'importance du choix des stratégies d'aménagement des espaces végétalisés et de conservation de la biodiversité à mettre en œuvre (Alberti, 2008a).

1.3.2 L'hydrosphère

Historiquement, les villes se sont en grande partie développées sur les côtes maritimes ou près de zones fluviales. Leur construction a pu nécessiter la modification des sols par le drainage de zones humides ou de marais et leur développement engendre encore aujourd'hui des impacts sur le cours naturel des fleuves et rivières (par la création de digues ou de barrages ; Gregory, 2006) ou sur l'étendue des côtes et estuaires (p. ex. les polders).

Aujourd'hui, l'espace urbain fait partie intégrante du cycle de l'eau de nombreux bassins versants qu'il transforme en profondeur. Les modifications apportées par l'urbanisation grandissante des villes ont des impacts qui s'étendent au-delà de leurs limites et entraînent de nouveaux risques. C'est pour ces raisons, qu'à l'instar de l'« écologie urbaine », l'hydrologie urbaine est devenue l'une des premières thématiques de recherche concernant la soutenabilité des villes futures (Newman, 1999 ; Kennedy *et al.*, 2007).

Outre les modifications directes des cours d'eau, l'urbanisation impacte le cycle de l'eau par l'artificialisation des surfaces naturelles. En effet, les matériaux artificiels utilisés dans l'environnement urbain sont en général plus imperméables que les couverts naturels qu'ils remplacent. L'imperméabilisation des surfaces engendre une diminution de la quantité d'eau pouvant pénétrée dans le sol. Il en résulte alors une augmentation de la quantité d'eau de ruissellement (Endreny, 2006 ; Jacobson, 2011), au détriment des eaux souterraines (Ku *et al.*, 1992 ; Hardison *et al.*, 2009). Cette augmentation du ruissellement a pour conséquence une baisse des temps de concentration des bassins versants (c.-à-d. la durée qu'il faut à une goutte d'eau pour atteindre l'exutoire du bassin depuis son arrivée par précipitation ; Shuster *et al.*, 2005) pouvant impacter les écosystèmes naturels mais aussi les villes via le risque d'inondation (Li *et al.*, 2013a). Ce risque peut subvenir par débordement de cours d'eau lors de crues rapides associées à des évènements précipitant extrêmes (Davis, 2001), mais aussi dans certaines conditions si le dimensionnement des infrastructures d'évacuation des eaux n'est pas suffisant (Wheater et Evans, 2009).

En plus du risque d'inondations, la modification du cycle hydrologique questionne la gestion de la ressource en eau. Niemczynowicz (1999) listait déjà de nombreux défis concernant une gestion soutenable des eaux, incluant la pollution des eaux urbaines (Goel, 2006 ; Göbel *et al.*, 2007) liée au ruissellement de surface ; l'utilisation domestique de l'eau potable qui engendre également une forme de pollution ; l'accès à une eau potable pour les villes en croissance et de manière plus générale l'évolution des ressources disponibles ; l'utilisation de la ressource en eau amont des villes pour l'irrigation, ainsi que pour l'agriculture urbaine.

1.3.3 L'atmosphère

Comme évoqué précédemment, l'impact du milieu urbain ne s'arrête pas qu'à la surface et atteint les premières couches de l'atmosphère dont il modifie les caractéristiques. L'augmentation des températures au travers de l'ICU, conjointement aux autres modifications décrites plus tôt (humidité, rayonnement, vent, etc.), peuvent avoir un impact direct sur le confort de vie des habitants. Le confort thermique est une notion subjective à la localisation géographique ainsi qu'aux comportements des individus mais il peut être défini comme les conditions micro-climatiques de l'environnement (à l'intérieur des bâtiments comme dans le canyon) dans lesquels un individu se sent à l'aise, ou comme « un état sans besoins de correction de l'environnement par le comportement » (Hensen *et al.*, 1991). Différentes méthodes d'évaluation du confort thermique ont été développées en représentant les échanges radiatifs entre le corps humain et l'environnement qui l'entoure (Djongyang *et al.*, 2010 ; Rupp *et al.*, 2015 ; Coccolo *et al.*, 2016).

Selon le moment de la journée, la saison ou la localisation géographique, l'environnement urbain peut entraîner une amélioration ou une dégradation des conditions thermiques. Par exemple, des situations de stress thermique froid intense (hautes latitudes ou altitudes ou saison froide) peuvent être en partie compensées par le gain de température lié à l'ICU (Jin *et al.*, 2019 ; Irmak *et al.*, 2020). Selon l'indicateur utilisé, la densité de bâtiment importante de l'environnement urbain peut également protéger de certaines conditions météorologiques et ainsi diminuer l'impact (p. ex. diminution du rayonnement direct incident par effet d'ombrage en été, Park *et al.* (2014) ; ou encore protection contre des vents importants Peng *et al.* (2018)). L'urbanisation peut à l'inverse exacerber des conditions de stress thermique déjà importantes. L'exemple le plus courant correspond à la combinaison d'épisodes de vagues de chaleur conjointement à un ICU nocturne élevé, les deux phénomènes pouvant se développer dans des conditions similaires (masses d'air stables avec fort ensoleillement la journée ; Ward *et al.*, 2016, pour le ICUS) et s'accentuer

mutuellement (Li et Bou-Zeid, 2013).

Au delà d'un « simple » confort, ces évènements thermiques extrêmes peuvent avoir un impact important sur la santé des habitants (Laaidi *et al.*, 2012). Les vagues de chaleur sont déjà l'un des risques naturels les plus dangereux et leur nombre devrait augmenter sous l'effet du changement climatique (Meehl et Tebaldi, 2004). La vague de chaleur européenne de l'été 2003 a conduit à plus de 70 000 décès sur le continent (Bouchama, 2004 ; De Bono *et al.*, 2004 ; Robine *et al.*, 2008), avec en particulier 15 000 décès en France (Hémon et Jougla, 2003) dont une part importante dans l'aire urbaine parisienne.

Ces risques, font que ces évènements thermiques extrêmes, ainsi que les questions concernant le confort thermique des habitants, sont aujourd'hui particulièrement étudiés (Rupp *et al.*, 2015). Pour répondre à ces défis, différentes thématiques de recherches se sont développées autour de la notion de confort thermique en ville : l'impact du changement climatique sur le confort en ville (Lemonsu *et al.*, 2015), l'adaptabilité des villes face au changement climatique (Masson, 2000 ; De Munck *et al.*, 2018a), la modification des besoins énergétiques liée à des changement de comportement des habitants (Viguie *et al.*, 2020). En plus de modifier le climat local, les villes ont également un impact sur la composition chimique de l'atmosphère en raison des activités anthropiques qu'elles abritent et des émissions locales associées : pollution atmosphérique liée aux transports routiers, au chauffage des habitations, ou à l'industrie (Seinfeld, 1989 ; Mage *et al.*, 1996 ; Cohen *et al.*, 2004).

Chapitre 2

Modèles numériques et données utilisés

Sommaire

Avant-propos **24**

2.1 Modélisation de la canopée urbaine avec TEB **25**

2.1.1 Principe général et processus physiques 25

2.1.2 Développements du modèle adaptés aux études d'impacts . . . 27

2.1.3 Configurations de modélisation et données d'entrée 29

2.2 Modélisation météorologique couplée et à haute résolution avec Meso–NH **31**

2.3 Climatologie de référence d'épisodes d'îlot de chaleur urbain **33**

2.3.1 Principe de la classification en types de temps spécifiques . . . 34

2.3.2 Base de données de simulations urbaines à haute résolution . . 35

2.3.3 Application à la région parisienne 37

2.4 Projections climatiques régionales EURO–CORDEX **39**

Avant-propos

Le chapitre précédent décrit les principaux processus qui s'établissent en milieu urbain et sont à l'origine de ce que l'on appelle le Climat Urbain. En particulier, le chapitre s'est attardé sur la problématique de l'îlot de chaleur urbain (ICU) et des impacts environnementaux et sanitaires qui peuvent lui être associés. Un enjeu majeur aujourd'hui est de mieux comprendre et prévoir le climat urbain et ses impacts, mais également d'anticiper les effets à venir au regard de l'évolution du climat et de proposer des stratégies d'adaptation. C'est dans ce contexte que se place le travail de thèse, qui vise à faire le lien entre les changements climatiques régionaux, la réponse du climat urbain local, et certains impacts sur la population. La démarche repose sur une méthode de descente d'échelle statistico-dynamique (décrite au chapitre 4) qui s'appuie sur plusieurs modèles numériques de météorologie et de climat et sur des bases de données climatologiques déjà existantes.

Ce chapitre présente l'ensemble des modèles et données qui ont alimenté la méthodologie de la thèse. Il décrit tout d'abord ceux associés à l'échelle urbaine : le modèle TEB (*Town Energy Balance*) qui permet de modéliser l'ICU et les conditions de température et de confort au niveau de la canopée urbaine (section 2.1) ; le modèle Meso–NH (*Mesoscale Non–Hydrostatic*) qui permet de traiter les interactions avec l'atmosphère et la variabilité de l'ICU selon les conditions météorologiques, grâce à une modélisation à haute résolution de l'atmosphère couplée aux surfaces urbaines (section 2.2) ; et enfin la base de données de types de temps locaux spécifiques qui permet de relier les conditions climatologiques locales et la signature caractéristique de l'ICU (sous-section 2.3.1). Le chapitre présente ensuite les modèles de climat régional (RCM pour *Regional Climate Model*), plus particulièrement l'ensemble de projections climatiques EURO–CORDEX qui a alimenté l'analyse des évolutions climatiques régionales sur la zone d'étude (section 2.4). Comme évoqué plus haut, la thèse exploite en partie des données et résultats de simulation déjà disponibles. C'est le cas des projections climatiques, des simulations de climat urbain couplant TEB et Meso–NH, et de la classification en types de temps spécifiques (TTS). Néanmoins, la dernière partie de la thèse portant sur la mise en application de la méthode de descente d'échelle sur la région parisienne pour le calcul d'indicateurs de climat urbain et d'impacts (chapitre 5) s'appuie sur des simulations configurées et réalisées avec TEB dans le cadre de la thèse.

2.1 Modélisation de la canopée urbaine avec TEB

Les modèles de canopée urbaine (UCM pour *Urban Canopy Model*) ont été développés pour représenter les échanges de surface spécifiques au milieu urbain, principalement pour la modélisation météorologique à méso-échelle (Masson, 2006) et plus récemment pour la modélisation climatique à haute résolution (Masson *et al.*, 2020). Ces modèles sont des paramétrisations qui ne résolvent pas de façon explicite tous les éléments composant le paysage urbain mais se basent sur certaines hypothèses simplificatrices. Leur niveau de sophistication varie d'un modèle à l'autre, quant à la description de la complexité de la géométrie urbaine et la résolution des échanges turbulents à l'intérieur des rues et avec l'air au-dessus. En outre, ils n'ont pas tous le même niveau de détail dans la représentation des processus physiques (Grimmond *et al.*, 2010, 2011) : prise en compte de la végétation urbaine, échanges en eau, comportement énergétique des bâtiments, etc.

Le modèle de canopée urbaine utilisé dans cette thèse est le modèle TEB qui fait aujourd'hui référence dans la communauté scientifique sur le climat urbain. Ce modèle existe dans différentes versions plus ou moins sophistiquées selon les cadres d'applications. Il présente, en particulier, l'avantage d'intégrer un ensemble de processus assez complets, décrits plus en détail par la suite, permettant de réaliser des études d'impacts en milieu urbain relatives au confort thermique et à la consommation d'énergie.

2.1.1 Principe général et processus physiques

Le modèle TEB a été développé par Masson (2000) et constitue le premier modèle basé sur l'approche de « canyon urbain » (figure 2.1) en référence au concept développé par Nunez et Oke (1977). Un canyon urbain est défini par les toits, murs et sols séparant deux unités urbaines (p. ex. des bâtiments), et le volume d'air à l'intérieur de ce canyon qui s'étend jusqu'à la hauteur des bâtiments qui le composent. Dans sa version historique, TEB ne tient compte que des surfaces artificialisées, le canyon étant composé exclusivement de bâtiments et routes, sans végétation. Il utilise cette approche bidimensionnelle (2D) en décrivant les rues comme étant de longueur infinie sans intersection, sans orientation particulière (selon une hypothèse d'orientations équiprobables) et en paramétrant une couche d'air unique à l'intérieur du canyon. Au sein d'une maille numérique de calcul du modèle (pouvant couvrir des résolution horizontales variables, de quelques kilomètres à la centaine de mètres), le tissu urbain est représenté par ce canyon moyen décrit par des caractéristiques géométriques, c.-à-d. la densité bâtie, la hauteur moyenne des bâtiments et la densité surfacique de murs (c.-à-d. la quantité de surface de murs en contact avec l'atmosphère), des propriétés de conductivité thermique

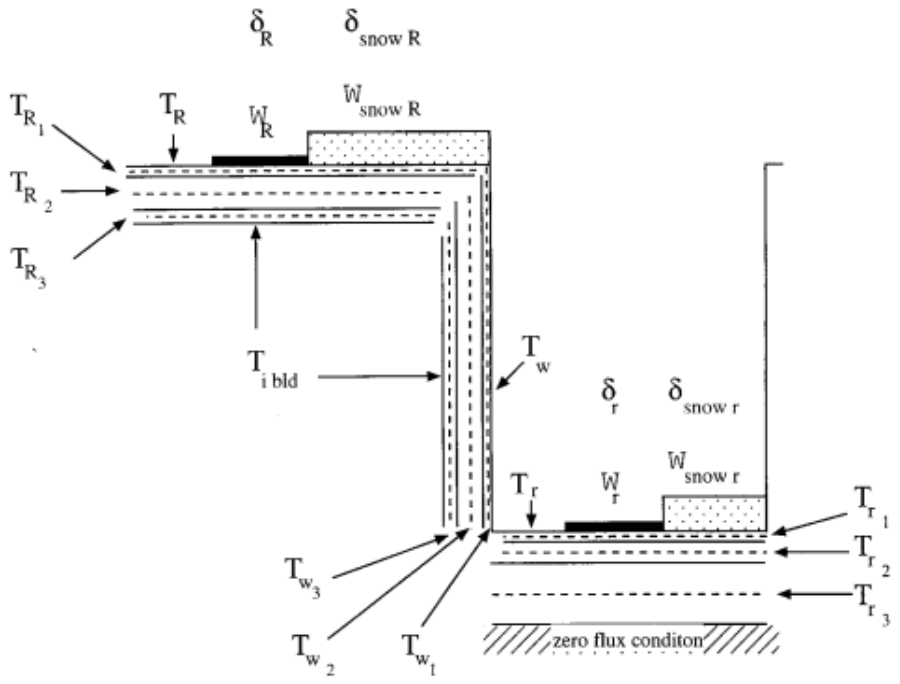


FIGURE 2.1. Représentation schématique du canyon urbain tel qu'utilisé dans la version historique de TEB. Les températures (T) et contenus en eau (W) sont calculés pour trois types de surface : le toit (R), le mur (W) et la route (r). Source et détails supplémentaires : Masson (2000).

et capacité calorifique des matériaux constitutifs des bâtiments et des routes, et des propriétés réflectives des facettes externes.

Malgré une géométrie simplifiée, une telle approche permet de prendre en compte les processus clefs qui gouvernent le développement du micro-climat urbain, et en particulier de l'ICU. TEB résout un bilan radiatif séparé pour chaque surface (toit, route, mur) en considérant les effets d'ombrage liés à la géométrie du canyon, et les inter-réflexions du rayonnement entre les différentes facettes du canyon. Il résout également un bilan d'énergie séparé par surface, ainsi qu'une équation d'évolution de la température pour les couches de matériaux constituant le toit, la route, et les murs, en fonction du bilan d'énergie en surface et des échanges de chaleur par conduction dans les matériaux. TEB traite également les échanges en eau en surface, en considérant une capacité d'interception des routes et des toits de l'eau issue des précipitations. Enfin, les conditions micro-climatiques de température et humidité de l'air, et de vitesse de vent sont calculées dans la rue (au milieu du canyon) en fonction des contributions énergétiques des surfaces environnantes par échanges de chaleur et de vapeur d'eau, et de l'effet de traînée moyen des bâtiments sur l'écoulement.

2.1.2 Développements du modèle adaptés aux études d'impacts

Depuis sa version initiale, TEB a connu un nombre important de développements visant à améliorer la modélisation de certains processus et ajouter de nouveaux modules pour une description plus complète du fonctionnement de la canopée urbaine. Ces avancées ont été motivées, en grande partie, par des projets de recherche antérieurs (projets ANR VURCA [1], MUSCADE [2], VegDUD [3], projet STAE-RTRA ACCLIMAT [4]) pour évaluer des stratégies d'aménagement et d'adaptation des villes sur la base de diagnostics adaptés et d'indicateurs d'impacts. La liste de ces développements est présentée dans le tableau 2.1, par thématiques. En particulier, deux sujets majeurs ont été traités :

Représentation plus réaliste des systèmes végétaux en milieu urbain - Le nouveau module de végétation permet de représenter les interactions à fine échelle entre différents types de végétation urbaine et le bâti alentour, alors qu'à l'origine les deux types de surfaces étaient traitées de manière séparée (approche par « mosaïque », figure 2.2.a). Le but est de pouvoir étudier la réponse des conditions micro-climatiques du canyon sous l'influence de la végétation (e.g. ombrage des arbres de rues, ou rafraîchissement par évapotranspiration des végétaux). Ces développements ont permis d'étudier et évaluer des stratégies de végétalisation de l'espace urbain, à l'échelle de la ville, et les effets sur le confort, la demande énergétique et la ressource en eau (Daniel *et al.*, 2018 ; De Munck *et al.*, 2018a).

Fonctionnement énergétique des bâtiments - Le module d'énergétique du bâtiment (BEM) a été implémenté dans TEB pour tenir compte de la façon dont les conditions météorologiques extérieures peuvent influer sur la température à l'intérieur des bâtiments, que ce soit directement en fonction de la température de l'air dans le canyon mais également en fonction du rayonnement incident par l'ajout de surfaces vitrées (figure 2.3). De plus, BEM simule le fonctionnement de systèmes de chauffage et de climatisation dans le bâtiment, en intégrant certaines hypothèses sur les comportements humains (choix des températures de consigne, calendriers d'usage etc.) (Schoetter *et al.*, 2017). Ce module produit des diagnostics de consommations énergétiques liées à ces différents systèmes, et simule également leur impact sur les conditions extérieures par rejet de chaleur dans le canyon (p. ex. en période de vague de chaleur ; projet VURCA ; Viguie *et al.*, 2020).

1. VURCA : Vulnérabilité Urbaine aux épisodes Caniculaires et stratégies d'Adaptation, ANR-08-VULN-013
2. MUSCADE : Modélisation Urbaine et Stratégie d'adaptation au Changement climatique pour Anticiper la Demande et la production Énergétique, ANR-09-VILL-0003
3. Rôle du Végétal dans le Développement Urbain Durable, ANR- 09-VILL-0007
4. ACCLIMAT : Adaptation au Changement CLIMatique de l'Agglomération Toulousaine, Sciences et Technologies pour l'Aéronautique et l'Espace - Réseau Thématique de Recherche Avancée (STAE-RTRA)

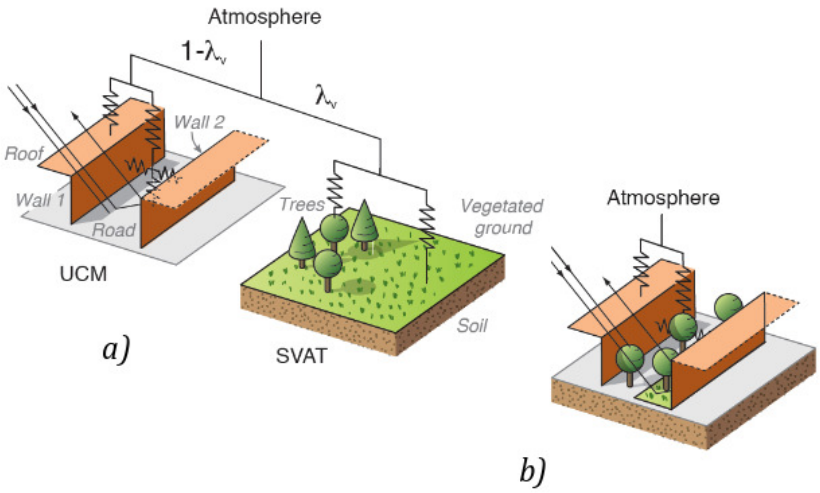


FIGURE 2.2. Différentes approches pour la prise en compte de la végétation dans le milieu urbain. L'approche par *tile* (a) traite les surfaces urbaine et végétale séparément puis moyenne les résultats obtenus, tandis que l'approche intégrée (b) prend en compte les rétroactions entre les deux surfaces à l'intérieur du canyon. Source : Krayenhoff (2014).

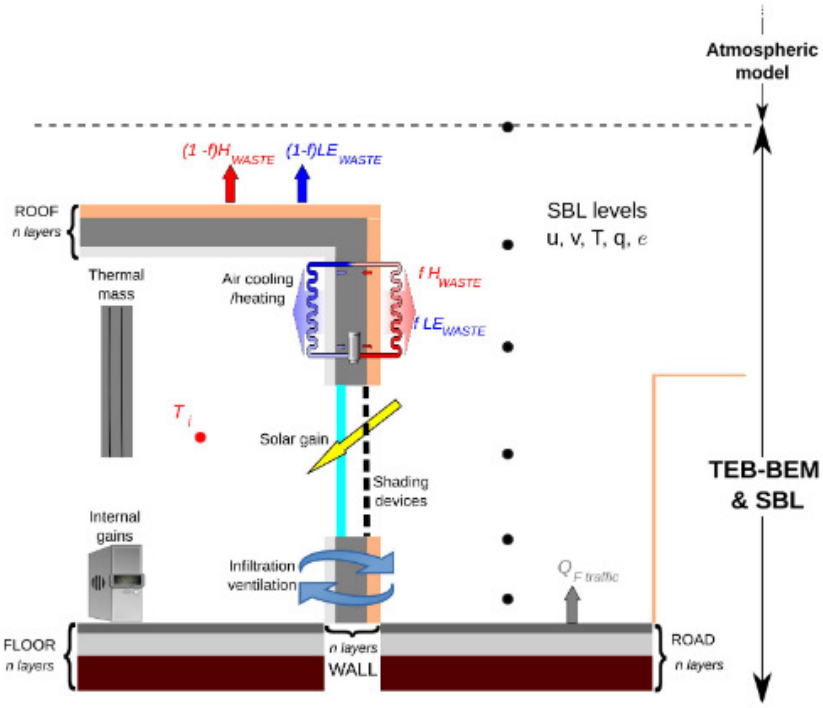


FIGURE 2.3. Représentation schématique d'un bâtiment et de la rue canyon adjacente comme décrits dans TEB-BEM. Différents processus physiques sont représentés : le stockage de chaleur dans le bâtiment et les matériaux de constructions, les gains de chaleur interne, les flux solaires ou encore les flux de chaleur résiduelle (WASTE). Source : Bueno *et al.* (2012).

Le modèle intègre également un diagnostic pour l'évaluation du stress thermique. Le choix s'est porté sur l'utilisation de l'*Universal Thermal Comfort Index* (UTCI), un indice de confort thermique exprimé en température ressentie. Le calcul de l'UTCI repose initialement sur un modèle physiologique complet (UTCI-Fiala ; Fiala *et al.*, 2012) capable de représenter les échanges thermiques entre le corps humain et l'environnement extérieur. Pour cela, il définit les caractéristiques physiques de l'individu, le type d'habillement et son niveau d'activité, et tient compte des conditions environnementales locales de température de l'air, de vitesse du vent, de pression de vapeur d'eau et de rayonnement courtes et longues longueur d'ondes. Une version réduite du modèle existe pour une implémentation dans des modèles de micro-climat, qui suppose des caractéristiques standards pour l'individu. C'est cette version simplifiée du modèle UTCI-Fiala qui est aujourd'hui disponible dans TEB (Kwok *et al.*, 2019).

2.1.3 Configurations de modélisation et données d'entrée

Le modèle TEB est intégré au sein de la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX (SURfaces Externalisées ; Masson *et al.*, 2013a) qui traite l'ensemble des types de couverts avec des modèles de surfaces spécifiques. Sur le cas d'étude de la région parisienne, SURFEX active TEB pour les zones urbaines, mais aussi ISBA (*Interface Soil Biosphere Atmosphere* ; Noilhan et Planton, 1989) pour les couverts naturels et la végétation, et une formulation basée sur la longueur de rugosité de Charnock (1955) pour le calcul des flux au-dessus des surfaces d'eau continentale.

La plateforme SURFEX et ses modèles requièrent des données d'entrée pour décrire les propriétés des surfaces. Des bases de données d'occupation et d'usage des sols sont fournies pour cartographier les zones d'eau, les espaces de sols naturels et de végétation, et les villes. En particulier, on dispose de la base de données globale ECOCLIMAP (*ECOsystem CLImate MAP*), à 1 km de résolution horizontale. Elle distingue 243 classes de couverts dans sa version I (Champeaux *et al.*, 2005) et 516 classes sur l'Europe dans sa version II (Faroux *et al.*, 2013), et fournit des paramètres descriptifs associés à chaque classe (p. ex. les propriétés physiques et physiologiques de la végétation requises par ISBA, selon les types de végétation). Plus spécifiquement pour les zones urbaines, ECOCLIMAP dispose de 11 classes dédiées, dissociant notamment les centres urbains, les quartiers résidentiels, les zones commerciales et d'activité. Là encore, pour chaque classe, un jeu de paramètres descriptifs des caractéristiques urbaines est fourni à TEB (paramètres décrits dans la sous-section précédente). Toutefois, les améliorations et nouvelles versions de TEB listées dans le tableau 2.1 nécessitent des données d'entrée de plus en plus

Tableau 2.1. Description par thématiques des développements récents apportés au modèle TEB.

	Module	Référence	Développements
Échanges	SBL	Hamdi et Masson (2008) et Masson et Seity (2009)	Discrétisation verticale de la couche de canopée urbaine pour le calcul des profils verticaux des variables atmosphériques à l'intérieur du canyon
Eau, Sol, Végétation	GARDEN	Lemonsu *et al.* (2012)	Intégration de la végétation de pleine terre dans le canyon urbain et prise en compte des interactions radiatives et énergétiques avec les différentes facettes du canyon
	GREENROOF	De Munck *et al.* (2013b)	Modélisation du comportement thermique et hydrologique des toitures végétalisées, des interaction avec les bâtiments et l'atmosphère
	TREE	Redon *et al.* (2017) et Redon *et al.* (2020)	Implémentation d'une couche de végétation arborée explicite dans le canyon pour la modélisation des effets radiatifs, énergétiques et aérauliques des arbres de rue
	HYDRO	Stavropulos-Laffaille *et al.* (2018)	Modélisation des transferts d'eau dans le sous-sol urbain et vers le réseau d'assainissement, et de l'évolution des contenus en eau du sol
Energie	BEM	Bueno *et al.* (2012) et Schoetter *et al.* (2017)	Résolution du bilan d'énergie interne des bâtiments, fonctionnement des systèmes de chauffage et de climatisation, et paramétrisation des comportements d'usage de l'énergie des habitants
	PANEL	Masson *et al.* (2014a)	Modélisation de la production d'énergie photovoltaïque et thermique de panneaux solaires installés sur les toits
Confort	UTCI	Kwok *et al.* (2019) et Redon *et al.* (2020)	Implémentation des diagnostics de confort thermique basés sur le calcul de l'*Universal Thermal Comfort Index* (UTCI) dans le canyon urbain et dans les bâtiments

complètes et précises. Pour cela, des bases de données spécifiquement orientées sur la qualification des zones urbaines sont développées et utilisées à la place de l'information issue d'ECOCLIMAP. Sur les villes françaises, on dispose aujourd'hui de la base de données MApUCE (https ://mapuce.orbisgis.org/), développée par le projet de recherche du même nom. Elle s'appuie sur les données très précises de la base de données vectorielles 2D et 3D BD-Topo de l'IGN (2011) pour qualifier la typo-morphologie urbaine à fine échelle, et croise des données architecturales et d'usages des bâtiments pour déduire les propriétés des matériaux, les équipements dans les bâtiments en particulier pour le chauffage et la climatisation, et les calendriers d'usage de ces équipements. Ces aspects sont redétaillés dans le sous-section 5.1.3 pour le cas d'étude de la région parisienne.

Pour simuler les échanges entre l'atmosphère et les surfaces, la plateforme doit être alimentée par les conditions atmosphériques au sommet de la canopée urbaine, c.-à-d. le rayonnement incident (composantes directe et diffuse du rayonnement solaire, et rayonnement infrarouge), de pression de l'air, les taux de précipitation en eau liquide et solide, la température, l'humidité spécifique, et la vitesse et la direction de vent. Ces champs atmosphériques peuvent être fournis à SURFEX (et donc à TEB) selon deux configurations de modélisation :

(1) La plateforme peut être couplée à un modèle atmosphérique météorologique ou climatique complet (figure 2.4). On parlera alors de simulations couplées (section 2.2.a), *inline* ou *online*. Dans ce cas, SURFEX (et ses modèles de surface) et le modèle atmosphérique communiquent à chaque pas de temps de calcul et échangent leurs informations dans les deux sens, c.-à-d. que l'atmosphère influence le calcul des échanges de surface et la surface renvoie les flux d'énergie, d'eau et de quantité de mouvement à l'atmosphère comme conditions aux limites inférieures.

(2) La plateforme peut tourner en mode forcé ou *offline*, c.-à-d. sans couplage à un modèle atmosphérique (section 2.2.b). Dans ce cas, les conditions atmosphériques sont fournies à SURFEX à un niveau d'altitude donné, avec un pas de temps fixe (typiquement horaire), et sont issues d'observations, de ré-analyses ou de sorties de simulations (voir chapitre 4). Dans cette configuration, les rétroactions de la surface sur l'atmosphère ne sont pas prises en compte, et les échanges surface-atmosphère ne sont traités par SURFEX que sur la verticale sans échanges horizontaux entre points de grille (l'advection horizontale étant normalement simulée par le modèle atmosphérique).

2.2 Modélisation météorologique couplée et à haute résolution avec Meso–NH

Le modèle Meso–NH (*Mesoscale Non–Hydrostatic* ; Lafore *et al.*, 1998 ; Lac *et al.*, 2018) est un modèle atmosphérique non-hydrostatique et anélastique à aire limitée, développé conjointement par le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) et le Laboratoire d'Aérologie (LA) et utilisé pour des applications de recherche dans des domaines d'étude très variés de la météorologie, mais aussi de la chimie atmosphérique.

Meso–NH est notamment appliqué pour la modélisation de situations météorologiques en cas réel avec une représentation tridimensionnelle de l'atmosphère qui est discrétisée

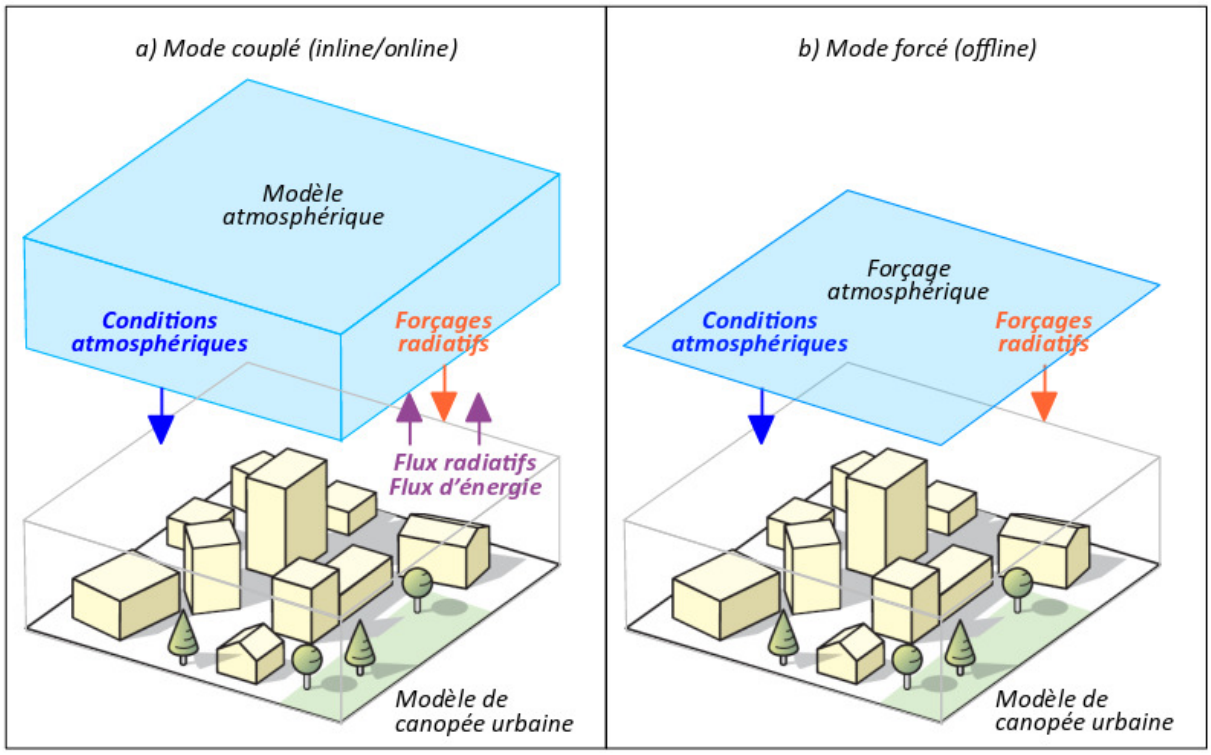


FIGURE 2.4. Représentation des échanges entre un modèle atmosphérique et un modèle de surface (ici un modèle de canopée urbaine) en mode couplé (a) et forcé (b). Source : représentation de l'espace urbain reprise depuis Oke *et al.* (2017).

sur l'horizontale avec un maillage régulier, et sur la verticale avec une grille étirée assurant une résolution plus fine près de la surface et dans la couche limite atmosphérique. La gamme de résolutions spatiales couverte par le modèle lui permet de simuler des processus atmosphériques allant de l'échelle régionale (mouvement synoptique des masses d'air) jusqu'à la micro-échelle locale (écoulements turbulents proches de la surface), sur la base d'un ensemble de paramétrisations physiques dédiées à la modélisation du transfert radiatif, de la turbulence atmosphérique, de la microphysique et des nuages, de la convection profonde et peu profonde, ou encore de l'advection. En surface, Meso–NH est couplé à SURFEX avec la même résolution horizontale. Comme décrit précédemment, SURFEX applique une approche dite « mosaïque » en calculant les flux de surface de chaleur, d'humidité, et de quantité de mouvement séparément par types de couverts (mers et océans, eaux intérieures, sols naturels et végétation, zones urbaines) puis en les agrégeant en chaque maille de surface selon les fractions de recouvrement respectives des couverts. Ces flux moyens sont fournis à Meso–NH comme conditions de surface, le premier niveau atmosphérique du modèle étant situé au-dessus du sommet de la canopée (à savoir, au-dessus du sommet des bâtiments pour les zones urbaines, et des arbres pour les zones naturelles). Appliqué sur des domaines géographiques à aire limitée, Meso–NH

est forcé en bord de domaine par des conditions atmosphériques fournies à une fréquence temporelle régulière au cours de la simulation par des modèles opérationnels de plus grande échelle. De plus, il n'intègre pas de système d'assimilation de données, et s'appuie sur des ré-analyses ou sorties de modèles opérationnels pour l'initialisation des variables pronostiques, notamment pour les conditions de contenus en eau et températures des sols.

Depuis le début des années 2000, de nombreuses études ont été réalisées avec Meso–NH et TEB pour la modélisation couplée et à haute résolution du climat urbain. Cette configuration a porté essentiellement sur des exercices de modélisation à l'échelle événementielle pour étudier de nombreux phénomènes tels que l'ICU (Pigeon *et al.*, 2006), l'impact des rejets de chaleur anthropiques (De Munck *et al.*, 2013a), le couplage avec la couche limite atmosphérique (Lemonsu *et al.*, 2006), les circulations de brises et de panaches urbains (Lemonsu et Masson, 2002 ; Hidalgo *et al.*, 2008), le transport et la dispersion des polluants d'origine urbaine (Sarrat *et al.*, 2006), etc. Plus récemment, Schoetter *et al.* (2020) et Gardes *et al.* (2020) ont produit avec le système Meso–NH–TEB une climatologie de référence d'ICU jusqu'à 250 m de résolution sur un ensemble de villes françaises, en particulier sur la région parisienne, dont les données sont exploitées dans le cadre de la thèse (et présentées en sous-section 2.3.2).

2.3 Climatologie de référence d'épisodes d'îlot de chaleur urbain

La haute résolution atteinte par les modèles atmosphériques tels que Meso–NH implique un coût de simulation numérique élevé, de sorte que ces modèles sont plus particulièrement adaptés aux simulations à l'échelle événementielle de quelques jours, pour étudier par exemple un épisode de vague de chaleur ou de précipitations intenses. La modélisation fine du climat urbain sur des périodes de temps long, permettant des analyses climatologiques, n'est pas envisageable à partir de simulations continues avec le modèle Meso–NH. Dans ce cas, une autre approche est nécessaire. Dans le cadre du projet de recherche ANR MApUCE [5], une méthodologie générique a été proposée afin de produire des diagnostics systématiques de climat urbain, et en particulier d'ICU, sur différentes villes françaises. Le principe consiste tout d'abord à qualifier les types de temps (ou situations météorologiques) caractéristiques du climat local d'une ville donnée, puis à simuler, pour chaque type de temps et chaque saison, des évènements météorologiques représentatifs avec Meso–NH et TEB afin de déterminer la réponse du climat urbain

5. MApUCE : Modélisation Appliquée et droit de l'Urbanisme : Climat urbain et Énergie, ANR-13-VBDU-0004

correspondante. Dans ce cas, un nombre limité de jours est simulé, ce qui limite le coût numérique, même avec une résolution horizontale fine de 250 m permettant de décrire la variabilité spatiale infra-urbaine du climat urbain et de l'ICU. Ces différentes étapes sont décrites dans cette partie, avec un focus sur le cas de la région parisienne.

2.3.1 Principe de la classification en types de temps spécifiques

Dans le but d'obtenir des informations sur le contexte climatologique d'une zone d'étude, Hidalgo et Jougla (2018) ont développé une méthode de classification de situations météorologiques locales à partir des travaux antérieurs de Hidalgo *et al.* (2014). Ces travaux, centrés sur les villes, ont été motivés par la volonté de qualifier la réponse du micro-climat urbain, et en particulier de l'ICU en termes d'intensité et de structure spatiale, aux variabilités saisonnière et quotidienne des conditions météorologiques. Leur méthode statistique permet, à partir de variables météorologiques journalières définies, de caractériser des types de temps locaux et spécifiques d'une zone donnée.

La classification définit des types de temps spécifiques (TTS) à partir de six variables météorologiques : l'amplitude journalière de température de l'air près de la surface (ΔT) (calculée comme la différence entre la température maximale TX et la température minimale TN) et les moyennes journalières d'humidité spécifique de l'air (q), de taux de précipitations (RR), de vitesse de vent (FF) et de direction du vent (DD). Ces variables ont été choisies pour leur représentativité des processus liés à l'évolution du climat urbain (notamment ΔT et FF qui influencent fortement l'ICU), et également parce qu'elles font partie des variables météorologiques les plus mesurées, assurant ainsi leur disponibilité que ce soit sur des stations de mesures, dans des ré-analyses ou dans les sorties de modèles météorologiques et climatiques. Différentes classes (les TTS) sont définies à partir de ces paramètres en utilisant la méthode statistique de partitionnement de données *Partitioning Around Medoids* (PAM ; Kaufman et Rousseeuw, 2009). Cette méthode, semblable à celle des *k-means*, répartit les jours de la période étudiée en un nombre prédéfini de *clusters* (groupes) en minimisant la « distance » entre un point (jour) et le point central du groupe assigné, et en maximisant la distance entre groupes (cette distance étant mesurée à partir de l'indicateur statistique de Gower, 1971). À la différence de la méthode *k-means*, où le point central correspond à la moyenne du groupe et n'est par conséquent pas un jour réel, la méthode PAM définit le point central comme le centroïde du groupe. L'utilisation de cette méthode permet d'obtenir la distribution des fréquences saisonnières de TTS, conjointement aux caractéristiques journalières du jour le plus représentatif de chaque TTS.

Cette méthode de classification a été appliquée à une cinquantaine de villes françaises (Jougla *et al.*, 2019) afin de définir les types de temps locaux. Pour pouvoir disposer, sur chaque région d'étude, des séries temporelles des variables météorologiques nécessaires à l'élaboration de la classification, Hidalgo et Jougla (2018) se sont basés sur une ré-analyse du modèle de prévision numérique du temps AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle ; Seity *et al.*, 2011). Cette base de données de référence, produite par Pouponneau *et al.* (2017), couvre la France entière avec une résolution horizontale de 2,5 km sur la période 2000–2009. Les données ont été extraites de la ré-analyse AROME, en sélectionnant systématiquement un point de grille situé à proximité de la ville d'intérêt mais en milieu rural (pour une occupation du sol représentative de la région), afin de s'affranchir des effets urbains pouvant perturber très localement la classification.

2.3.2 Base de données de simulations urbaines à haute résolution

Les classes de types de temps spécifiques de Hidalgo et Jougla (2018) représentent chacune un état de l'atmosphère qui est partagé par plusieurs jours/semaines d'une saison. Combinée à des simulations météorologiques à l'échelle événementielle, cette approche de classification statistique permet de recréer la climatologie d'une zone donnée à haute résolution spatiale, à conditions de connaître la distributions de ses types de temps.

À ces fins, Schoetter *et al.* (2020) et Gardes *et al.* (2020) ont développé une base de données de simulations urbaines à haute résolution en utilisant le modèle Meso–NH couplé au modèle de canopée urbaine TEB pour 42 villes françaises. La configuration de modélisation repose sur une descente d'échelle dynamique forcée par les analyses globales de prévisions opérationnelles à haute résolution (40 km) de l'*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecasting System* (ECMWF IFS ; ECMWF, 2019). Pour éviter les sauts de résolution trop importants, Meso–NH a été appliqué sur quatre domaines emboîtés de plus en plus fins, de résolutions horizontales respectives 8 km, 2 km, 1 km, et 250 m. Les domaines de simulation et les paramétrisations associées sont présentés dans le tableau 2.2 et sur la figure 2.5 (pour le cas de Paris).

Schoetter *et al.* (2020) ont montré que 3 à 6 jours minimum devaient être simulés pour chaque TTS et chaque saison afin de s'affranchir de la variabilité météorologique de fine échelle et de représenter la réponse du micro-climat urbain sous les différentes conditions de TTS de manière robuste. Chaque simulation a nécessité au moins 1 jour d'initialisation (*spin-up*) pour limiter l'influence de l'état initial du modèle sur la

Tableau 2.2. Caractéristiques des simulations Meso–NH et des paramétrisations physiques utilisées par Schoetter *et al.* (2020) et Gardes *et al.* (2020) sur Paris.

	Domaines et Paramétrisations			
	D1	D2	D3	D4
Étendue	1600×1600 km	400×400	200×200 km	100×100 km
Résolution horizontale	8 km	2 km	1 km	250 m
Pas de temps numérique	20 s	20 s	20 s	10 s
Convection profonde	Kain et Fritsch (1990)	Résolue	Résolue	Résolue
Convection peu profonde	Pergaud *et al.* (2009)	Pergaud *et al.* (2009)	Pergaud *et al.* (2009)	Résolue
Longueur de mélange	Bougeault et Lacarrere (1989)	Bougeault et Lacarrere (1989)	Bougeault et Lacarrere (1989)	Bougeault et Lacarrere (1989)

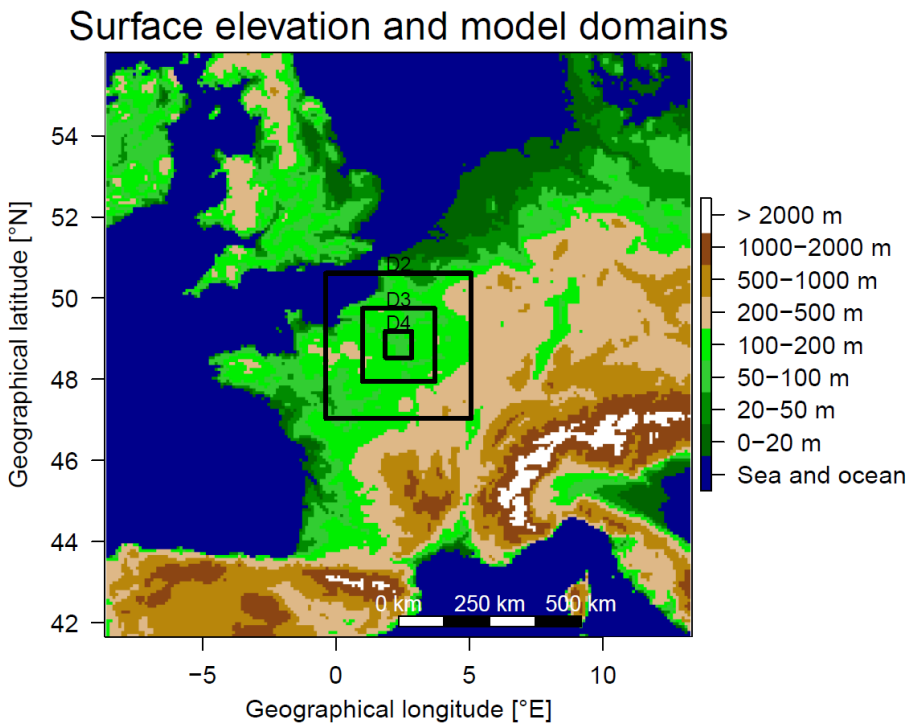


FIGURE 2.5. Domaines des simulations Meso–NH utilisés pour la ville de Paris. Source : Robert Schoetter, communication personnelle.

simulation du micro-climat urbain. Dans le but de minimiser le nombre de jours de *spin-up* (qui ne sont pas utilisés dans les analyses) et par conséquent les temps de calcul, des périodes de plusieurs jours consécutifs d'un même TTS ont été favorisées. Des séquences de 3 à 6 jours ont donc été sélectionnées et extraites de la série temporelle de TTS obtenue via la ré-analyse AROME sur la période 2000–2009 en suivant la méthode présentée en annexe A.1.

Une analyse de sensibilité a été réalisée, pour pouvoir diagnostiquer l'effet de la ville sur l'atmosphère locale, en réalisant de façon systématique deux simulations conjointes :

— **Simulation urbaine $\mathbf{SIM_{URB}}$** : il s'agit de la simulation de référence, la plus réaliste possible. Elle utilise une base de données détaillée des villes françaises (Schoetter *et al.*, 2019) regroupant des informations sur la morphologie urbaine (Bocher *et al.*, 2018), les matériaux de construction des bâtiments (Tornay *et al.*, 2017) et le comportement des habitants en matière de consommation énergétique (p. ex. heures d'utilisation du chauffage ou de la climatisation ou températures de consignes utilisées ; Schoetter *et al.*, 2017).

— **Simulation rural $\mathbf{SIM_{RUR}}$** : cette configuration vise à supprimer l'effet de la ville. Pour cela, les zones urbaines sont remplacées (ou converties) par des zones naturelles en utilisant la classe d'occupation du sol « naturelle » dominante autour de la ville dans la base de données ECOCLIMAP–I (Masson *et al.*, 2003 ; Champeaux *et al.*, 2005). Pour la région parisienne, cette classe dominante correspond à des cultures en climat tempéré chaud.

2.3.3 Application à la région parisienne

Les travaux de descente d'échelle développés et présentés dans cette thèse (chapitre 4 et chapitre 5) s'appuient sur les bases de données décrites précédemment, pour le cas d'étude de la région parisienne. À ce titre, les résultats de la classification en types de temps et de la modélisation du climat urbain ainsi que les ICU associés sont présentés et discutés succinctement ici.

Pour établir la classification en TTS sur la région parisienne, Hidalgo et Jougla (2018) ont extrait les séries temporelles des variables quotidiennes de la ré-analyse AROME pour le point de grille correspondant aux coordonnées de la station météorologique du réseau RADOME (Réseau d'Acquisition de Données et d'Observations Météorologiques Étendu) de Chartres, station déjà utilisée comme référence rurale par plusieurs études antérieures (Hidalgo *et al.*, 2014 ; Lemonsu *et al.*, 2014a ; Daniel *et al.*, 2019). À partir des ces séries, 12 TTS ont été établis sur la ville de Paris. La méthodologie utilisée fait en

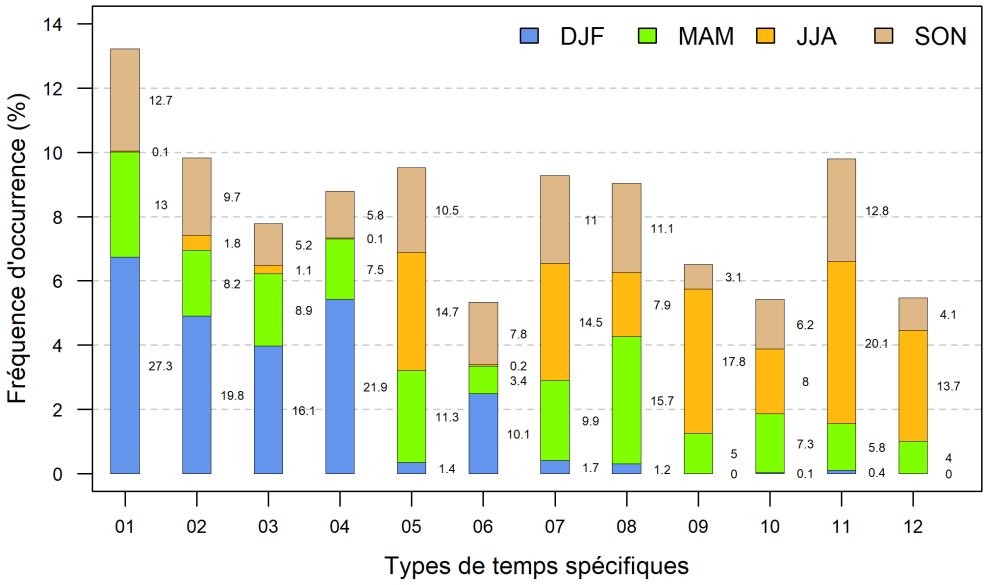


FIGURE 2.6. Répartition par saison des fréquences d'occurrence de chaque type de temps spécifique parisien sur la période 2000–2009 dans la ré-analyse AROME. Figure adaptée depuis Le Roy *et al.* (2021).

sorte que les TTS ne sont pas spécifiques à une saison mais représentatifs de situations météorologiques particulières. Toutefois, comme l'avait déjà remarqué Cantat (2004) avec sa propre définition de type de temps, certains TTS sont plus courants en hiver (les TTS01, 02, 03, 04 et 06 ; figure 2.6) et d'autres en été (les TTS05, 07, 09, 10 et 11). Cette particularité qu'ont quelques TTS a être plus représentés dans certaines saisons avait déjà été remarqué par Jougla *et al.* (2019) et s'explique par le lien qui existe entre les situations de grande échelle (dépression et anticyclones) et la réponse du climat local. Par exemple, les TTS01 et 02 représentent des journées avec des vents de sud-ouest qui pourraient être associées à des régimes de temps d'ouest plus ou moins perturbés. Les caractéristiques (c.-à-d. les variables d'attribution) des jours centroïdes de chacun des TTS sont présentées dans le tableau 2.3. En complément, les caractéristiques moyennes sont présentées en annexe B. On notera qu'à l'exception des TTS09 et 12 qui sont absents de la saison hivernale, tous les TTS se retrouvent dans les quatre saisons.

Sur la base de ces 12 TTS et de leur variabilité saisonnière, 104 épisodes météorologiques représentatifs ont été sélectionnés sur la période 2000–2009 (en suivant la méthode présentée en section A.1) et simulés par Schoetter *et al.* (2020) avec Meso–NH et TEB, correspondant à 255 jours exploitables pour les analyses (plus 104 « lendemains » d'épisode pouvant servir à caractériser l'ICU de la nuit suivante). La figure 2.7 représente l'effet de la ville simulé par Meso–NH pour 2 nuits (a et b) et 2 journées (c et d) correspondant à des TTS différents. Chacun de ces TTS est associé à une réponse différente en ICU : le

Tableau 2.3. Caractéristiques météorologiques du jour centroïde de chaque type de temps spécifique parisien.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	13,2	6,2	0,01	5,33	3,86	238 - SO
2	9,8	5,3	0,16	6,67	6,67	232 - SO
3	7,8	5,8	0,01	4,74	3,83	327 - NO
4	8,8	5,5	0,00	3,97	3,60	39 - NE
5	9,5	12,1	0,00	7,27	2,22	218 - SO
6	5,3	6,1	0,00	5,12	2,94	106 - SE
7	9,3	9,0	0,00	7,21	2,97	305 - NO
8	9,0	12,2	0,00	6,35	2,84	17 - NE
9	6,5	12,6	0,00	9,05	1,16	346 - NO
10	5,4	14,5	0,00	8,02	1,85	119 - SE
11	9,8	8,0	0,06	9,16	4,35	197 - SO
12	5,5	12,7	0,00	9,96	2,17	8 - NE

TTS10 correspond à la plus forte intensité d'ICU nocturne en JJA (5,2 K) avec une tâche urbaine particulièrement marquée (figure 2.7.a), tandis que le TTS12 est associé à une intensité presque nulle (0,5 K) en SON. De la même manière, les simulations Meso–NH permettent également de discrétiser les ICU de jour avec toutefois un effet de la ville moins marqué que la nuit, et ce même pour les ICU les plus élevés (figure 2.7.c).

2.4 Projections climatiques régionales EURO–CORDEX

Là où la modélisation de l'atmosphère à haute résolution s'intéresse à simuler des périodes de temps courtes avec un niveau de détails élevé, la modélisation climatique est, par définition, tournée vers des temps plus longs. La modélisation du climat passé et futur se fait à l'aide de modèles de circulation générale (GCM pour *Global Circulation Model*), et plus récemment de modèles du système Terre (ESM pour *Earth System Model*), qui représentent le fonctionnement du système terrestre à l'échelle globale par une modélisation couplée des processus physiques, atmosphériques, océaniques, chimiques, et biologiques des différentes composantes (atmosphère, océan, végétation, sol, et sous-sol). Ces modèles atteignent aujourd'hui des résolutions horizontales de l'ordre de la centaine de kilomètres. Les GCM des groupes de recherche du monde entier participent aux exercices de modélisation climatique coordonnés depuis 1995 par le projet d'inter-comparaison de modèles CMIP (*Coupled Model Intercomparison Project* ; Meehl *et al.*, 2000 ; Taylor *et al.*, 2012 ; Eyring *et al.*, 2016). Les résultats de ces travaux sont exploités, entre autres, par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) afin d'établir

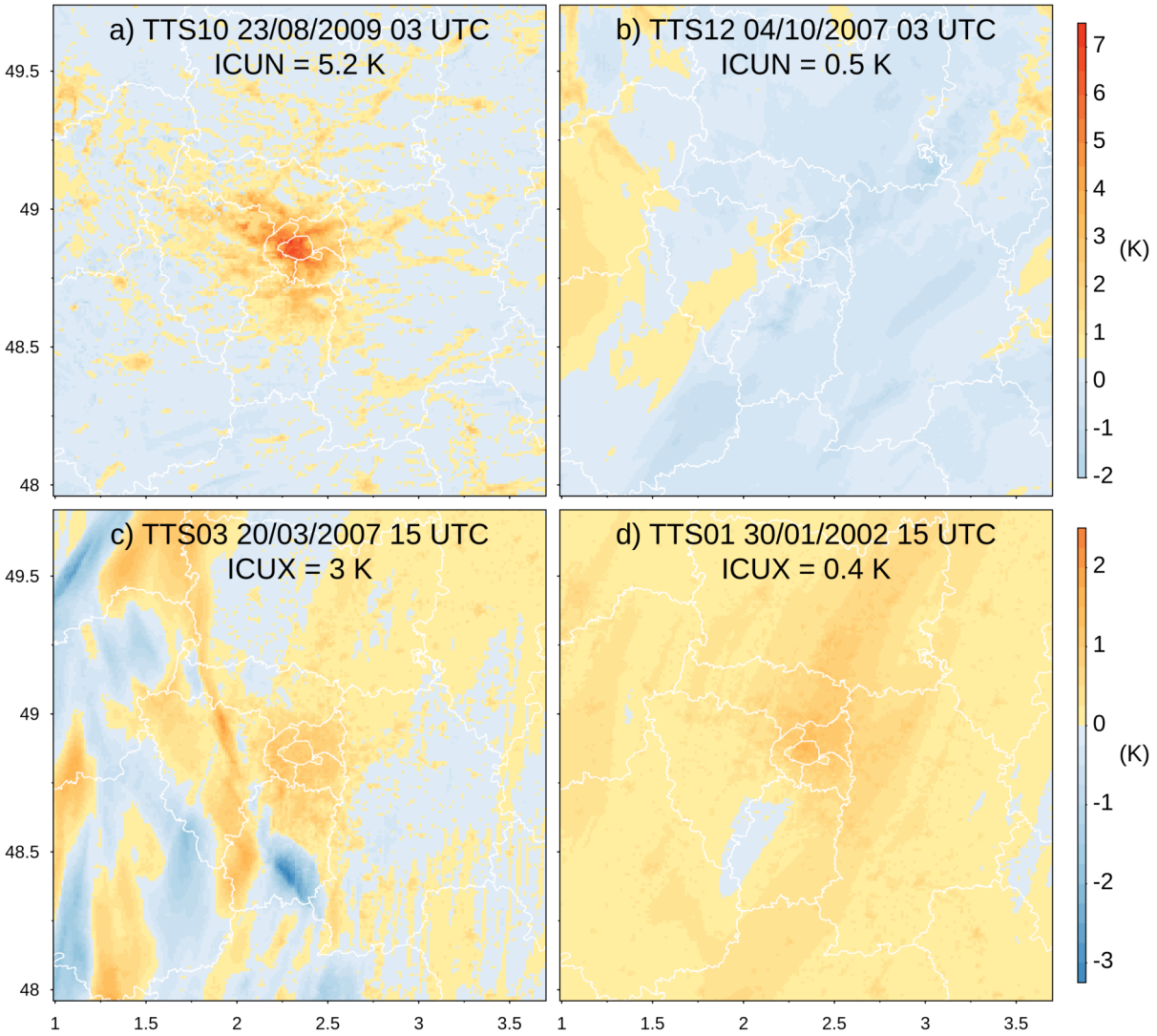


FIGURE 2.7. Effet de la ville de Paris sur les températures à 2 mètres calculé à partir des simulations Meso–NH comme SIM_{URB} - SIM_{RUR}, pour 4 TTS différents dont deux situations de nuit (3 UTC, a et b) et deux de jour (15 UTC, c et d).

l'état d'avancement de notre connaissance et notre compréhension des évolutions passées et futures du climat et des impacts attendus, et de produire des rapports de synthèse à destination des décideurs (section 3.2).

La résolution spatiale de ces modèles constitue toutefois une limitation importante. Dès le début des années 1990, des modèles régionaux de climat (RCM pour *Regional Climate Model*) à aire limitée ont été développés et mis en œuvre dans une configuration de descente d'échelle dynamique, afin de représenter les processus locaux de moyenne échelle de façon plus réaliste, grâce à une résolution plus fine, des bases de données de surface (topographie et occupation du sol) plus résolues, et des paramétrisations physiques

adaptées. Ces modèles ont pour but de raffiner les projections d'évolution du climat à l'échelle régionale, et de mieux quantifier les impacts et les vulnérabilités locales (Giorgi, 2019). À l'instar de CMIP pour les GCM, les groupes de modélisation du climat régional se sont également organisés au sein de l'initiative internationale CORDEX (*CORdinated Downscaling Experiment*) parrainé par le *World Climate Research Program* (WCRP) afin de coordonner les activités de modélisation climatique régionale et de descente d'échelle, et de produire pour différentes régions du globe des ensembles de projections climatiques reposant sur le même cadre de simulation.

Le domaine couvrant le continent européen se nomme EURO–CORDEX et s'étend de la côte atlantique jusqu'à l'ouest de la Russie (figure 2.8 ; Jacob *et al.*, 2014). Les grilles de simulations varient en fonction des modèles utilisés, mais toutes sont fixées sur des résolutions horizontales de 0,44° (50 km) ou 0,11° (12,5 km). Aujourd'hui, EURO–CORDEX représente un ensemble de 55 simulations historiques et projections (RCP8,5) couplant 11 RCM forcés par 8 GCM CMIP5 (Vautard *et al.*, 2020). L'ensemble de RCM a été évalué par Vautard *et al.* (2020) sur la période 1981–2010 (une première étude de Kotlarski *et al.* (2014) avait déjà évalué un sous-ensemble sur la période 1989–2008). Les deux études ont montré la capacité de l'ensemble à simuler les caractéristiques spatiales et temporelles du climat européen en température et précipitation. Un biais froid et humide en DJF a toutefois été relevé, ainsi qu'un biais chaud et sec en JJA sur la partie sud de l'Europe. Les ordres de grandeur des biais restent relativement faibles (<1,5 K ; Kotlarski *et al.*, 2014) et similaires à ceux relevés lors de précédents projets d'inter-comparaison de modèles (ENSEMBLES ; Van der Linden et Mitchell, 2009). Vautard *et al.* (2020) attribuent une responsabilité commune aux GCM forceurs et RCM forcés et concluent qu'aucune simulation n'apparaît comme « meilleure » ou « pire » pour toutes les variables évaluées.

Le Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM) participe à l'initiative CORDEX en fournissant des simulations climatiques régionales réalisées avec les dernières versions de son modèle de climat ALADIN–Climat (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational ; Colin *et al.*, 2010 ; Daniel *et al.*, 2019). ALADIN est un modèle bi-spectral et hydrostatique, et correspond à la version à aire limitée du modèle de circulation générale ARPEGE–Climat (Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle ; Déqué *et al.*, 1994) dont il partage la physique. À l'instar de Meso–NH, il fait également appelle à la plateforme SURFEX pour représenter les surfaces. Les modèles ALADIN et ARPEGE ont déjà été utilisés en mode climat dans des projets européen d'inter-comparaison de RCM et d'étude du changement climatique sur l'Europe comme

FIGURE 2.8. Domaine de simulation EURO–CORDEX (en bleu) et domaine de simulation Meso–NH sur la région parisienne en comparaison (en rouge). Source : Le Roy *et al.* (2021).

PRUDENCE[6] (Jacob *et al.*, 2007) et ENSEMBLE (Christensen et Christensen, 2007 ; Van der Linden et Mitchell, 2009).

Compte tenu de leur résolution horizontale de l'ordre de la dizaine de kilomètres, les RCM n'incluent pas systématiquement de modèles de canopée urbaine ou de paramétrisations explicites des villes, qui sont alors remplacées par des surfaces végétalisées (forêts ou cultures) ou de la roche (Daniel, 2017 ; Daniel *et al.*, 2019). Dans le cas des simulations EURO-CORDEX, les modèles de canopée urbaine ont tous été désactivés (Langendijk *et al.*, 2019 ; Le Roy *et al.*, 2021). Dans ces configurations, les RCM ne sont pas adaptés à des études directes des effets des villes sur le climat régional et nécessitent une descente d'échelle supplémentaire ou un couplage à un modèle d'impacts pouvant représenter l'effet urbain.

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

Chapitre 3

Climatologie urbaine et tendances climatiques sur la région parisienne

Sommaire

Avant-propos **44**

3.1 Climatologie urbaine passée de la région parisienne **44**

3.1.1 Résumé de l'article et informations complémentaires 45

3.1.2 Article 50

3.2 Changements climatiques attendus sur la région parisienne . **69**

3.2.1 Projections EURO–CORDEX futures sur la région parisienne . 69

3.2.2 Évolution attendue des vagues de chaleur 72

3.3 Conclusion **76**

Avant-propos

L'objectif principal de la thèse porte sur le développement d'une méthodologie de descente d'échelle de projections climatiques adaptée aux études urbaines, et la mise en œuvre de modélisations alimentées par les résultats de la descente d'échelle pour mener des études d'impacts en ville. La région parisienne a été choisie pour ce travail comme cas d'étude car elle représente la plus grande métropole française (aussi bien en nombre d'habitants qu'en superficie), déjà sujette à des problématiques récurrentes d'îlot de chaleur urbain (ICU) et de vagues de chaleur (Lemonsu et Masson, 2002 ; Laaidi *et al.*, 2012 ; De Ridder *et al.*, 2017) qui devraient devenir plus fréquentes et plus intenses (Lemonsu *et al.*, 2013 ; Lemonsu *et al.*, 2014a). Ce travail s'inscrit alors dans la continuité d'études antérieures réalisées sur Paris s'intéressant aux impacts du changement climatique (Kounkou-Arnaud *et al.*, 2014 ; Lemonsu *et al.*, 2015 ; Daniel *et al.*, 2018 ; De Munck *et al.*, 2018a ; Viguie *et al.*, 2020).

Le chapitre précédent a permis d'introduire et de décrire les différents outils de modélisation numérique et les données associées qui ont été exploités pour la construction de toute la chaîne de modélisation des impacts sur Paris. Au cours de la première année de thèse, une étude a été menée en amont afin de faire un état des lieux de notre connaissance et compréhension du climat urbain actuel (et passé) de la région parisienne. Pour cela, de longues séries temporelles d'observations spatialisées issues de différentes sources ont été traitées afin de produire des indicateurs relatifs au climat urbain, et exploitées sur la base d'analyses climatologiques sur les deux premières décennies du XXIe siècle (section 3.1). En complément, les tendances d'évolution climatique attendues sur la région ont été établies sur la base des projections climatiques régionales EURO–CORDEX pour identifier les potentielles vulnérabilités locales (section 3.2).

3.1 Climatologie urbaine passée de la région parisienne

Historiquement, les études sur le climat urbain ont été menées soit à partir de stations de mesures météorologiques disponibles sur de longues périodes mais souvent peu représentatives du climat urbain (Stewart, 2011), soit à partir d'observations obtenues lors de campagnes de mesure dédiées mais ponctuelles dans le temps (Masson *et al.*, 2008). Au cours des dernières décennies, grâce aux progrès effectués en matière d'outils de mesure, de traitement et d'analyse de données et de compréhension des processus physiques (Grimmond, 2006), l'utilisation de données spatialisées s'est grandement développée. En particulier, les données de température de surface issues des produits satellitaires sont de plus en plus exploitées pour l'étude des zones urbaines (Tomlinson *et al.*, 2011 ; Zhou *et al.*,

2019). Les couvertures spatiales et les résolutions horizontales atteintes (dépendant des types de capteurs embarqués, et des caractéristiques du satellite) présentent l'intérêt de cartographier les températures sur une ville entière et d'en qualifier la variabilité spatiale.

Sur la région parisienne, trois jeux de données spatialisées, relatifs aux températures de surface, aux températures de l'air près de la surface et aux cumuls de précipitation, ont été traités et analysés. Grâce à des résolutions spatiales de l'ordre du kilomètre, adaptées à l'échelle urbaine, et à une profondeur temporelle d'une vingtaine d'années, ces bases de données ont permis une analyse climatologique originale sur la région parisienne. Ces travaux ont fait l'objet d'un article publié dans la revue scientifique de rang A *International Journal of Climatology* et répondent à trois objectifs principaux :

1. Quantifier le potentiel d'utilisation de nouveaux jeux de données spatialisées à haute résolution pour étudier le climat urbain sur des périodes de temps longues.
2. Définir des indicateurs du climat urbain adaptés à la nouvelle résolution spatiale des données.
3. Constituer une climatologie de ces indicateurs pour l'analyse du climat urbain local et des tendances, et pour l'évaluation de simulations climatiques urbaines.

Une partie significative de l'article concerne le premier objectif, à savoir l'évaluation de l'utilisation de données satellitaires sur de longues périodes, mais n'est pas détaillée ici. Au regard de l'objectif général de la thèse, le résumé de l'article ci-après détaille plus spécifiquement les points 2 et 3 en présentant les indicateurs développés et les résultats de la climatologie actuelle de Paris.

3.1.1 Résumé de l'article et informations complémentaires

Le climat de la région parisienne a été étudié à de multiples reprises au cours des XXe et XXIe depuis les travaux de Maurain (1947) jusqu'à ceux de Ringard *et al.* (2019) (voir Le Roy *et al.* (2019) pour une liste plus complète). Certains de ces travaux ont adopté une approche régionale en décrivant le climat du bassin parisien par son mélange d'influences océaniques et continentales et caractérisé par des étés relativement chauds, des hivers doux et des précipitations moyennes par rapport au reste du pays. D'autres études se sont concentrées sur la ville elle-même et l'influence de son urbanisation sur son environnement proche ; on notera notamment les nombreux travaux de Escourrou (1984a,b, 1990, 1991), puis plus récemment ceux de Cantat (2004).

Dans la continuité de ces études, trois bases de données météorologiques ont été analysées sur la période 1997–2016, pour qualifier différents aspects du climat urbain parisien, à

savoir l'impact de la ville sur les températures de surface, les températures de l'air et les précipitations :

1. Le produit MODIS de température de surfaces bi-quotidiennes (TS de jour et de nuit) à 1 km de résolution, obtenu par télédétection à partir des satellites Terra et Aqua (2000–2016 ; Wan et Dozier, 1996).
2. Les températures de l'air minimales (TN) et maximales (TX) quotidiennes interpolées spatialement à 1,25 km de résolution sur la région Île-de-France à partir du réseau d'observation RADOME (2000–2016 ; Kounkoud-Arnaud et Brion, 2018).
3. Le produit COMEPHORE de ré-analyse de cumuls de précipitations, grillé avec une résolution kilométrique, reposant sur la fusion des mesures de réflectvité des 24 radars du réseau français et des données du réseau de pluviomètres (1997–2012 ; Tabary *et al.*, 2012).

a. Analyse des îlots de chaleur urbains

Historiquement, les indicateurs développés pour évaluer l'ICU urbain étaient essentiellement basés sur une comparaison ponctuelle entre des stations dites urbaines et rurales pour calculer une différence de température. La nature spatialisée des données utilisées ici apporte une information plus riche et nécessite, à ce titre, la définition de nouveaux indicateurs. Cette réflexion sur la définition de l'ICU à partir de données spatialisées a été en partie initiée par l'émergence des données satellitaires de température de surface, et différentes approches ont été explorées (Schwarz *et al.*, 2011, 2012 ; Ward *et al.*, 2016).

Pour cette étude, les ICU et îlot de chaleur urbain de surface (ICUS) ont été analysés pour un domaine géographique de 200 km par 200 km, centré sur la ville de Paris, en définissant un masque urbain et un masque rural à partir de la carte d'occupations du sol de la base de données globale *ECOsystem CLImate MAP* (ECOCLIMAP)-II (Faroux *et al.*, 2013). Trois indicateurs sont définis et calculés à la fois à partir des (TS) pour caractériser l'ICUS et à partir des TN et TX interpolées pour caractériser l'ICU. Dans les expressions suivantes, par soucis de simplification, on notera de la même façon la température T, qu'elle fasse référence à la température de surface ou à la température de l'air.

L'indicateur d'intensité $\mathbf{I_{ICU(S)}}$ (en K) est défini de la même manière qu'en utilisant des données de stations, comme une différence de température entre zones urbaine et rurale, mais à partir ici des températures moyennes calculées pour les pixels du masque

urbain ($\overline{T_{URB}}$) et du masque rural ($\overline{T_{RUR}}$) :

$$I_{ICU(S)} = \overline{T_{URB}} - \overline{T_{RUR}} \tag{3.1}$$

Les indicateurs d'étendue spatiale $\mathbf{SDE_{ICU(S)}}$ et **$\mathbf{TE_{ICU(S)}}$** (en %) correspondent à la proportion de la ville affectée par un dépassement de seuil en température par rapport à la température moyenne sur la domaine ($\overline{T}$). Ces dépassements de seuil sont calculés de deux manières différentes :

— $SDE_{ICU(S)}$ (pour *Standard Deviation Extent*) s'inspire de l'indicateur *Hot Island* proposé par Zhang et Wang (2008) en appliquant des seuils définis en multiples (k) de l'écart type de la température sur le domaine (σ_T) :

$$SDE_{ICU(S)} = \frac{\sum P_{URB}[T_{URB} \geq \overline{T} + k.\sigma_T]}{\sum P_{URB}} \times 100 \tag{3.2}$$

— $TE_{ICU(S)}$ (pour *Temperature Extent* applique des seuils en température :

$$TE_{ICU(S)} = \frac{\sum P_{URB}[T_{URB} \geq \overline{T} + \Delta T]}{\sum P_{URB}} \times 100 \tag{3.3}$$

P_{URB} représente un pixel du masque urbain et T_{URB} la température de ce pixel.

Ces indicateurs ont été calculés au pas de temps journalier (séparément pour les températures nocturnes et diurnes) sur la période 2000–2016. Les moyennes mensuelles (moyennées sur toute la période) ont été analysées pour étudier les facteurs de variabilités saisonnières et comparer les indicateurs relatifs aux ICUS et ICU, basés respectivement sur la température de surface et la température de l'air.

La nuit, lorsque les conditions atmosphériques sont stables et que la turbulence est faible, les températures de surface et les températures de l'air évoluent de façon comparable sous l'effet essentiellement des processus thermo-radiatifs. Quelles soient naturelles ou artificielles, les surfaces se refroidissent en phase nocturne par émissions de rayonnement infrarouge, ce qui entraîne également un refroidissement de l'air ambiant près de la surface. Les différences observées entre TS_{URB} et TS_{RUR} (et de la même façon entre les températures de l'air) sont alors essentiellement dues à la capacité de stockage/déstockage de chaleur plus importante dans l'environnement urbain et au piégeage radiatif liés à la géométrie. Par conséquent, les indicateurs calculés pour l'ICU et l'ICUS la nuit sont semblables et présentent des évolutions saisonnières similaires.

En journée, les températures de surface et les températures de l'air sont par contre très différentes, et les réponses en ICU et ICUS le sont également. Les I_{ICUS}, SDE_{ICUS} et TE_{ICUS} présentent une variabilité saisonnière très marquée le jour, qui s'explique par la combinaison de différents processus. En milieu urbain, la prépondérance des surfaces artificialisées implique que l'évolution des températures de surface urbaines est en majeure partie influencée par les propriétés thermo-radiatives des matériaux et par les fluctuations du rayonnement solaire incident (Eliasson, 1996). L'évolution des températures de surface rurales est quant à elle fortement gouvernée par le cycle d'humidité des sols, sous l'effet rafraîchissant de la végétation par évapotranspiration (Runnalls et Oke, 2000 ; Kalnay et Cai, 2003). Les valeurs des trois indicateurs sont plus élevées au début de l'été lorsque le rayonnement global est maximal, favorisant des températures de surface élevées en ville, alors que les contenus en eau des sols ruraux permettent encore une évapotranspiration efficace de la végétation. L'assèchement des sols au cours de l'été entraîne un affaiblissement de l'évapotranspiration et donc un réchauffement des zones rurales, ce qui se traduit par une diminution de I_{ICUS}, SDE_{ICUS} et TE_{ICUS} (Zhou *et al.*, 2016). L'ICU est quant à lui assez faible, voire nul, en journée et peu variable sur l'année. Sous l'effet de l'énergie solaire et du réchauffement des surfaces, la turbulence atmosphérique augmente et favorise le mélange des masses d'air, ce qui homogénéise les températures dans la couche limite atmosphérique, et lisse les différences entre la ville et la campagne.

Les deux indicateurs d'étendue spatiale des ICU(S) permettent de discrétiser l'impact du phénomène au delà de sa simple intensité. Spatialement et temporellement, les températures de surface présentent une plage de variabilité bien plus importante que les températures de l'air. En se basant sur des seuils en multiples d'écart-type, l'indicateur SDE tient compte de cette variabilité pour la comparaison des résultats en température de surface et en température de l'air, de jour et de nuit. L'indicateur TE, qui repose sur des seuils en température de 0,5 à 5 °C, donne des résultats nettement différents selon la variable et l'heure considérées, ce qui peut rendre la comparaison plus difficile. Néanmoins, cet indicateur TE semble plus illustratif et compréhensible pour la communication vers le grand public et les décideurs, pour qualifier les impacts et identifier des zones plus ou moins vulnérables à la chaleur dans la ville.

b. Analyse des effets urbains sur les précipitations

L'influence des villes sur les précipitations est un phénomène de plus en plus documenté (Shepherd, 2005). Mais les mécanismes et processus sous-jacents restent moins bien

compris que ceux de l'ICU (Huff et Changnon Jr, 1973 ; Lowry, 1998 ; Shepherd, 2005 ; Pielke Sr *et al.*, 2007), notamment en raison des difficultés méthodologiques inhérentes à l'étude du phénomène (non-continuités spatiale et temporelle des précipitations, influence de la situation géographique, influence des caractéristiques morphologiques et physiques de la ville, etc.), et du manque d'observations adaptées. Différents hypothèses et mécanismes ont toutefois été avancés pour expliquer l'effet des villes sur les précipitations. Ils vont de la modification des conditions d'humidité et de température dans la couche limite urbaine, jusqu'à l'impact des propriétés micro-physiques de l'atmosphère urbaine (p. ex. via la présence d'aérosols liés à la pollution ; Van den Heever et Cotton, 2007 ; Schmid et Niyogi, 2017), ou encore des processus dynamiques liés à rugosité de l'environnement urbain (Han *et al.*, 2014). L'ICU peut également induire une augmentation des précipitations en aval de la ville en entraînant une convergence et advection des masses d'air alentours (Han et Baik, 2008).

L'effet de la ville de Paris sur les précipitations de la région a déjà été documenté par certains des auteurs cités précédemment. À partir du réseau de stations météorologiques autour de Paris, Escourrou (1990) et Thielen *et al.* (2000) ont noté une augmentation des taux de précipitations estivaux dans la partie sous le vent de la ville par rapport à l'amont. Contrairement aux températures et au phénomène d'ICU associé, l'effet potentiel de la ville sur les précipitations n'est pas forcément localisé sur la ville elle-même mais peut être observé à plusieurs kilomètres selon les conditions météorologiques et en particulier le vent synoptique. Par conséquent, l'analyse ne peut pas se faire à partir de masques urbain et rural fixes. Dans le cas de cette étude, l'objectif est de comparer les cumuls journaliers de précipitation dans deux secteurs géographiques choisis de façon appropriée pour estimer l'impact de la ville. Ainsi, deux zones de surface conique de tailles équivalentes et pointant chacune sur Paris sont définies, l'une en amont de la ville (servant de zone témoin) et l'autre en aval (correspondant à la zone potentiellement sous influence). L'orientation des zones est prescrite de façon dynamique jour par jour, en fonction de la direction du vent journalier moyen.

La comparaison des cumuls journaliers de précipitation dans les deux zones indique qu'en moyenne sur la période 1997–2012, il pleut 1,67 mm par jour avant la ville et 2,15 mm par jour après, soit une augmentation de 29 %. Si l'on ne s'intéresse cette fois qu'aux jours pluvieux (c.-à-d. au moins 1 mm) qui représentent 40 % de la période, on trouve alors 3,99 mm avant la ville et 5,14 mm après, représentant toujours une augmentation de 29 %. Ce résultat est comparable à ceux de Shepherd *et al.* (2002) qui avaient relevé une augmentation de 28 % sur les grandes zones urbaines américaines. Une plus grande

variabilité inter-mensuelle est observée pour les précipitations en aval que pour celles en amont, soulignant la variabilité de l'effet dans le temps (mais qui va toujours dans le sens d'une augmentation). L'augmentation des précipitations en aval de la ville est plus marquée entre juillet et octobre avec un maximum mensuel d'augmentation de 40 % en août. Pour expliquer cette variabilité saisonnière, les effets de la vitesse et de la direction du vent ont été examinés, mais sans résultats significatifs. Une corrélation positive entre les vitesses de vent et les taux de précipitations apparaît, mais il est probable qu'elle ne soit due qu'au fait que les vitesses de vent les plus élevées sont associées à des situations d'ouest/sud-ouest perturbées (p. ex. des type de temps spécifique TTS02 ou 11 ; sous-section 2.3.3).

3.1.2 Article

Le Roy, B., Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Brion, D. & Masson, V. (2019) Long time series spatialized data for urban climatological studies : A case study of Paris, France, *International Journal of Climatology* 40(7), 3567–3584.

Received: 17 April 2019 | Revised: 14 November 2019 | Accepted: 23 November 2019 | Published on: 15 January 2020

DOI: 10.1002/joc.6414

RESEARCH ARTICLE

International Journal of Climatology RMetS

Long time series spatialized data for urban climatological studies: A case study of Paris, France

Benjamin Le Roy[1] | **Aude Lemonsu**[1] | **Raphaëlle Kounkou-Arnaud**[2] | **Denis Brion**[2] | **Valéry Masson**[1]

[1]CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

[2]Direction Inter-régionale Île-de-France/Centre, Météo-France, Saint-Mandé, France

Correspondence
Benjamin Le Roy, Météo-France/CNRS, Centre National de Recherches Météorologiques, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX, France.
Email: benjamin.leroy@meteo.fr

Funding information
Centre National de Recherches Météorologiques (Convention services climatiques urbains); Ministère de la Transition écologique et solidaire (Convention services climatiques urbains)

Abstract

Historically, the urban climate and its interaction with regional environment and larger-scale meteorological phenomena have been studied by comparing weather stations in urban and surrounding rural areas. Nevertheless, spatialized meteorological data are now available with different spatial resolutions, temporal frequencies, and time depths. Here with the Paris area as a case study, three products were selected for their comparable spatial resolution of 1 km, their daily frequency, and a minimum 15-year time period with substantial common overlap: the MODIS products for land surface temperature (2000–2016), daily maps of minimum and maximum 2-m air temperatures (2000–2017) based on a statistical method of spatialization, and the COMEPHORE analysis for precipitation (1997–2012). Several spatialized indicators were used to monitor the urban climate and its impact on local climate. The intensity and spatial extent of both the surface urban heat island (SUHI) and the urban heat island of urban canopy layer (UHI), as well as the effect of the city on precipitation, were characterized. Based on these indicators, a climatological study was made for the Paris urban area and its surroundings. The comparison of (S)UHI climatologies showed that both phenomena (qualified by their intensity and spatial extent) have comparable seasonalities and orders of magnitude at night. The maximum intensity is reached in July, with more than 60% of the city affected by high temperatures. However, the phenomena differ during the day: the SUHI is mostly driven by the differences in surface properties between urban and rural environments, whereas the UHI is more influenced by general wind circulation and local atmospheric turbulence. Finally, the COMEPHORE analysis highlighted the influence of the Paris urban area on rainfall. It is observed throughout the year with an excess in daily precipitation of 29% downwind of the city, with some seasonal variability showing a more pronounced effect in summer.

KEYWORDS

COMEPHORE precipitation analysis, MODIS land surface temperature, spatialized data, urban climate indicators, Urban Heat Island

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited and is not used for commercial purposes.
© 2019 The Authors. International Journal of Climatology published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of the Royal Meteorological Society.

1 | INTRODUCTION

Cities represent between 0.5 and 3% of the world surfaces (Liu *et al*., 2014; Zhou *et al*., 2015, 2018) but concentrate more than half of the population and are expected to grow by 2.5–3 billion inhabitants by the mid-century (UN, 2015).

Because of their physical properties, cities have an important effect on the atmosphere (Oke, 1973, 1995; Kalnay and Cai, 2003) and the local climate extending beyond their boundaries (Huff and Vogel, 1978; Shepherd, 2005; Oke *et al*., 2017), which is now well documented (Arnfield, 2003; Grimmond, 2006; Souch and Grimmond, 2006; Oke *et al*., 2017). The most studied phenomena are: the temperature difference between urban and rural areas known as the Urban Heat Island (UHI, Oke, 1973, 1995), the modifications of the energy balance (Oke, 1982, 1988), the changes in wind circulation and the structure of the surface boundary layer (Oke, 1995), and the alteration of precipitation rates (Shepherd, 2005).

Historically, urban climate studies were first made by comparing data from weather stations in the urban environment to those in surrounding rural areas (Lowry, 1974, 1977; Mills, 2014). Today, thanks to the progress made on measurement tools, on data processing and analysis, and on the understanding of the physical processes (Grimmond, 2006), an increasing number of studies is heading towards spatialized data (Tomlinson *et al*., 2011; Zhou *et al*., 2019). These datasets enable:

(1) A better monitoring and characterization of the urban signal and the real extent of its impact on the local climate.

(2) A better understanding of local physical processes resulting from the modification of the surfaces, and their interaction with larger scale phenomena (Roth *et al*., 1989; Weng, 2009).

(3) The creation of databases on time series now reaching climatological scale, that is, a period long enough to represent the average climate without the daily variability.

(4) The definition of methodologies and indicators used for the study of extreme weather impacts on one hand, or the assessment of urbanization effects on the other hand (Schwarz *et al*., 2012; Ward *et al*., 2016).

(5) The evaluation of model performances (Hu *et al*., 2014) and the assimilation of observational data in numerical weather prediction models.

The objective of this study is to build a spatialized and consistent database for the Paris urban area and its region by mapping an ensemble of meteorological variables (i.e., surface temperature, near-surface air temperature and precipitation rates). Thanks to a suitable spatial resolution, a daily temporal frequency, and a sufficiently long temporal depth, these data should allow a climatological monitoring of different aspects of the urban climate in Paris and of its interaction with the regional climate and larger scale meteorological phenomena. First, the different selected datasets of land surface temperature (LST), 2-m above ground air temperature (T2M), and precipitation are presented in Section 2. The methodology developed to define and compute the different climatological indicators is presented in Section 3. These indicators are then analysed and discussed in Section 4. Last, concluding remarks, limitations, and perspectives are given in Section 5.

Here we focus on the city of Paris, located in the administrative region Île-de-France, in the north-centre of France. The city is built on the Paris basin, a fairly flat area of plains and hills surrounding the river Seine (Figure 1). As the capital of France, Paris is its most populated city with around 2.2 million inhabitants in the municipality and up to 12 million in its urban area (INSEE, 2018). However, its land use has remained quite stable since the end of the 1990s.

Several studies of Paris' climatology were completed during the second part of the 20th century: Maurain (1947), Pédelaborde (1957) commented by Blanchet (1961), Grisollet (1958), Requillard (1961), De Félice and Schremmer (1964), Dettwiller (1970) commented by Loup (1971), Bessemoulin (1981), Dettwiller and Changnon Jr (1976), Calvet (1984), Escourrou (1984a, 1984b), Cantat (1985), Escourrou (1990, 1991), Choisnel and Vivier (1993), Thielen et al. (2000), Cantat (2004), and Coquillat et al. (2013). They describe the Paris basin as an area at the boundary between continental and strong oceanic influences with lower precipitation compared to the mean of the country (between 500 and 800 mm against 900 mm; Canellas *et al*., 2014). Summers are relatively hot (18.8) and winters mild (4.4°C, average over the period 1981–2010 at the Paris-Montsouris station, Figure 1). Some studies focused on the urbanization and found different impacts such as a mean UHI of 3°C over the period 1971–1980 with maxima exceeding 10°C (Cantat, 2004) or increased precipitation downwind of the city (Escourrou, 1984a, 1984b).

2 | DATA

2.1 | Land surface temperature

As Tomlinson *et al*. (2011) pointed out in their review, the amount of remote sensed and especially satellite-derived data has seen a great increase in the past 20 years. The first studies analysing the effect of cities on LST go back to the 1970s (Rao, 1972; Matson *et al*., 1978; Price, 1979); some of them were reviewed by Gallo *et al*. (1995). This temporal depth of LST products now enables the investigation of

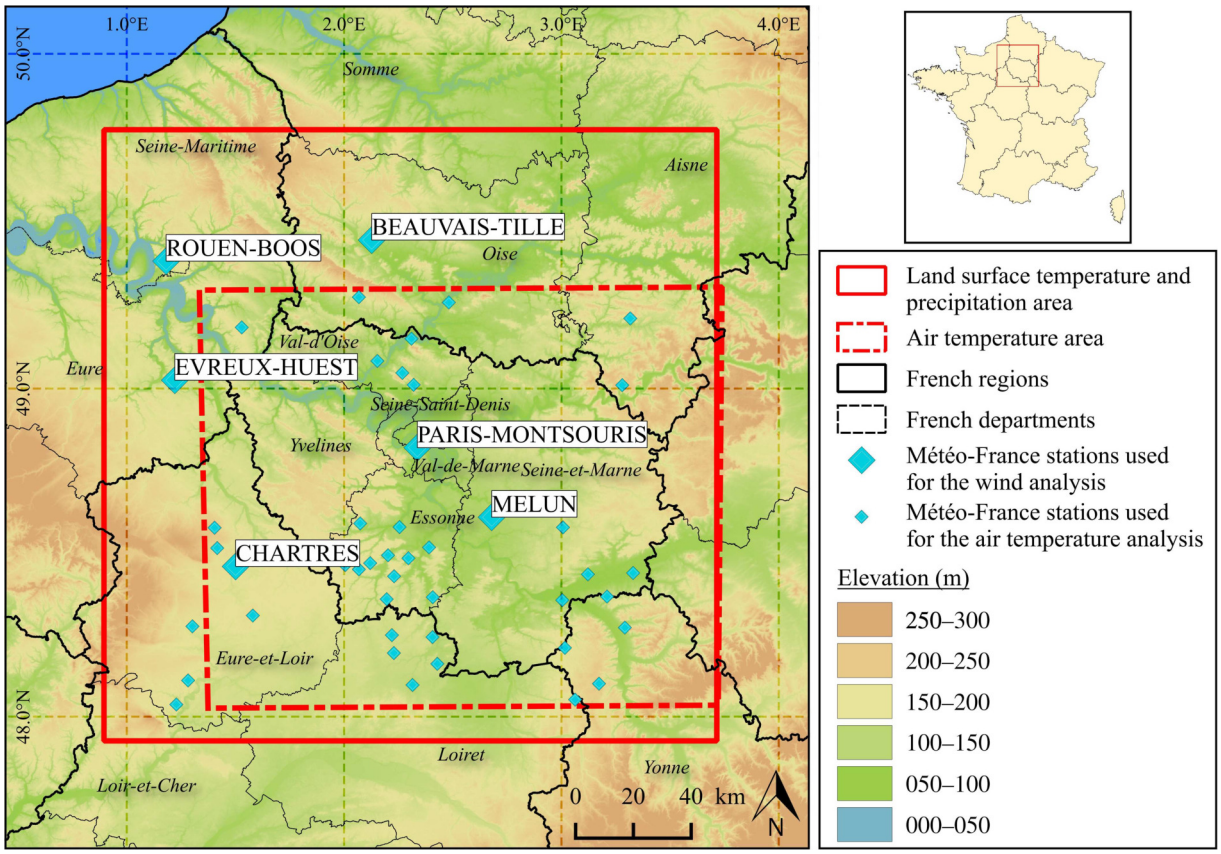


FIGURE 1 Map of the city of Paris and the areas studied for the land surface temperature (MODIS), air temperature, and precipitation (COMEPHORE) analysis

urban phenomena on a climatological time scale. Nonetheless, the majority of studies has been made on short time period (Zhou *et al.*, 2019) either because of the number of cloud-free images (Streutker, 2002, 2003; Weng, 2003; Jin *et al.*, 2005; Zhang and Wang, 2008; Schwarz *et al.*, 2012) or to analyse particular phenomena such as heat waves (Zaitchik *et al.*, 2006; Dousset *et al.*, 2011; Buscail *et al.*, 2012; Tomlinson *et al.*, 2012) or seasonal variation of the Surface Urban Heat Island (SUHI) (Chen *et al.*, 2006; Yuan and Bauer, 2007). Other studies took advantage of the potentially high number of images to analyse continuous evolution on multiple years (Jin, 2004; Zaitchik et al., 2014). Table 1 lists the main sensors carried by satellites currently used for SUHI studies in chronological order with a focus on free data and polar-orbiting satellites (MSG-SEVIRI is shown as an example of geostationary satellite).

While Landsat "is the longest running uninterrupted Earth observation program" (Wulder *et al.*, 2016) and the most used data for SUHI studies (Zhou *et al.*, 2019), the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) could represent in theory the biggest source of data by collecting two images per day on board the Terra and Aqua satellites since 2000 and 2002, respectively. The MODIS products (Justice *et al.*, 1998) combine an acceptable spatial resolution of about 1 km (nadir) for urban climate studies, a temporal resolution of two images per satellite per day, and a time depth of 18 years. This makes it the best compromise between high spatial resolution sensors such as Landsat's Enhanced Thematic Mapper (ETM+) which reaches a 60-m resolution at nadir but provides only one image every 16 days, and high temporal resolution ones such as Meteosat's Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) which provides images every 15 min with a lower spatial resolution of about 3 km at nadir.

In this study, the daily LST MODIS products MOD11A1 (Terra) and MYD11A1 (Aqua) are used between 2000 and 2016. They are derived from measurements of the brightness temperature at the top of the atmosphere using thermal infrared bands (10.78–11.28 μm and 11.77–12.27 μm) with a generalized split-window algorithm (Wan and Dozier, 1996). These products have been tested by multiple studies (Wan, 2002, 2008, 2014; Wan *et al.*, 2004; Coll *et al.*, 2005, 2009) indicating an accuracy better than 1°C in most cases. Version 005 of the MYD11A1 product has been evaluated over several areas worldwide including Paris, France (Wan, 2014). Results show a mean standard deviation of LST errors of about 0.4°C over urban areas and 0.6°C over cropland for

TABLE 1 List of potential sources of data on land surface temperature from polar orbiting satellites. P stands for "present" meaning that the satellite is still operational in 2019

Sensor	Satellite	Operator	Resolution (nadir)	TIR bands (μm)	Revisit	Equator crossing time (local solar time)	Period
AVHRR-1/2	TIROS-N	NOAA	1.1 km	(4) 10.3–11.3 (5) 11.5–12.5	11 days	15:30	1979–1981
AVHRR-3	NOAA-7 to 19	NOAA	1.1 km	(4) 10.3–11.3 (5) 11.5–12.5	11 days	–	1981-p
TM	Landsat 4 and 5	NASA NOAA	120 m	(6) 10.4–12.5	16 days	09:45	1982–2013
ETM+	Landsat 7	NASA USGS	60 m	(6) 10.4–12.5	16 days	10:00	1999-p
TIRS	Landsat 8	NASA USGS	100 m	(10) 10.6–11.19 (11) 11.5–12.51	16 days	10:00	2013-p
ASTER	Terra	NASA	90 m	(10) 8.125–8.475 (11) 8.475–8.825 (12) 8.925–9.275 (13) 10.25–10.95 (14) 10.95–11.65	1 day 1 night	On demand	2000-p
MODIS	**Terra**	NASA	1 km	(31) 10.78–11.28 (32) 11.77–12.27	1 day 1 night	10:30 22:30	2000-p
MODIS	**Aqua**	NASA	1 km	(31) 10.78–11.28 (32) 11.77–12.27	1 day 1 night	13:30 01:30	2002-p
AATSR	Envisat	ESA	1 km	11 12	35 days	10:00	2002-2012
AVHRR-3	MetOp-A,B and C	ESA EUMETSAT	1.1 km	(4) 10.3–11.3 (5) 11.5–12.5	29 days	09:30	2006-p
VIIRS	Suomi NPP	NASA DoD NOAA	750 m	(14) 8.4–8.7 (15) 10.263–11.263 (16) 1.538–12.488	16 days	10:30	2011-p
VIIRS	NOAA-20	NOAA	750 m	(14) 8.4–8.7 (15) 10.263–11.263 (16) 1.538–12.488	16 days	13:30	2017-p
SLSTR	SENTINEL 3 A and B	ESA	1 km	(7) 3.7 (8) 10.85 (9) 12	< 2 days	10:00	2016-p
SEVIRI	**MSG**	ESA EUMETSAT	3 km	10.8 12	Geos.	Every 15 min	2005-p

Note: MSG is shown as an example of geostationary satellite. Products used for this study are highlighted in bold.

23 cases. Here, version 006 (Wan *et al.*, 2015) of both products is used which is described as "much better than the previous C4.1 and C5 products" by Wan (2014). In addition to LST and emissivity, both products provide, for each pixel, a quality control assessment, a viewing time, and a viewing angle. For this study, the LST images are analysed by keeping the original projection system, that is, MODIS Sinuoïdal (SR-ORG:6842) with a spatial resolution of 926 m. Note that pixels with an estimated error greater than 2°C are removed.

TABLE 2 Mean I_{UHI} for different thresholds of missing urban (P_{murb}) and rural (Pmrur) pixels, for summer daytime

	P_{murb}										
P_{mrur}	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
0	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5	3.5
10	3.9	4.1	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2	4.2
20	4.0	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.2	4.2	4.2
30	4.0	4.4	4.4	4.4	4.4	4.4	4.3	4.3	4.2	4.2	4.2
40	4.0	4.4	4.4	4.5	4.4	4.4	4.3	4.3	4.1	4.1	4.0
50	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.3	4.2	4.1	4.0	3.9	3.8
60	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.3	4.2	4.1	3.9	3.7	3.6
70	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.3	4.2	4.1	3.8	3.6	3.3
80	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.3	4.1	4.0	3.7	3.4	3.0
90	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.2	4.1	4.0	3.7	3.4	2.8
100	4.0	4.4	4.4	4.4	4.3	4.2	4.1	4.0	3.7	3.4	3.4

Note: Colours represent combination of thresholds where more than 300 (light grey) and 500 (dark grey) images remain.

2.1.1 | MODIS' potential for LST climatology

The periods investigated in this study start on 2nd to 4th February, 2000 for Terra and July 4th, 2002 for Aqua and both end on December 31st, 2016. A total of 6,092 and 5,285 images from Terra and Aqua are available but many of them have some missing pixels. This is mainly due to the LST retrieval method which requires cloudless conditions, but also to the uncertainties associated with estimating the surface emissivity and the effects of viewing angles. A careful selection of those images must be done with the dual objective of being able to calculate good-quality SUHI indicators and to retain enough images to analyse the SUHI phenomenon on a climatological time scale. Nevertheless, it is important to emphasize that these LST products derived from clear-sky satellite measurements are representative of some specific atmospheric situations. This can induce a selection bias towards weather type prone to SUHIs and is a limitation of all remote sensed studies. Concerning viewing angles, a sensitivity study (not presented here) showed that they all could be retained because of their low impact on LST's climatologies.

The calculation of SUHI indicators imposes a selection based on the percentage of missing pixels in urban and rural areas simultaneously. Pixels can be missing either because of the presence of clouds, or because of their removal due to their estimated error. A sensitivity study on the choice of urban and rural thresholds was carried out, by comparing the number of remaining images and the corresponding mean SUHI (computed following the method presented in Section 3.2), separately for winter and summer, and for day and night. As an example, Table 2 presents the results for summer daytime. The urban threshold appears to be relatively more constraining than the rural one with a greater impact on the number of images remaining. Low thresholds retain many images, but a number of them are significantly affected by clouds, which gives much lower SUHI intensities on average than with higher thresholds. In this case, the low number of pixels available for SUHI indicators calculation may lead to a misquantification of the phenomenon, depending on the location of these pixels in urban and rural areas. Conversely, too strict thresholds return too few images that furthermore correspond to very specific meteorological situations with stable atmosphere and no clouds for which the SUHI is the strongest. Between these two extremes, the SUHI intensity is quite steady with a slight trend towards higher intensity the stricter the urban threshold is. Between the 40 and 60% thresholds, the differences in SUHI intensities are on average less than 0.1°C with a maximum of 0.3°C for summer nights. An intermediate threshold of 50% was finally chosen, which makes it possible to retain enough workable images for the calculation of climatological SUHI indicators representative of each season (Table 3). Despite a ranging from 79 to 88%, between 1,947 and 2,583 images are kept over the entire time period covered, that is, on average 20–37 images per season per year.

TABLE 3 Number of MODIS images before selection (N_{tot}), after selection (N_{sel}), and the corresponding selection percentage (P_{sel}), for wintertime and summertime and separately for night and day

	Day			Night		
	N_{tot}	N_{sel}	P_{sel}	N_{tot}	N_{sel}	P_{sel}
DJF	2,754	327	12%	2,754	589	21%
JJA	2,872	593	20%	2,872	419	14%

Wintertime conditions are the most restrictive because they are generally more cloudy.

2.1.2 | MODIS' representativeness of the diurnal cycle

The Terra and Aqua satellites have a Sun-synchronous orbit and are assumed to cross the equator, respectively at 10:30, 22:30, and 13:30, 01:30. The passing time is provided for both products for each pixel as local solar time. A specific and unique time is associated with each image and converted to Coordinated Universal Time (UTC) by subtracting the longitude of the study area's centre divided by 15 (Williamson *et al.*, 2013). Overpass time is quite variable from 1 day to another but ranges between 2 hr on average with mean values of 02:02 and 12:37 for Aqua and 11:06 and 21:44 for Terra.

The representativeness of the diurnal cycle by MODIS products is evaluated by comparison with the LST product of SEVIRI carried on Meteosat Second Generation satellites (MSG). MSG is a geostationary satellite allowing SEVIRI to scan half of the earth continuously. This product, also based on a generalized split-window algorithm (Sobrino and Romaguera, 2004), has a spatial resolution of about 3 km at nadir and a temporal resolution of 15 min. It has been evaluated (Freitas *et al.*, 2009) and compared to others LST products by multiple studies (Trigo *et al.*, 2008; Gao *et al.*, 2012; Qian *et al.*, 2013; Duan and Li, 2015). To compare both datasets, the same selection made on MODIS LST is applied on SEVIRI LST, and only the common dates are retained. Duan and Li (2015) found that SEVIRI LST are on average warmer than MODIS LST over natural areas especially during the day (2–4°C against 1–2°C during the night). The findings obtained here over the Paris region for the 2006–2015 period are quite consistent: SEVIRI is on average warmer than MODIS by 0.52°C for Aqua and 1.98°C for Terra during the night, and by 1.76°C for Aqua and 1.56°C for Terra during the day (Figure 2). Differences in LST between the two products are probably related to both the higher spatial resolution of MODIS compared to SEVIRI and the different viewing angles. Nonetheless, SEVIRI data make it possible to retrieve the daily cycle of LST and to determine the hour of minimum and maximum daily LST. It is shown that MODIS overpass times capture these minimum and maximum daily LST well. Aqua night is a bit early before the minimum but the difference is relatively small and Terra and Aqua day encompass the end of the morning rise and the daily peak LST. In conclusion, MODIS LST products are well adapted both in terms of temporal and spatial resolution in order to study nighttime and daytime SUHIs, while providing time series consistent enough for climatological analyses.

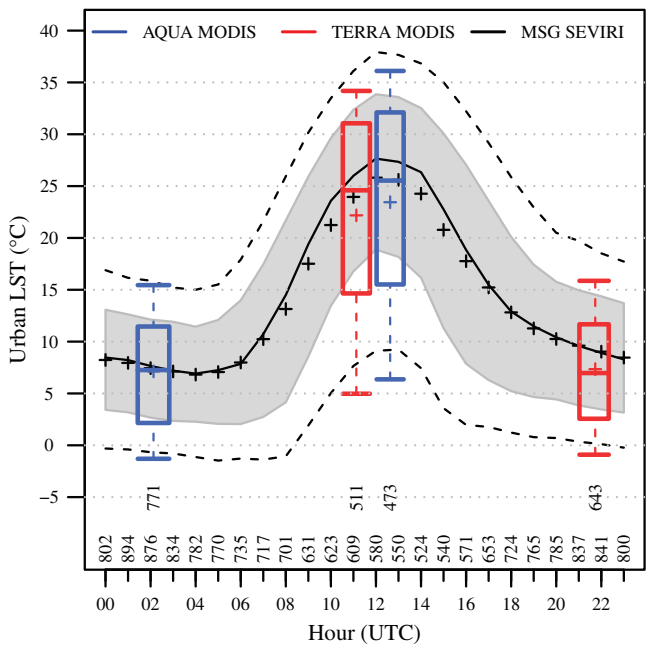


FIGURE 2 Comparison of urban LST distributions over 2006–2015 derived from MODIS (Aqua and Terra) and from SEVIRI data. SEVIRI data are plotted as diurnal cycle. The thick line is the mean, with the shaded area delimiting the 25th–75th percentiles data range, and lower and upper dashed lines the 10th and 90th percentiles. MODIS Aqua and Terra data are presented as boxplots, centred on the satellite mean passing time, with boxes extending from 25th to 75th percentiles and whiskers indicating 10th and 90th percentiles. Numbers above the *x*-axis represent the amount of images used for each hour. Both MODIS and SEVIRI data were selected following the method presented in Section 2.1.1. All SEVIRI hours were used for each day with a MODIS image available

2.2 | Air temperature

Several products of spatially interpolated near-surface air temperatures exist over the world at a relative coarse resolution but few over France on a kilometre scale (Canellas *et al.*, 2014). Moreover, to our knowledge, none of them take into account the urban environment and its impact on temperature. In this study, a new product developed at Météo-France by Kounkou-Arnaud and Brion (2018) is used. It takes into account both the elevation and the urban cover fraction coming from the ECOCLIMAP land cover database (Faroux *et al.*, 2013) to spatially interpolate daily minimum and maximum temperatures measured by 49 Météo-France stations (Givone, 1997). These stations are grouped into three categories depending on their corresponding urban cover fraction (f_{urb}): 40 rural stations ($f_{urb} < 0.3$), seven suburban stations ($0.3 \leq f_{urb} < 0.6$), and two urban stations ($f_{urb} \geq 0.6$). On a daily basis, a regression equation, with predictor selection, is computed linking minimum

temperature to elevation and urban cover fraction, if possible. Point errors from this equation are then used for residual kriging. The dataset is available for an 18 years period (2000–2017) at a spatial resolution of 1.25 km over the administrative region Île-de-France, thus, the studied area differs from the MODIS one (Figure 1).

2.3 | Precipitation

The product COMEPHORE (Tabary *et al.*, 2012) is used to investigate the possible effects of the city on precipitation. COMEPHORE is a 16-year database (1997–2012) of Quantitative Precipitation Estimations (QPE) over France with a temporal resolution of 1 hr and a spatial resolution of 1 km. The reanalysis is based on the 24 radars of the French network, giving pseudo-CAPPI (Constant Altitude Plan Position) images every 5 min with a resolution of 1 km over a 512 × 512 km area, and the hourly and daily rain rate from the rain gauge network. This reanalysis and the underlying data are detailed in Tabary (2007) and Tabary *et al.* (2012). For the present study, maps of daily precipitation are produced on a 200 × 200 km grid centred on Paris from the sum of the 24 hr QPE (Figure 1).

2.4 | Ancillary data

2.4.1 | Land cover

A knowledge of the land use and land cover is needed for the analysis of meteorological data, and especially for the separation of Urban and Rural masks. It is made here using the land cover classification from the global ECOCLIMAP-II database (Faroux *et al.*, 2013) based on both Corine Land Cover (CLC2000, EEA, 2005) and Global Land Cover (GLC2000, Bartholome and Belward, 2005). The combination of CLC2000 and GLC2000 maps the globe in 14 elementary classes that are in turn split into 273 more detailed classes. The product is provided with a resolution of 1/120° (≈ 1 km) and associated geographical coordinates. It is here resampled to the grid of each dataset by the nearest neighbour method. The mainland covers found over the study area are composed of different crops classes (79%), forest classes (11%), urban and built up areas (5%), and shrub covers (5%). The three main urban classes are suburban, dense urban, and industries and commercial areas. The methodology used to define the Urban and Rural masks differs depending on the application. It is presented in Section 3.1.1 for temperature and in Section 3.1.2 for precipitation.

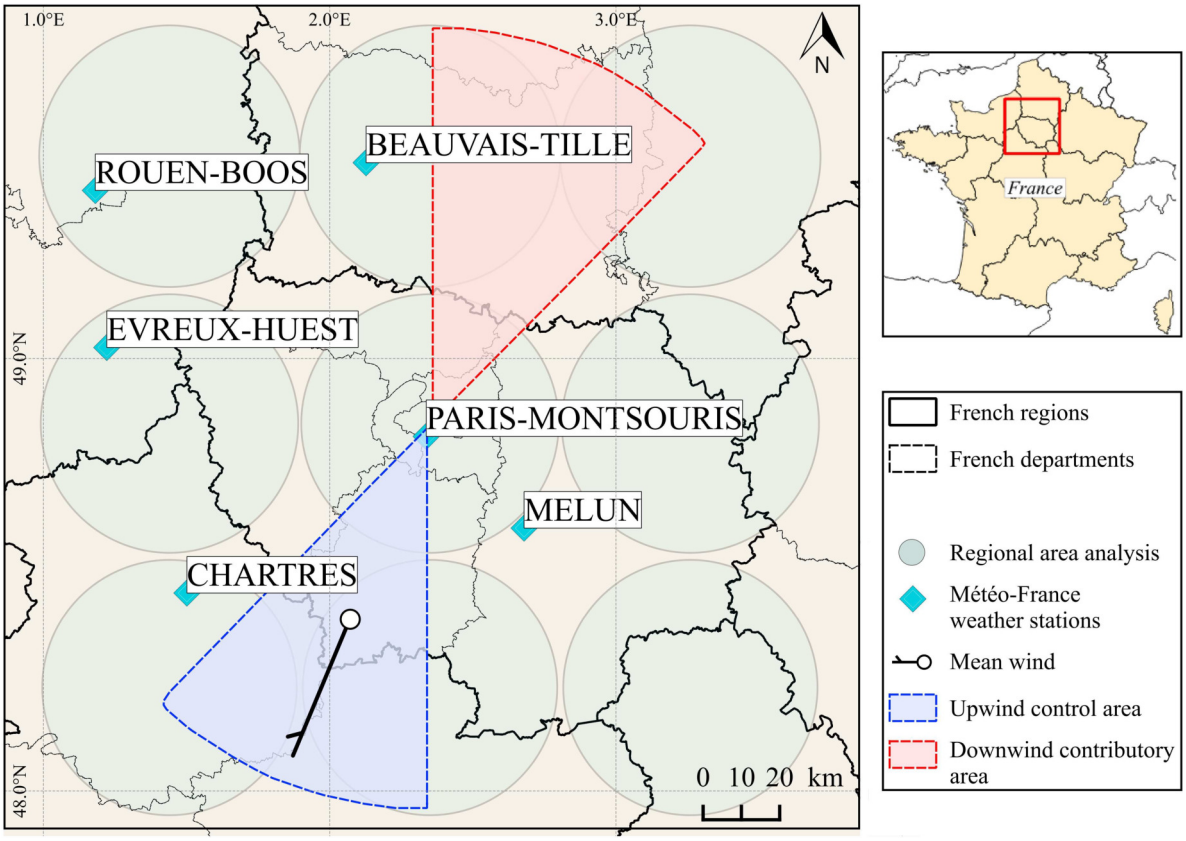


FIGURE 3 Map of the two circular sectors defined for precipitation analysis as upwind (control) area and downwind (contributory) area and oriented along the mean wind direction. The diamonds indicate the location of weather stations providing the long time series of wind measurements

2.4.2 | Wind data from weather stations

The day-by-day mean direction of the synoptic flow over the study area is needed to analyse the city effect on precipitation (detailed in Section 4.2). Five stations (Beauvais, Chartres, Evreux, Melun, and Rouen) of the Météo-France operational network are used to cover the study domain (see Figures 1 and 3). The wind components are computed independently by station from hourly data of wind direction and wind speed, and then averaged on a daily time frame and on the five stations.

3 | METHODOLOGY

3.1 | Definition of urban and rural masks

As presented in Section 2.4.1, the ECOCLIMAP-II land cover classification includes three main urban covers over the study domain that are merged into a single urban class. The remaining classes including various types of natural covers are gathered into a single class called rural class for simplicity.

3.1.1 | Application to temperature analysis

The UHI is an effect strongly governed by local land surface properties. Consequently, it can be calculated using urban and rural masks (defined according to land covers) that delimit the area potentially contributing to urban effects and the reference non-urban area, respectively. The study area covers a domain of 200 × 200 km which includes different urbanized areas such as the city of Rouen (see Figure 1). In order to focus on the UHI effect of the Paris urban area with respect to the surrounding rural zones, a smaller window containing Paris only is defined. This new area of 50 × 50 km covers both inner Paris and the near suburbs. Urban pixels inside this window build the Urban mask, while rural pixels outside build the Rural mask. Urban pixels outside the window, as well as rural pixels inside, are not considered.

3.1.2 | Application to precipitation analysis

For the analysis of urban effects on precipitation, the delimitation of contributory and reference geographic areas is more trickier than for temperature. The synoptic flow conditions and advection effects play a key role. Previous studies have shown that the urban effect on precipitation is typically found downwind of cities (Shepherd, 2005). As a consequence, here we compare the mean precipitation in downwind and upwind areas of the city. These areas are defined as circular sectors with a radius of 100 km and an aperture angle of 45° that are oriented according to the daily mean wind direction presented in Section 2.4.2 (Figure 3).

The choice of the dimensions of the areas is based on three constraints. First as shown by Huff and Vogel (1978) and Shepherd (2005), the urban effect can be observed up to 75 km after the city, so the area downwind must be long enough. Second, the width of the area, that is, the chord length of the sector, should be about as large as the size of the city to capture all events that cross the city through either its centre or through the outskirts. Lastly, downwind and upwind areas must have equal surface area to have the same weight in the precipitation analysis based on spatial means.

3.2 | Urban heat island indicators

Schwarz *et al.* (2011, 2012) and Ward *et al.* (2016) reviewed different indicators for both SUHIs and UHIs. Some of them have the benefit of not relying on any assumption concerning the urban and rural areas, for example, the *magnitude* (maximum - mean) (Rajasekar and Weng, 2009; Schwarz *et al.*, 2011, 2012) or the *range* (maximum–minimum) (Schwarz *et al.*, 2012), but they are too sensitive to the inherent variability of the temperature and do not provide much relevant information when used on large areas. However, they could be interesting to investigate the heterogeneity of the temperature in the urban area. Other indicators such as the *gradient* (linear regression between temperature and distance from city centre) (Schwarz *et al.*, 2012) or the ones derived from Gaussian fits (*area*, *magnitude*, *centre*) (Streutker, 2002, 2003; Tran *et al.*, 2006; Schwarz *et al.*, 2012, Quan *et al.*, 2014) make significant assumptions regarding the shape of the city with urban area spreading evenly in every directions from the centre. Note that the Gaussian fit has been tested here, and returns an extent and a centre shifted away from Paris centre towards southeastern urbanized areas located on the banks of the river Seine.

For the present study, two indicators are selected, one representing the intensity and the other the spatial extent of the (S)UHI. Given that the air temperature data used in this study are spatially continuous, the indicators can be calculated the same way for UHI and SUHI. The intensity (I_{UHI}) is defined as the difference between temperature averaged on all pixels of the Urban mask and temperature averaged on all pixels of the Rural mask:

$$I_{\mathrm{UHI}} = \bar{T}_{\mathrm{urb}} - \bar{T}_{\mathrm{rur}} \quad (1)$$

Note that the general notation I_{UHI} corresponds to the intensity of the UHI in air temperature when the indicator is computed using T2M or the intensity of the SUHI when the indicator is computed using LST. Thus, the temperature notation (T) used in Equations 1–3 refers to as T2M or LST.

The spatial extent of the (S)UHI is calculated two ways. The first indicator ($\mathrm{SDE_{UHI}}$ for Standard Deviation Extent) is derived from the *hot island area* proposed by Zhang and Wang (2008) which looks at the number of pixels with a temperature greater than a threshold defined as the mean temperature of the studied area (T) plus a multiple of its standard deviation (σ_{T}) on a given day. This indicator does not depend on land covers nor city shape, but only on the statistical distribution of temperatures. For the present study, T and σ_{T} are computed from temperatures of all the pixels together in Urban and Rural masks (Section 3.1). $\mathrm{SDE_{UHI}}$ is calculated as the proportion (in %) of urban pixels (P_{urb}) for which the temperature exceeds the given threshold in relation to the total number of urban pixels, with k an integer value (positive or negative) which defines the multiple of standard deviation:

$$\mathrm{SDE_{UHI}}(k) = \frac{\sum P_{\mathrm{urb}}[T \geq \bar{T} + k \cdot \sigma_T]}{\sum P_{\mathrm{urb}}} \times 100 \quad (2)$$

The second indicator ($\mathrm{TE_{UHI}}$ for temperature extent) follows the same principle but by applying a threshold in temperature degree (ΔT) and not on the basis of standard deviation:

$$TE_{\mathrm{UHI}}(\Delta T) = \frac{\sum P_{\mathrm{urb}}[T \geq \bar{T} + \Delta T]}{\sum P_{\mathrm{urb}}} \times 100 \quad (3)$$

These two indicators are a way to define the area impacted by (S)UHIs. They range between 0 and 100%, with 100% meaning an image where the whole city experiences temperatures greater than the given threshold.

4 | RESULTS AND DISCUSSION

4.1 | Surface and air temperatures

The different UHI indicators are calculated for each day and each night of the complete time series of T2M maps (no data missing). Night and day SUHI indicators can be calculated only when MODIS images are available after selection. To compare SUHI and UHI, and to evaluate the possible effect of data selection on climatological analysis, the UHI indicators are studied using the complete dataset but also the subset corresponding to the selected dates.

Figure 4 shows the mean annual cycle of the three SUHI indicators along with the summer (JJA) and winter (DJF) means over the period 2000–2016. A greater annual variability is observed for I_{SUHI} during the day than at night (Figure 4b). Daytime I_{SUHI} varies between 0.92°C in September and 6.92°C in June that is, an amplitude of 6°C, whereas nighttime I_{SUHI} varies between 1.51°C in December and 3.43°C in July. The daytime I_{SUHI} seasonality can be explained by the combination of different processes. While the seasonal differences of daily urban LST are mainly governed by variations in the incoming solar radiation (Eliasson, 1996), it is the seasonal cycle of soil moisture that modulates the resulting cooling effect of vegetation on rural LST (Runnalls and Oke, 2000; Kalnay and Cai, 2003). This cooling effect is the lowest at the end of summer when soils are dry (Zhou *et al.*, 2016). Consequently, the peak in I_{SUHI} observed in June, when the cooling effect is maximum due to vegetation evapotranspiration, is followed by a rapid decrease (−5.26°C) between June and August. On the other hand, because the cooling effect is less pronounced at night, the difference between urban and rural LST presents less seasonal variability, leading to more stable values of the I_{SUHI}. These results are consistent with the findings from Zhou *et al.* (2013) that showed the same seasonal pattern, but with lower I_{SUHI} values (4°C maximum in June). This gap may be due to different definitions of Urban and especially Rural masks. In their study, the Urban and Rural masks have the same surface area. Because the Rural mask they used is smaller than the one defined here, they may not take into account some areas with cooler LST, or they may over-represent warmer suburban areas. Note that for the present study, the effect of the size of the domain was investigated by comparing the indicators calculated on the entire area and on the reduced area covered by air temperature data (Figure 1). Since no significant difference was found, we are confident that we do not overestimate I_{SUHI}.

LST data show spatial variability over the study area that can fluctuate significantly by day and night ($\sigma_{\mathrm{LST,DAY,ALL}}$ = 2.18°C and $\sigma_{\mathrm{LST,NIGHT,ALL}}$ = 1.20°C), as well as by time of year ($\sigma_{\mathrm{LST,DAY,JJA}}$ = 2.84°C, and $\sigma_{\mathrm{LST,DAY,DJF}}$ = 1.16°C). Since the SDE indicator is built taking into account the temperature distribution, it is possible to compare SUHIs of different times of the day and seasons and to identify significantly hotter areas on a statistical basis.

$\mathrm{SDE_{SUHI}}$ follows the same seasonal pattern as I_{SUHI} with a greater variability during the day than the night (Figure 4c). The fraction of the city impacted by a

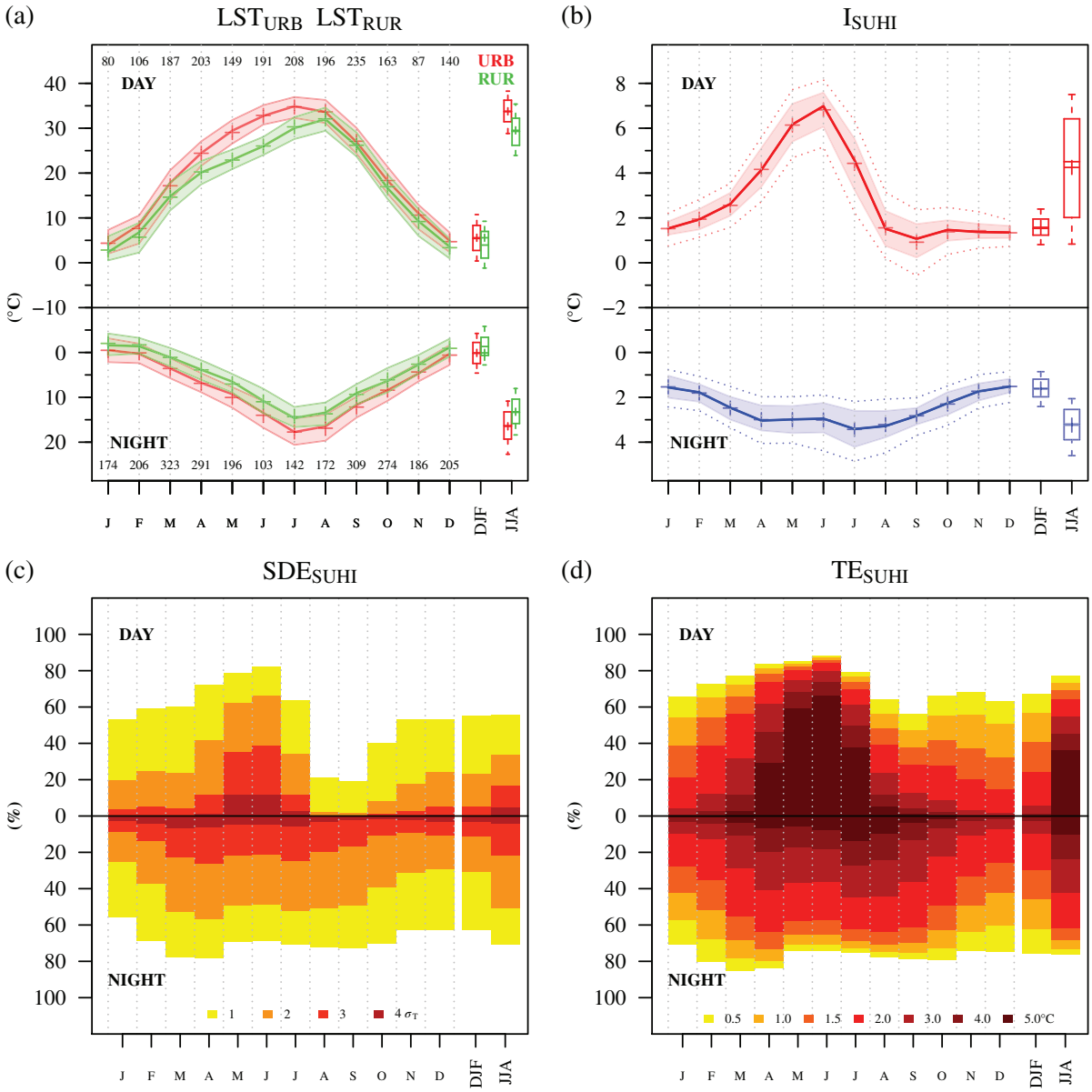


FIGURE 4 Monthly evolution of the urban and rural LST and the different SUHI indicators presented in Section 3.2 and calculated both for daytime (upper part) and nighttime (lower part). Numbers on the first chart represent the number of images used for each month

temperature excess of $1\sigma_T$ is maximum in June (82% of the total area) and minimum in September (19% only) at daytime. But on average over the year, the city is more consistently impacted at night than during the day for every σ_T thresholds except the last ($4\sigma_T$). Throughout the year, more than 60% of the city is impacted at night by what Zhou *et al.* (2013) refer to a *hot island* that is, an SDE_{SUHI} greater than $1\sigma_T$. Nonetheless, the city's exposure to SUHIs decreases for higher thresholds. From the beginning of spring to the end of summer, the urban area that is impacted remains quite constant, for example, more than half of the city experiences an SDE_{SUHI} of $2\sigma_T$, and a small part only an SDE_{SUHI} of $4\sigma_T$ corresponding to the dense city core.

TE_{SUHI} is based on fixed temperature thresholds ranging from 0.5 to 5°C (Figure 4d). Since the spatial amplitude (maximum–minimum) of LST is greater during the day than at night, a given threshold represents a greater proportion of the LST distribution at night. Consequently, it is more restrictive in identifying the impacted areas at night and does not represent the same phenomenon. For example, the maximum impacted area by the highest threshold (5°C) reaches 66% during the day in June but only 14% at night in July. The 66% represents a daily TE_{SUHI} extending from the city centre to the inner suburbs, while the nighttime TE_{SUHI} of 14% illustrates a more severe phenomenon concentrated in the dense urban centre. Contrary to the SDE indicator that suits the

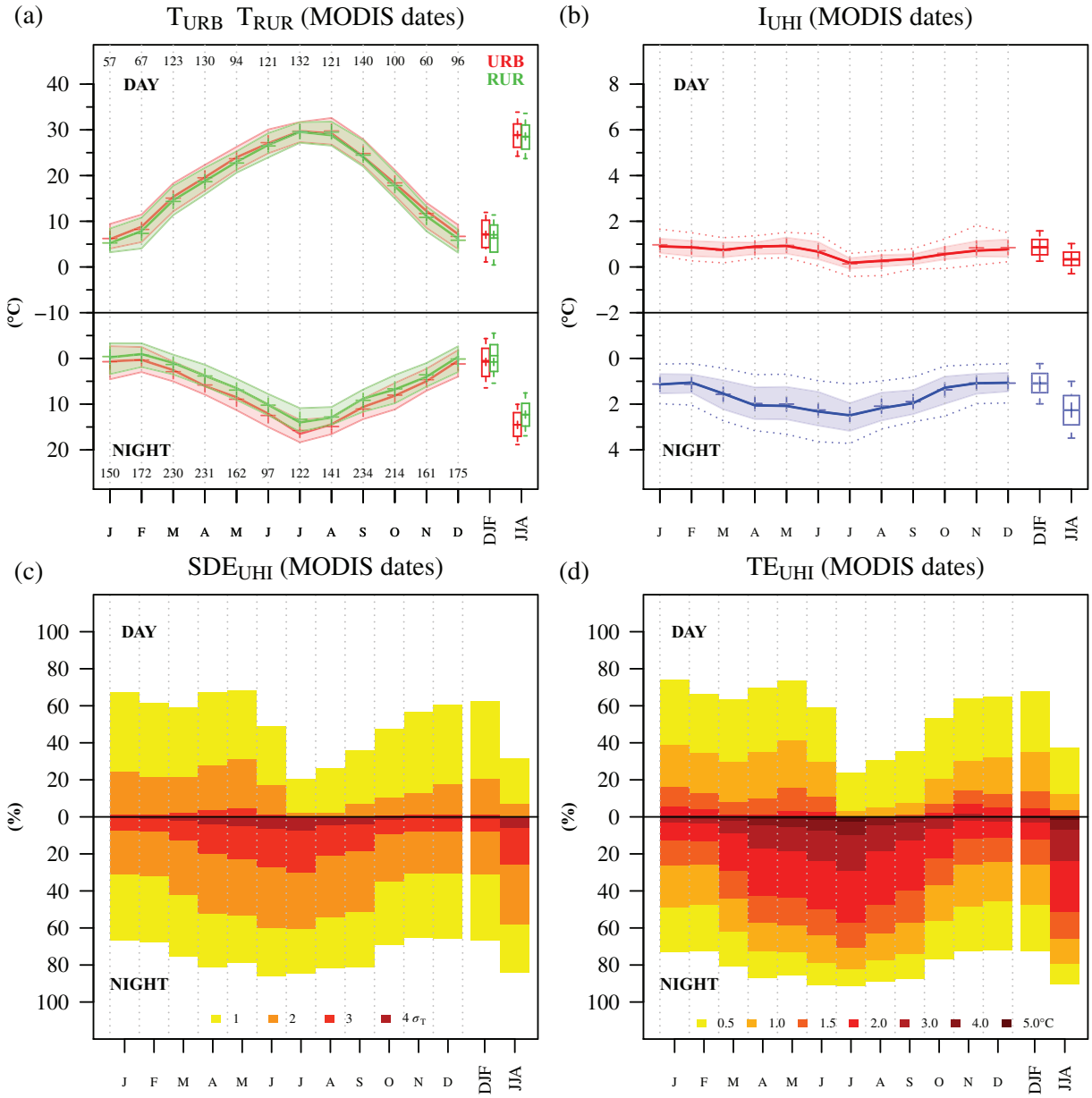


FIGURE 5 Monthly evolution of the urban and rural T2M and the different UHI indicators presented in Section 3.2 and calculated only on the dates selected for MODIS data analysis. Each chart presents the indicators calculated both for daytime (upper part) and nighttime (lower part)

comparison of day and night phenomena, since the TE indicator is computed on LST values rather than a statistical measure of the whole image it appears more illustrative, more easily understandable and thus better suited for impact studies and communication towards public stakeholders.

Figure 5 shows the same indicators computed from the T2M dataset on the same dates as the LST. It has been shown that LST and T2M are well correlated at higher scale (Prihodko and Goward, 1997). However, since LST are on average higher than T2M over natural (Mildrexler *et al.*, 2011) and urban areas (Nichol, 1996; Voogt and Oke, 2003), I_{SUHI} is expected to be on average greater than I_{UHI} especially during the day. Unlike I_{SUHI}, I_{UHI} is systematically greater at night than during the day (Figure 5b). The maximum nighttime I_{UHI} is noted in July (2.45°C) whereas the daytime I_{UHI} is minimum (0.14°C). During the daytime, in cloudless conditions, the roughness of urban canopy and the heat accumulated in urban materials through incoming solar radiation generate dynamical- and thermal-induced turbulence. This leads to a more pronounced mixing in the urban boundary layer (UBL), which prevents urban T2M from getting warmer. Conversely, at night, by lack

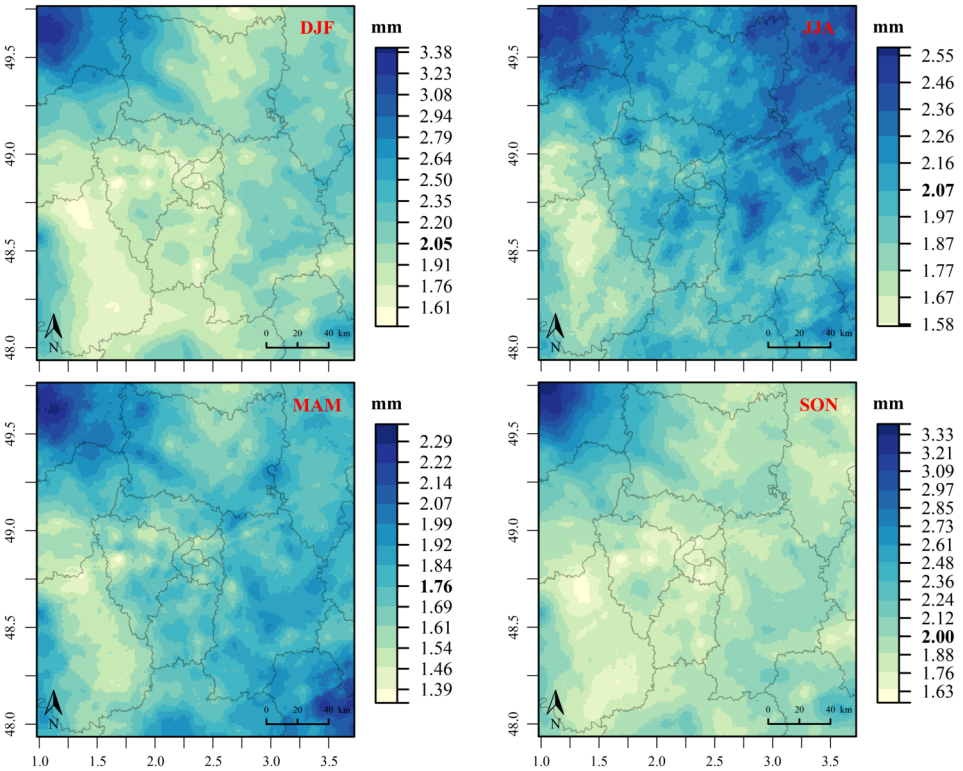


FIGURE 6 Seasonal maps of mean daily precipitation rate produced from the 1997–2012 COMEPHORE database. Values in bold represent the mean daily precipitation of the season and each classes correspond to 1/2 σ of its distribution. Thin lines represent French departments and the circle illustrates the urban extent

of both incoming solar radiation and turbulence, the UBL can become stable enough to induce an inversion layer resulting in higher T2M. The same seasonal variability is found for I_{UHI} as for I_{SUHI} during the night with a steady increase in spring and a maximum reached in the middle of summer. The intensities are comparable to that of the SUHI although slightly weaker. On the other hand, the seasonal dynamic of the daytime I_{UHI} is completely different from that of I_{SUHI}. It shows overall less variability throughout the year, with every season close to the annual mean except the end of summer and the beginning of autumn. It appears that the daily I_{UHI} is less driven by incoming solar radiation than the I_{SUHI} and more related to synoptic conditions. In the summer, the days are more subject to unstable atmosphere and turbulent fluxes resulting in more homogenized air temperatures and therefore lower UHI intensities. On the other hand, other seasons might be closer to neutral with more wind and a greater cloud cover. Moreover, the winter maximum could be explained by heat generated from anthropogenic fluxes. Dettwiller (1970) and Cantat (2004) already noted that in temperate oceanic climate, winter is the least favourable season for nighttime UHIs with stronger winds and less incoming solar radiation due to both solar elevation and cloud cover.

Both SDE_{UHI} and TE_{UHI} indicators calculated at nighttime evolve along the year according to two distinct modes: strong values are observed from March to September and lower ones from November to February (Figures 5c,d). This translates to a more extended exposure of the city to UHIs in spring and summer than during the rest of the year: more than 40% of the city experiences UHIs of at least 2°C. Note that when computed on every date and not only on the dates selected for the MODIS data analysis, the different indicators show the overall same seasonal patterns with smoother evolution from one month to another and on average slightly lower values (not shown). This can be explained by the fact that the selected dates correspond to clear-sky nights and days that are potential cases of high (S)UHIs.

4.2 | Precipitation

To the best of our knowledge, there are no recent studies focusing on the precipitation of Paris. De Félice and Schremmer (1964) and later Moisselin *et al.* (2002) studied different long time series of precipitation from the Paris Observatory station and the Paris-Montsouris station, respectively, but did not find any significant trend, nor periodicity, due to the inter-annual variability. Douvinet *et al.* (2009) investigated the relationship between precipitation and flash floods on the Paris Basin but their area only intersects to the north of the domain studied here. Coquillat et al. (2013) examined the spatial distribution of lightning ground flashes around Paris and found higher activity over and downwind of the city in the

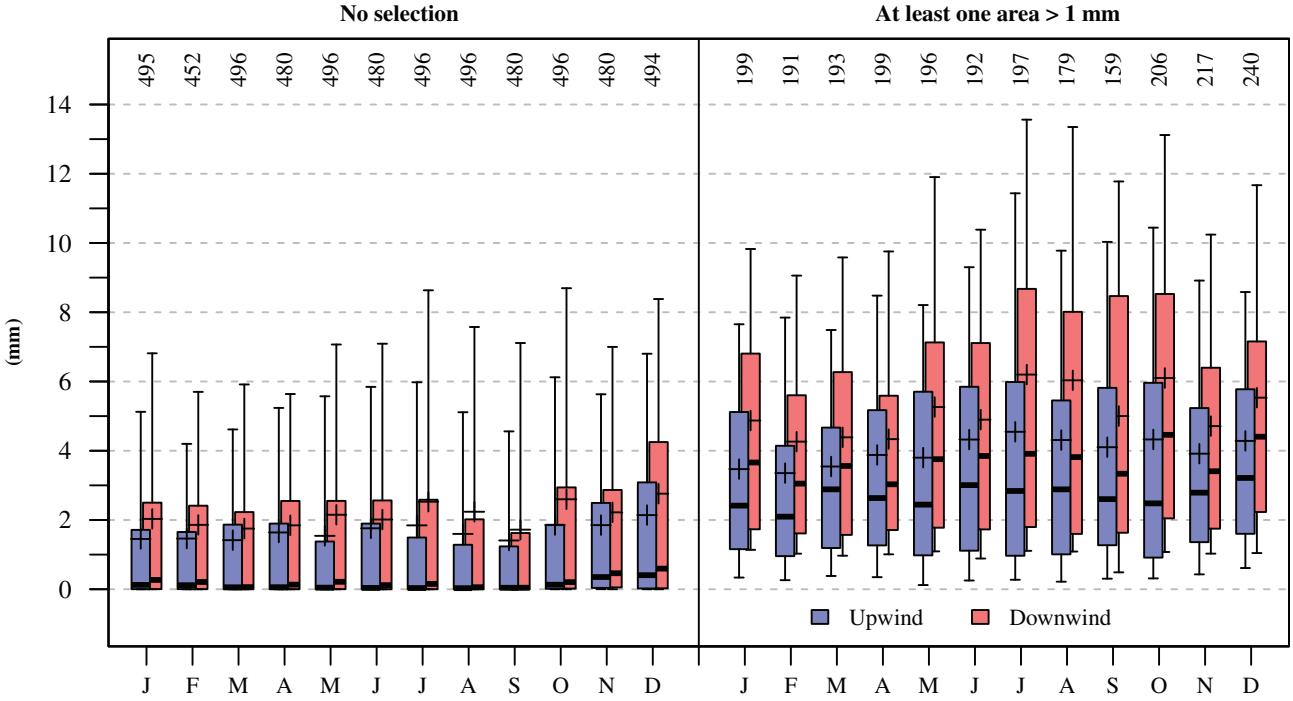


FIGURE 7 Comparison of the monthly evolution of the daily precipitation rates recorded during 1997–2012 time period over the upwind and downwind areas. The distributions of precipitation rates are presented as boxplots with boxes representing the 25th, 50th, and 75th percentiles, and whiskers the 10th and 90th percentiles. The crosses indicate the means. The comparison is carried out without selection of days (left panel) and for the rainy days only, that is, when at least one of the two analysis areas experiences precipitation rate ≧1 mm (right panel). The number of days involved each month is indicated at the top of the charts

prevailing wind direction that is, in the northwest. Canellas *et al.* (2014) analysed the climatology of precipitation over France with similar results as previous findings for Paris. While previous studies were based on a limited number of fixed stations, the COMEPHORE analysis (Section 2.3) enables a finer scale analysis of the precipitation spatial distribution, and for a long period covering 1997–2012. They first feed an analysis of the precipitation regional climatology, and then are used to investigate the potential urban effects on precipitation.

4.2.1 | Regional analysis

Seasonal maps of mean daily precipitation rate are produced from the 16-year COMEPHORE data (Figure 6). For the regional analysis, the study domain is divided into nine sectors (Figure 3) with the same surface area: northwest (NW), north (N), northeast (NE), west (W), center (C), east (E), southwest (SW), south (S), and southeast (SE). The sector with the highest daily precipitation rate is NW (2.34 mm against 1.96 mm on average over the whole area) which seems consistent with the Douvinet *et al.* (2009) findings. Conversely, the driest sectors are SW (1.77 mm) and W (1.76 mm). This pattern appears for every season, but is accentuated in winter and autumn for NW and in spring for SW and W. Overall, the northern part has slightly more rain (2.11 mm on average for NW, N, NE) than the central and southern parts (1.89 mm for W, C, E and 1.88 mm for SW, S, SE). If we ignore the NW, because of its predominance in every season and for every wind direction, a stronger gradient appears from west to east with: 1.77 mm (W, SW), 1.9 mm (N, C, S), and 2.02 mm (NE, E, SE).

The spatial distribution of precipitation seems to be mainly driven by the synoptic wind direction and the regional atmospheric circulation that is, the rainiest days (>p75 = 2.98 mm) are associated with south-southwestern winds and the least rainy ones (<p25 = 1.22×10^{-3} mm) with north-northeastern winds. Other factors such as the hill effect described by Huff and Vogel (1978), the proximity to the coast (Daniels *et al.*, 2016), or the urbanization, could explain the maximum precipitation rate observed over NW sector which is both downwind of the city of Rouen and close to the sea.

4.2.2 | Urban influence

The influence of urbanization on precipitation is now a well-established phenomenon in the literature as described

by Shepherd (2005) in his review. Some of the authors cited earlier who described the climatology of Paris also noted the effect of the city on precipitation. Using the meteorological network of the area, Escourrou (1990) and Thielen et al. (2000) highlighted increased precipitation in the downwind part of the city in summer and reduced precipitation in the close upwind area.

To investigate the urban effects, the COMEPHORE data are here analysed by calculating for each day the daily precipitation rates in the upwind area (control area) and the downwind area (contributory area) of the city. The methodology developed to define these two areas depends on synoptic flow direction and is presented in Section 2.3. These daily precipitation rates are then averaged over the 1997–2012 time period for upwind and downwind areas to provide yearly and monthly trends. Without sorting on rainy or no rainy days, the daily precipitation is 2.15 mm downwind of the city against 1.67 mm upwind, that is, an increase of 29% (Figure 7). The same analysis is carried out by selecting rainy days, that is, for which at least one of both areas experiences daily precipitation ≥1 mm, that is 40% of the period (from 33% in September to 49% in December). In this case, the mean daily precipitation is 3.99 and 5.14 mm for upwind and downwind areas, respectively, that is, still an increase of 29%. This result is comparable to those of Shepherd *et al.* (2002) who found an increase of 28% in precipitation for major American cities. Figure 7 also shows that this effect appears for multiple types of precipitation events as illustrated by the different percentiles. For the more extreme events (p90 tail; Figure 7) on average 5.4 (9.2) mm are found upwind of the city and 7.13 (11.19) mm downwind without (with) selection, that is, an increase of 32 (22)%.

A monthly variability in precipitation is observed that is more important for downwind than upwind area. This means that the effect of the city on precipitation also varies with time, but always goes in the sense of an increase in precipitation in the downwind area. The urban effects are more marked between July and October with a maximum monthly increase in precipitation rate of 40% in August. Conversely, they are lower between March and June with a minimum monthly increase in precipitation rate of 12% in March. To explain this variability, we investigated the possible effects of both wind direction and wind speed but found no significant results. An apparent trend linking wind speed and rainfall amount might be solely explained by the fact that higher speeds are found with winds coming from the SW sector (where higher rainfall amounts are observed). In the same way, the highest urban effects observed with winds coming from the NE sector might be explained by overall low precipitation in both areas.

The evolution of precipitation and associated urban effects over the long time period covered by COMEPHORE data is also investigated. It rains around 608 mm per year upwind of the city and 784 mm downwind. The three wettest years are 2001, 2000, and 1999 with respectively 849 (1043), 793 (972), and 770 (900) mm upwind (downwind) of the city. The three driest ones are 2011, 2005, and 2003 with 469 (637), 469 (646), and 482 (650) mm for the upwind (downwind) area. The same inter-annual variability is noted for both areas, but without any significant temporal trend over the 16 years.

5 | CONCLUSION

The climatologies of three urban phenomena that is, surface and air Urban Heat Island and enhancement of daily precipitation rates have been studied over the periods 2000–2016 and 1997–2012, respectively, on the city of Paris.

The potential of MODIS LST data has been investigated and deemed relevant for climatological analysis with between 20 and 37 images per season per year on average (Section 2.1.1). We found that SUHI intensities were greater during the day than at night, with annual maximum intensity occurring in June (6.92°C) where more than 60% of the city experiences an excess in LST greater than 5°C compared to the surrounding area (Section 4.1). Conversely, UHI intensities are highest at night with a maximum of 2.45°C reached in July. The SUHI and the UHI share the same nighttime seasonality but differ during the day due to different driving processes. SUHIs appear more driven by the differences in thermal properties between urban and rural environments as well as the city's complex geometry, whereas UHIs seem to be more influenced by general wind circulation and local turbulence.

A spatial gradient of precipitation rates over the Paris area from south–west to north–east has been observed, using the continuous COMEPHORE product of daily rain rates (Section 4.2.1). These spatial variations can be attributed to the global synoptic circulation and to the effect of the city which leads to an increase in precipitation downwind regardless of the season or the wind direction. On average this increase is 29% (Section 4.2.2).

Our results are quite consistent with those found in the literature in terms of intensity of the phenomena, seasonal variability, and the underlying physical processes. This confirms that spatialized data are well adapted for the study of urban climate at a kilometric scale. Nevertheless, some limitations remain that need to be taken into account for future studies. The use of satellite imagery for retrieving and analysing LST involves inherent issues regarding emissivity estimation, viewing angle, and anisotropy effects that need further research. As mentioned in Section 2.1.1, the selection of cloud free remote sensed

images induces a bias towards some specific atmospheric situations; and limits the climatological study of the SUHI for some weather types. On the other hand, the satellite-based LST products are particularly suitable for monitoring and studying heat waves.

Another issue, arising from the use of spatialized data for (S)UHI studies, is the definition of urban and rural environments. We showed that this definition could have a significant impact on the assessment of UHIs intensity. In this study, we chose Urban and rural masks fixed in time based on the fact that the city of Paris has seen a relatively small growth over the past decades. But this is not necessarily the case for all cities, nor if longer time periods are considered; so the urban expansion needs to be taken into account.

The databases that have been compiled and studied here constitute long series of gridded data particularly interesting for the evaluation of meso-scale meteorological models. In particular, they could be used to verify the capability of high-resolution regional climate models to simulate local climate and urban effects.

ORCID

Benjamin Le Roy https://orcid.org/0000-0002-5496-2462

REFERENCES

Arnfield, A.J. (2003) Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat Island. *International Journal of Climatology*, 23(1), 1–26. https://doi.org/10.1002/joc.859.

Bartholome, E. and 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.

Bessemoulin, J. (1981) Atlas climatique de la France, Édition réduite. In: *Direction de la Météorologie nationale, préparé et publié sous la direction de Jean Bessemoulin*. Paris: Ministère des transports, Secrétariat général à l'aviation civile, Direction de la météorologie. (In French).

Blanchet, G. (1961) Le climat du Bassin Parisien, d'après Pierre Pédelaborde. *Revue de Géographie Alpine*, 49(2), 373–378 (In French). https://www.persee.fr/doc/rga_0035-1121_1961_num_49_2_1992.

Buscail, C., Upegui, E. and Viel, J.F. (2012) Mapping heatwave health risk at the community level for public health action. *International Journal of Health Geographics*, 11(1), 38. https://doi.org/10.1186/1476-072X-11-38.

Calvet, C. (1984) *Climatologie de la région parisienne*. Paris: Ministère des transports, Direction de la météorologie. (In French).

Canellas, C., Gibelin, A.L., Lassègues, P., Kerdoncuff, M., Dandin, P. and Simon, P. (2014) Les normales climatiques spatialisées Aurelhy 1981-2010: températures et précipitations. *La météorologie*, 85, 47–55. (In French). https://doi.org/10.4267/2042/53750.

Cantat, O. (1985) Influence de l'urbanisation sur le climat de l'agglomération parisienne. *Physio-Géo-Géographie Physique et Environnement*, 16, 25–40. (In French). https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01155139.

Cantat, O. (2004) L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois. Environnement, aménagement, société*, 191, 75–102. (In French). https://doi.org/10.4000/norois.1373,75,102.

Chen, X.L., Zhao, H.M., Li, P.X. and Yin, Z.Y. (2006) Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat Island and land use/cover changes. *Remote Sensing of Environment*, 104(2), 133–146. https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.11.016.

Choisnel, E. and Vivier, J.F. (1993) Les saisons météorologiques, le climat urbain les a-t-il masquées ? *Les Annales de la Recherche Urbaine*, 61, 47–50 Centre de Recherche d'Urbanisme. (In French). https://www.persee.fr/doc/aru_0180-930x_1993_num_61_1_1756.

Coll, C., Caselles, V., Galve, J.M., Valor, E., Niclos, R., Sánchez, J. M. and Rivas, R. (2005) Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 97(3), 288–300. https://doi.org/10.1016/j.rse.2005.05.007.

Coll, C., Wan, Z. and Galve, J.M. (2009) Temperature-based and radiance-based validations of the V5 MODIS land surface temperature product. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D20), D20102. https://doi.org/10.1029/2009JD012038.

Coquillat, S., Boussaton, M.-P., Buguet, M., Lambert, D., Ribaud, J.-F. and Berthelot, A. (2013) Lightning ground flash patterns over Paris area between 1992 and 2003: Influence of pollution? *Atmospheric Research*, 122, 77–92.

Daniels, E.E., Lenderink, G., Hutjes, R.W.A. and Holtslag, A.A.M. (2016) Observed urban effects on precipitation along the Dutch west coast. *International Journal of Climatology*, 36(4), 2111–2119. https://doi.org/10.1002/joc.4458.

De Félice, P. and Schremmer, F. (1964) Étude de la variation des précipitations dans quelques stations de France et d'Algérie. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 13(2), 173–192. (In French). https://doi.org/10.1007/BF02243251.

Dettwiller, J. (1970). *Évolution séculaire du climat de Paris: influence de l'urbanisation*. Paris: Direction de la Météorologie Nationale. (In French).

Dettwiller, J. and Changnon, S.A., Jr. (1976) Possible urban effects on maximum daily rainfall at Paris, St. Louis and Chicago. *Journal of Applied Meteorology*, 15(5), 517–519. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1976)015<0518:PUEOMD>2.0.CO;2.

Dousset, B., Gourmelon, F., Laaidi, K., Zeghnoun, A., Giraudet, E., Bretin, P., Mauri, E. and Vandentorren, S. (2011) Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area. *International Journal of Climatology*, 31(2), 313–323. https://doi.org/10.1002/joc.2222.

Douvinet, J., Planchon, O., Cantat, O., Delahaye, D. and Cador, J. M. (2009) Variabilité spatio-temporelle et dynamique des pluies de forte intensité à l'origine des «crues rapides» dans le Bassin Parisien (France). *Climatologie*, 6, 47–72. (In French). https://doi.org/10.4267/climatologie.511.

Duan, S.B. and Li, Z.L. (2015) Intercomparison of operational land surface temperature products derived from MSG-SEVIRI and Terra/aqua-MODIS data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(8), 4163–4170. https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2441096.

Eliasson, I. (1996) Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmospheric Environment*, 30(3), 379–392. https://doi.org/10.1016/1352-2310(95)00033-X.

Escourrou, G. (1984a) L'évolution du climat français: Océanisation et influence de l'urbanisation. *Revue Géographique de l'Est*, 24 (1), 17–26 (In French). https://www.persee.fr/doc/rgest_0035-3213_1984_num_24_1_1531.

Escourrou, G. (1984b) Quelques remarques sur la climatologie urbaine (Some remarks about urban climatology). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 61(500), 83–97 (In French). https://www.persee.fr/doc/bagf_0004-5322_1984_num_61_500_5450.

Escourrou, G. (1990) La spécificité du climat de l'agglomération parisienne/The unique character of the Paris urban area's climate. *Géocarrefour*, 65(2), 85–89 (In French). https://www.persee.fr/doc/geoca_0035-113x_1990_num_65_2_5717.

Escourrou, G. (1991). *Le climat et la ville*. Paris: Nathan.

EEA. (2005) *Sustainable Use and Management of Natural Resources*. European Environment Agency: Technical report.

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A.T., Roujean, J.L., Masson, V., Martin, E. and 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.

Freitas, S.C., Trigo, I.F., Bioucas-Dias, J.M. and Gottsche, F.M. (2009) Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 48(1), 523–534. https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2027697.

Gallo, K.P., Tarpley, J.D., McNab, A.L. and Karl, T.R. (1995) Assessment of urban heat islands: a satellite perspective. *Atmospheric Research*, 37(1–3), 37–43. https://doi.org/10.1016/0169-8095(94)00066-M.

Gao, C., Jiang, X., Wu, H., Tang, B., Li, Z. and Li, Z. (2012) Comparison of land surface temperatures from MSG-2/SEVIRI and Terra/MODIS. *Journal of Applied Remote Sensing*, 6(1), 063606. https://doi.org/10.1117/1.JRS.6.063606.

Givone, C. (1997) Circulation et contrôle des données climatologiques à Météo-France. *La Météorologie*, 20, 31–40. (In French). https://doi.org/10.4267/2042/47031.

Grimmond, C.S.B. (2006) Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*, 84 (1–3), 3–22. https://doi.org/10.1007/s00704-005-0140-5.

Grisollet, H. (1958) *Climatologie de Paris et de la région parisienne*. Paris: Direction de la météorologie nationale (In French).

Hu, L., Brunsell, N.A., Monaghan, A.J., Barlage, M. and Wilhelmi, O.V. (2014) How can we use MODIS land surface temperature to validate long-term urban model simulations? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(6), 3185–3201. https://doi.org/10.1002/2013JD021101.

Huff, F.A. and Vogel, J.L. (1978) Urban, topographic and diurnal effects on rainfall in the St. Louis region. *Journal of Applied Meteorology*, 17(5), 565–577. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1978)017<0565:UTADEO>2.0.CO;2.

INSEE (2018). Recensement population 2016, Technical report, Institut national de la statistique et des études économiques. (In French) https://www.insee.fr/fr/statistiques/3681328?geo=COM-75056.

Jin, M. (2004) Analysis of land skin temperature using AVHRR observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85 (4), 587–600. https://doi.org/10.1175/BAMS-85-4-587.

Jin, M., Dickinson, R.E. and Zhang, D.A. (2005) The footprint of urban areas on global climate as characterized by MODIS. *Journal of Climate*, 18(10), 1551–1565. https://doi.org/10.1175/JCLI3334.1.

Justice, C.O., Vermote, E., Townshend, J.R., Defries, R., Roy, D.P., Hall, D.K., et al. (1998) The moderate resolution imaging Spectroradiometer (MODIS): land remote sensing for global change research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(4), 1228–1249. https://doi.org/10.1109/36.701075.

Kalnay, E. and Cai, M. (2003) Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, 423(6939), 528–531. https://doi.org/10.1038/nature01675.

Kounkoud-Arnaud, R. and 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. https://ams.confex.com/ams/ICUC10/meetingapp.cgi/Paper/341760.

Liu, Z., He, C., Zhou, Y. and Wu, J. (2014) How much of the world's land has been urbanized, really? A hierarchical framework for avoiding confusion. *Landscape Ecology*, 29(5), 763–771. https://doi.org/10.1007/s10980-014-0034-y.

Loup, J. (1971) Dettwiller (J.) - Évolution séculaire du climat de paris. influence de l'urbanisation. *Revue de Géographie Alpine*, 59(3), 382–383. (In French). https://www.persee.fr/doc/rga_0035-1121_1971_num_59_3_1240_t1_0382_0000_1.

Lowry, W.P. (1974) Project METROMEX: its history, status, and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 55(2), 87–88.

Lowry, W.P. (1977) Empirical estimation of urban effects on climate: a problem analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 16(2), 129–135. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1977)016<0129:EEOUEO>2.0.CO;2.

Matson, M., Mcclain, E.P., McGinnis, D.F., Jr. and Pritchard, J.A. (1978) Satellite detection of urban heat islands. *Monthly Weather Review*, 106(12), 1725–1734. https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<1725:SDOUHI>2.0.CO;2.

Maurain, C. (1947) *Le climat de Paris*, Vol. 164. Paris: Presses universitaires de France (In French).

Mildrexler, D.J., Zhao, M. and Running, S.W. (2011) A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 116(G3), G03025. https://doi.org/doi:10.1029/2010JG001486.

Mills, G. (2014) Urban climatology: history, status and prospects. *Urban Climate*, 10, 479–489. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2014.06.004.

Moisselin, J.M., Schneider, M. and Canellas, C. (2002) Les changements climatiques en France au XXè siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La météorologie*, 38, 45–56. (In French). https://doi.org/10.4267/2042/36233.

Nichol, J.E. (1996) High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city: a satellite-based study. *Journal of Applied Meteorology*, 35(1), 135–146. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0135:HRSTPR>2.0.CO;2.

Oke, T.R. (1973) City size and the urban heat Island. *Atmospheric Environment*, 7(8), 769–779. https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6.

Oke, T.R. (1982) The energetic basis of the urban heat Island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108(455), 1–24. https://doi.org/10.1002/qj.49710845502.

Oke, T.R. (1988) The urban energy balance. *Progress in Physical Geography*, 12(4), 471–508. https://doi.org/10.1177/030913338801200401.

Oke, T.R. (1995) The heat Island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. In: *Wind Climate in Cities*. Dordrecht: Springer, pp. 81–107. https://doi.org/10.1007/978-94-017-3686-2_5.

Oke, T.R., Mills, G. and Voogt, J.A. (2017) *Urban climates*. Cambridge: Cambridge University Press.

Pédelaborde, P. (1957) *Le climat du Bassin Parisien: essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique: Atlas*, Vol. 2. Paris, France: M.T. Génin. (In French).

Price, J.C. (1979) Assessment of the urban heat Island effect through the use of satellite data. *Monthly Weather Review*, 107(11), 1554–1557 https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<1554:AOTUHI>2.0.CO;2.

Prihodko, L. and Goward, S.N. (1997) Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations. *Remote Sensing of Environment*, 60(3), 335–346. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00216-7.

Qian, Y.G., Li, Z.L. and Nerry, F. (2013) Evaluation of land surface temperature and emissivities retrieved from MSG/SEVIRI data with MODIS land surface temperature and emissivity products. *International Journal of Remote Sensing*, 34(9–10), 3140–3152. https://doi.org/10.1080/01431161.2012.716538.

Quan, J., Chen, Y., Zhan, W., Wang, J., Voogt, J. and Wang, M. (2014) Multi-temporal trajectory of the urban heat Island centroid in Beijing, China based on a Gaussian volume model. *Remote Sensing of Environment*, 149, 33–46. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.037.

Rajasekar, U. and Weng, Q. (2009) Urban heat Island monitoring and analysis using a non-parametric model: a case study of Indianapolis. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(1), 86–96. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2008.05.002.

Rao, P.K. (1972) Remote sensing of urban "heat islands" from an environmental satellite. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 53(7), 647–648.

Requillard G. (1961). *De l'influence thermique de Paris et ses répercussions sur la banlieue proche*. Paris, France: Météorologie Nationale. (In French).

Roth, M., Oke, T.R. and Emery, W.J. (1989) Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, 10(11), 1699–1720. https://doi.org/10.1080/01431168908904002.

Runnalls, K.E. and Oke, T.R. (2000) Dynamics and controls of the near-surface heat Island of Vancouver, British Columbia. *Physical Geography*, 21(4), 283–304. https://doi.org/10.1080/02723646.2000.10642711.

Schwarz, N., Lautenbach, S. and Seppelt, R. (2011) Exploring indicators for quantifying surface urban heat islands of European cities with MODIS land surface temperatures. *Remote Sensing of Environment*, 115(12), 3175–3186. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.003.

Schwarz, N., Schlink, U., Franck, U. and Großmann, K. (2012) Relationship of land surface and air temperatures and its implications for quantifying urban heat Island indicators—an application for the city of Leipzig (Germany). *Ecological Indicators*, 18, 693–704. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2012.01.001.

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. and 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.

Sobrino, J.A. and Romaguera, M. (2004) Land surface temperature retrieval from MSG1-SEVIRI data. *Remote Sensing of Environment*, 92(2), 247–254. https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.06.009.

Souch, C. and Grimmond, S. (2006) Applied climatology: urban climate. *Progress in Physical Geography*, 30(2), 270–279. https://doi.org/10.1191/0309133306pp484pr.

Streutker, D.R. (2002) A remote sensing study of the urban heat Island of Houston, Texas. *International Journal of Remote Sensing*, 23(13), 2595–2608. https://doi.org/10.1080/01431160110115023.

Streutker, D.R. (2003) Satellite-measured growth of the urban heat Island of Houston, Texas. *Remote Sensing of Environment*, 85(3), 282–289. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00007-5.

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., Dupuy, P., L'Henaff, G., Gueguen, C., Moulin, L., Laurantin, O., Merlier, C. and Soubeyroux, J.M. (2012) A 10-year (1997–2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France: methodology and first results. *IAHS Publication*, 351, 255–260.

Thielen, J., Wobrock, W., Gadian, A., Mestayer, P. and Creutin, J.-D. (2000) The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso-y-scale. *Atmospheric Research*, 54(1), 15–39. https://doi.org/10.1016/s0169-8095(00)00041-7.

Tomlinson, C.J., Chapman, L., Thornes, J.E. and Baker, C.J. (2012) Derivation of Birmingham's summer surface urban heat Island from MODIS satellite images. *International Journal of Climatology*, 32(2), 214–224. https://doi.org/0.1002/joc.2261.

Tomlinson, C.J., Chapman, L., Thornes, J.E. and Baker, C. (2011) Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology: a review. *Meteorological Applications*, 18(3), 296–306. https://doi.org/0.1002/met.287.

Tran, H., Uchihama, D., Ochi, S. and Yasuoka, Y. (2006) Assessment with satellite data of the urban heat Island effects in Asian mega cities. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 8(1), 34–48. https://doi.org/10.1016/j.jag.2005.05.003.

Trigo, I.F., Monteiro, I.T., Olesen, F. and Kabsch, E. (2008) An assessment of remotely sensed land surface temperature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D17), D17108. https://doi.org/10.1029/2008JD010035.

UN United Nations. (2015) *World Urbanization Prospects: The 2014 Revision*. New York, NY: *United Nations Department of Economic and Social Affairs*, *Population Division*.

Voogt, J.A. and Oke, T.R. (2003) Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing of Environment*, 86(3), 370–384. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00079-8.

Wan, Z. (2002) Estimate of noise and systematic error in early thermal infrared data of the moderate resolution imaging Spectroradiometer (MODIS). *Remote Sensing of Environment*, 80(1), 47–54. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(01)00266-8.

Wan, Z. (2008) New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. *Remote Sensing of Environment*, 112(1), 59–74. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.06.026.

Wan, Z. (2014) New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sensing of Environment*, 140, 36–45. https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.027.

Wan, Z. and Dozier, J. (1996) A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4), 892–905. https://doi.org/10.1109/36.508406.

Wan, Z., Hook, S. and Hulley, G. (2015) *MOD11A1 MODIS/Terra Land Surface Temperature/Emissivity Daily L3 Global 1km SIN Grid V006* [data set]. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*. https://doi.org/10.5067/MODIS/MOD11A1.006.

Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. and Li, Z.L. (2004) Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 25(1), 261–274. https://doi.org/10.1080/0143116031000116417.

Ward, K., Lauf, S., Kleinschmit, B. and Endlicher, W. (2016) Heat waves and urban heat islands in Europe: a review of relevant drivers. *Science of the Total Environment*, 569, 527–539. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.119.

Weng, Q. (2003) Fractal analysis of satellite-detected urban heat Island effect. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 69(5), 555–566. https://doi.org/10.14358/PERS.69.5.555.

Weng, Q. (2009) Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies: methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 64(4), 335–344. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2009.03.007.

Williamson, S.N., Hik, D.S., Gamon, J.A., Kavanaugh, J.L. and Koh, S. (2013) Evaluating cloud contamination in clear-sky MODIS Terra daytime land surface temperatures using ground-based meteorology station observations. *Journal of Climate*, 26(5), 1551–1560. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00250.1.

Wulder, M.A., White, J.C., Loveland, T.R., Woodcock, C.E., Belward, A.S., Cohen, W.B., Fosnight, E.A., Shaw, J., Masek, J. G. and Roy, D.P. (2016) The global Landsat archive: status, consolidation, and direction. *Remote Sensing of Environment*, 185, 271–283. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.032.

Yuan, F. and Bauer, M.E. (2007) Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat Island effects in Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 106(3), 375–386. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.09.003.

Zaitchik, B.F., Macalady, A.K., Bonneau, L.R. and Smith, R.B. (2006) Europe's 2003 heat wave: a satellite view of impacts and land–atmosphere feedbacks. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 26(6), 743–769. https://doi.org/10.1002/joc.1280.

Zhang, J. and Wang, Y. (2008) Study of the relationships between the spatial extent of surface urban heat islands and urban characteristic factors based on Landsat ETM+ data. *Sensors*, 8(11), 7453–7468. https://doi.org/10.3390/s8117453.

Zhou, B., Lauwaet, D., Hooyberghs, H., De Ridder, K., Kropp, J.P. and Rybski, D. (2016) Assessing seasonality in the surface urban heat Island of London. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 55(3), 493–505. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-15-0041.1.

Zhou, B., Rybski, D. and Kropp, J.P. (2013) On the statistics of urban heat Island intensity. *Geophysical Research Letters*, 40 (20), 5486–5491. https://doi.org/10.1002/2013GL057320.

Zhou, D., Xiao, J., Bonafoni, S., Berger, C., Deilami, K., Zhou, Y., et al. (2019) Satellite remote sensing of surface urban heat islands: progress, challenges, and perspectives. *Remote Sensing*, 11(1), 48. https://doi.org/10.3390/rs11010048.

Zhou, Y., Li, X., Asrar, G.R., Smith, S.J. and Imhoff, M. (2018) A global record of annual urban dynamics (1992–2013) from nighttime lights. *Remote Sensing of Environment*, 219, 206–220. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.015.

Zhou, Y., Smith, S.J., Zhao, K., Imhoff, M., Thomson, A., Bond-Lamberty, B., Asrar, G.R., Zhang, X., He, C. and Elvidge, C.D. (2015) A global map of urban extent from nightlights. *Environmental Research Letters*, 10(5), 054011. https://doi.org/10.1088%2F1748-9326%2F10%2F5%2F054011.

How to cite this article: Le Roy B, Lemonsu A, Kounkou-Arnaud R, Brion D, Masson V. Long time series spatialized data for urban climatological studies: A case study of Paris, France. *Int J Climatol*. 2020;40:3567–3584. https://doi.org/10.1002/joc.6414

3.2 Changements climatiques attendus sur la région parisienne

Depuis le début du XXe siècle, les températures de l'atmosphère et des océans ont augmenté du fait d'une modification du bilan radiatif terrestre due en majeure partie à l'émission de gaz à effet de serre (GES) mais également à de grandes modifications de l'occupation des sols (GIEC, 2013). Aujourd'hui, selon les estimations, les activités anthropiques ont déjà contribué à un réchauffement global moyen d'1 K par rapport à l'époque pré-industrielle (figure 3.1). Toutes les régions du monde ne sont pas impactées par la même intensité de réchauffement. Ainsi Gibelin *et al.* (2014) ont montré que la France a subi une hausse de température plus importante que la moyenne mondiale sur la période 1961–2009 avec 0,3 K par décennie contre 0,2 K à l'échelle du globe (Hansen *et al.*, 2010 ; Hartmann *et al.*, 2013).

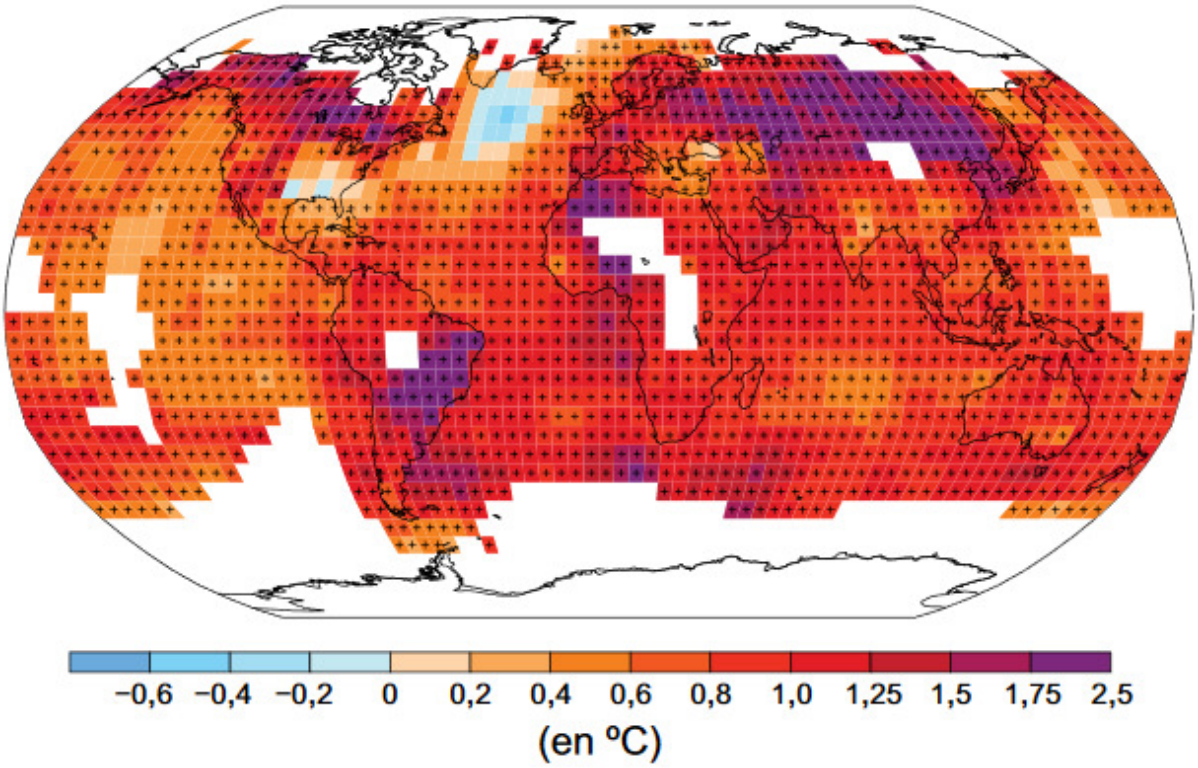


FIGURE 3.1. Carte des changements de température de l'air en surface observés entre 1901 et 2012. Source et détails supplémentaires : GIEC (2013).

3.2.1 Projections EURO–CORDEX futures sur la région parisienne

L'ensemble EURO–CORDEX présenté en section 2.4 représente les plus récentes simulations de climat régional sur l'Europe et a déjà été utilisé dans de nombreuses études pour quantifier les changements climatique sur ce continent (Vautard *et al.*, 2013 ;

Dosio, 2016 ; Moemken *et al.*, 2018). En plus des différences observées entre réchauffement global et régional (figure 3.1), l'utilisation de RCM (*Regional Climate Model*) ajoute une variabilité supplémentaire par rapport aux GCM (*Global Circulation Model*) qui les forcent, due entre autres à la différence de résolution, de processus représentés et de bases de données utilisées (Teichmann *et al.*, 2013). Boé *et al.* (2020) ont observé des différences importantes pour les étés de la fin du XXIe siècle entre les RCM EURO–CORDEX et les GCM qui les forcent. Les RCM simulent notamment un réchauffement estival inférieur de 1,5 à 2 K ainsi qu'une diminution des précipitations nettement plus faible par rapport aux modèles globaux. Les auteurs attribuent une part importante des différences observées en température à l'absence de forçages évolutifs en aérosols anthropiques dans la majorité des RCM, impactant l'augmentation du rayonnement solaire incident simulée par les GCM et par conséquent l'augmentation des températures.

Dans le cadre des travaux réalisés au cours de cette thèse et présentés par la suite, des points ruraux autour de la ville de Paris (voir section 2.4) sont sélectionnés pour représenter l'évolution de son climat local selon le scénario d'émissions de GES RCP8,5. La figure 3.2 représente l'évolution des TN et TX simulées par l'ensemble EURO–CORDEX en anomalies de température par rapport à la période 1976–2005. Tous les RCM simulent un réchauffement de l'ordre d'1 K dès le début du siècle (moyenne 2020–2049) pour les TN et TX en DJF et en JJA. L'intensité du réchauffement est du même ordre de grandeur que celle notée par Ouzeau *et al.* (2016) pour la même période. Une variabilité assez importante peut être observée entre les modèles et qui est plus élevée pour les TX en JJA (écart inter-quartiles supérieur à 0,7 K contre 0,5 K pour les TN_{DJF}, TN_{JJA} et TX_{DJF} ; figure 3.3). En fin de siècle, le réchauffement annuel moyen est 3 fois plus important, avec des valeurs similaires entre TN et TX (autour de 3,4 K). En moyenne annuelle, les TN et TX augmentent de façon similaire en fin de siècle, avec une plus grande variabilité entre RCM en TX. La variabilité des TX estivales observées en futur proche continue de s'accentuer à la fin du siècle avec des modèles simulant une hausse supérieure à 7 K.

Pour d'autres variables atmosphériques comme la vitesse des vent FF ou les taux de précipitations RR, une plus grande variabilité est observée entres les RCM, et ce jusqu'au signe des tendances (figure 3.4). L'ensemble simule en moyenne une diminution des vitesses de vent dans le futur proche, qui s'accentuerait très légèrement en fin de siècle. Cette évolution cache néanmoins une importante variabilité entre les saisons et entre les modèles. Pour les précipitations, les RCM simulent une très légère hausse en moyenne annuelle due à une augmentation en DJF, MAM et SON, mais qui est mitigée par des étés devenant de plus en plus secs. Concernant, l'humidité spécifique, les RCM sont cette fois en accord vers

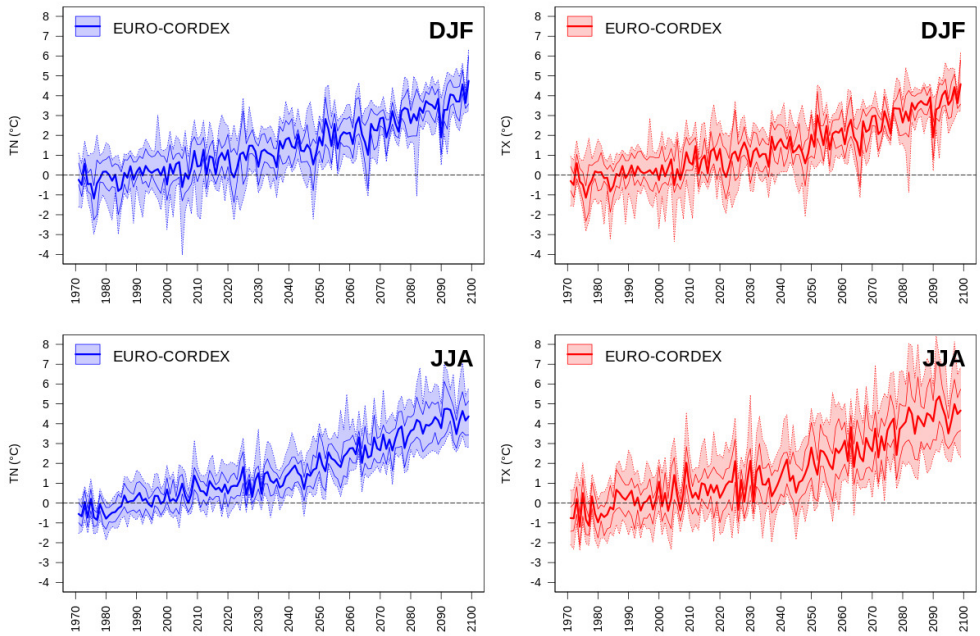


FIGURE 3.2. Évolution des températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Les anomalies de températures par rapport à la période 1976–2005 sont représentées. La courbe en trait continu épais représente la médiane annuelle des moyennes saisonnières de chaque modèle, les courbes en trait fin continus et en pointillés représentent les quantiles 0,25 et 0,75 et les quantiles 0,10 et 0,90, respectivement.

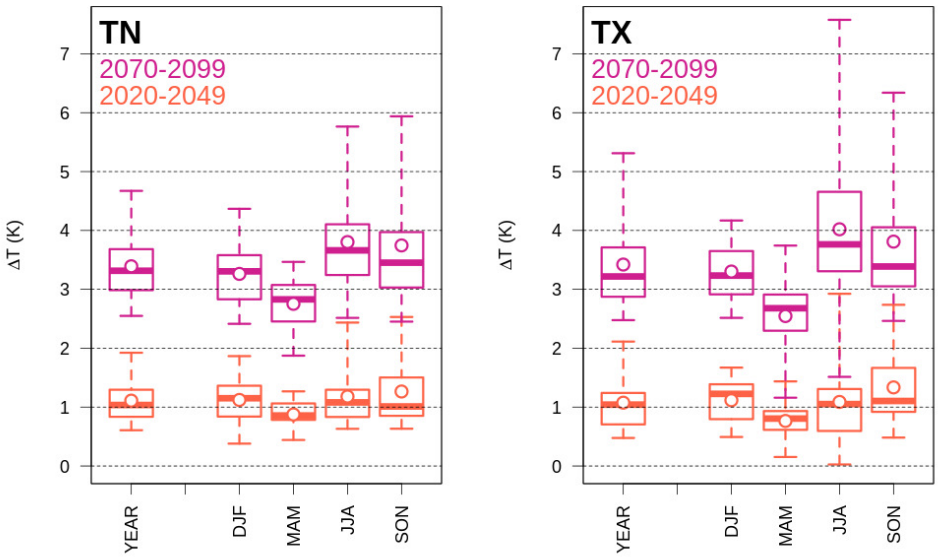


FIGURE 3.3. Statistiques des anomalies de températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Deux périodes d'anomalies sont calculées par rapport à la période 1976–2005 : un futur proche 2020–2049 et un lointain à la période 2070–2099.

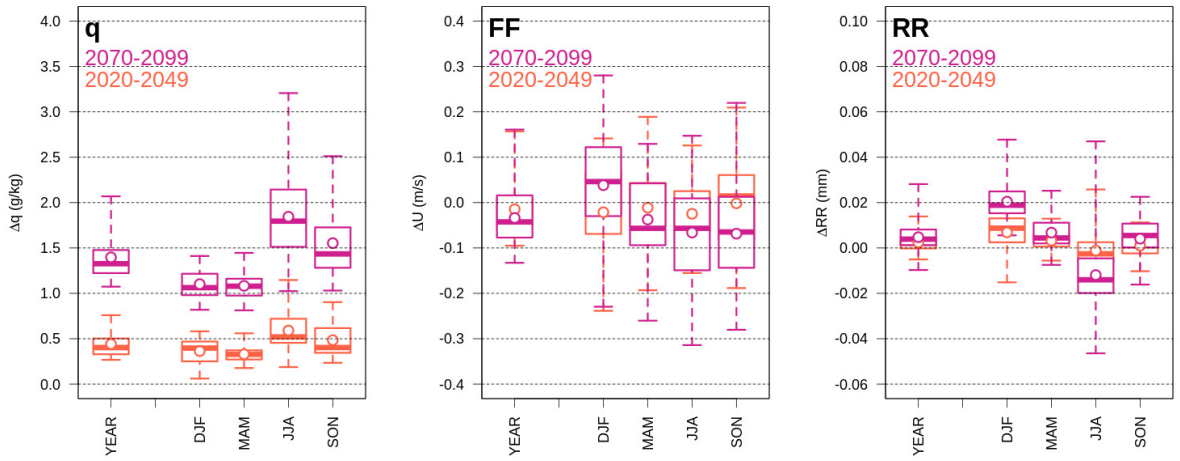


FIGURE 3.4. Même chose que pour figure 3.3, mais cette fois pour l'humidité spécifique (q), la vitesse du vent (FF) et le taux de précipitations journalières (RR).

une augmentation toutes saisons confondues et très prononcée en JJA. Cette évolution de q est probablement en partie due à la hausse des températures notées précédemment (figure 3.3).

3.2.2 Évolution attendue des vagues de chaleur

L'augmentation des températures simulées par les GCM sur le XXIe siècle s'accompagne également d'un nombre d'évènements thermiques extrêmes comme les vagues de chaleur (Christensen *et al.*, 2007a).

Vautard *et al.* (2013) ont évalué la capacité d'un sous-ensemble de RCM EURO–CORDEX (EUR-11 et EUR-44) à simuler les vagues de chaleur de la période 1989–2008 en mode *évaluation* (c.-à-d. forcés par les réanalyses d'observations ERA-Interim ; Dee *et al.*, 2011). Leur étude a notamment relevé une légère sur-estimation de la durée et de l'intensité (c.-à-d. les maximum de température) des vagues de chaleur dans les régions méditerranéennes. Dans une autre étude, Ouzeau *et al.* (2016) ont comparé un autre sous-ensemble EURO–CORDEX, cette fois forcés par des GCM en mode *historique*, au système de ré-analyse d'observations SAFRAN (Vidal *et al.*, 2010). Leurs résultats montrent qu'une fois dé-biaisés, les RCM sont capables de représenter les mêmes vagues de chaleur que celles observées dans la ré-analyse (entre 12 et 16 évènements contre 14 observés). Les figure 3.5 et figure 3.6 représentent respectivement le nombre et la durée des vagues de chaleur simulées par chaque couple de GCM/RCM sur les trois périodes. Les vagues de chaleur sont identifiées en suivant la même définition que Ouzeau *et al.* (2016), basée sur l'indice STARDEX, c.-à-d. des évènements de plus de 5 jours consécutifs avec

des températures supérieures de 5 K minimum à la climatologie pour la période estivale (ici la saison est étendue aux mois de mai et septembre). Presque tous les couples simulent au moins 1 vague de chaleur par année dans 75 % des cas sur la période 1976–2005 et dont la durée moyenne est de 8 jours. Comme à l'échelle globale, ce nombre augmente progressivement au cours du siècle jusqu'à tripler en fin de siècle avec la majeure partie de l'ensemble simulant plus de 3 vagues de chaleur par an, 3 années sur 4. Entre 2070–2099 et 1976–2005 la durée moyenne d'un évènement augmente de 37 % pour atteindre les 11 jours. L'intensité moyenne des épisodes (c.-à-d. sa TX moyenne) croît quand à elle de 3 K, valeur sensiblement inférieure à l'augmentation des TX estivales relevées précédemment figure 3.3 pouvant être dues à la prise en compte des mois de septembre et surtout mai où les valeurs sont plus faibles.

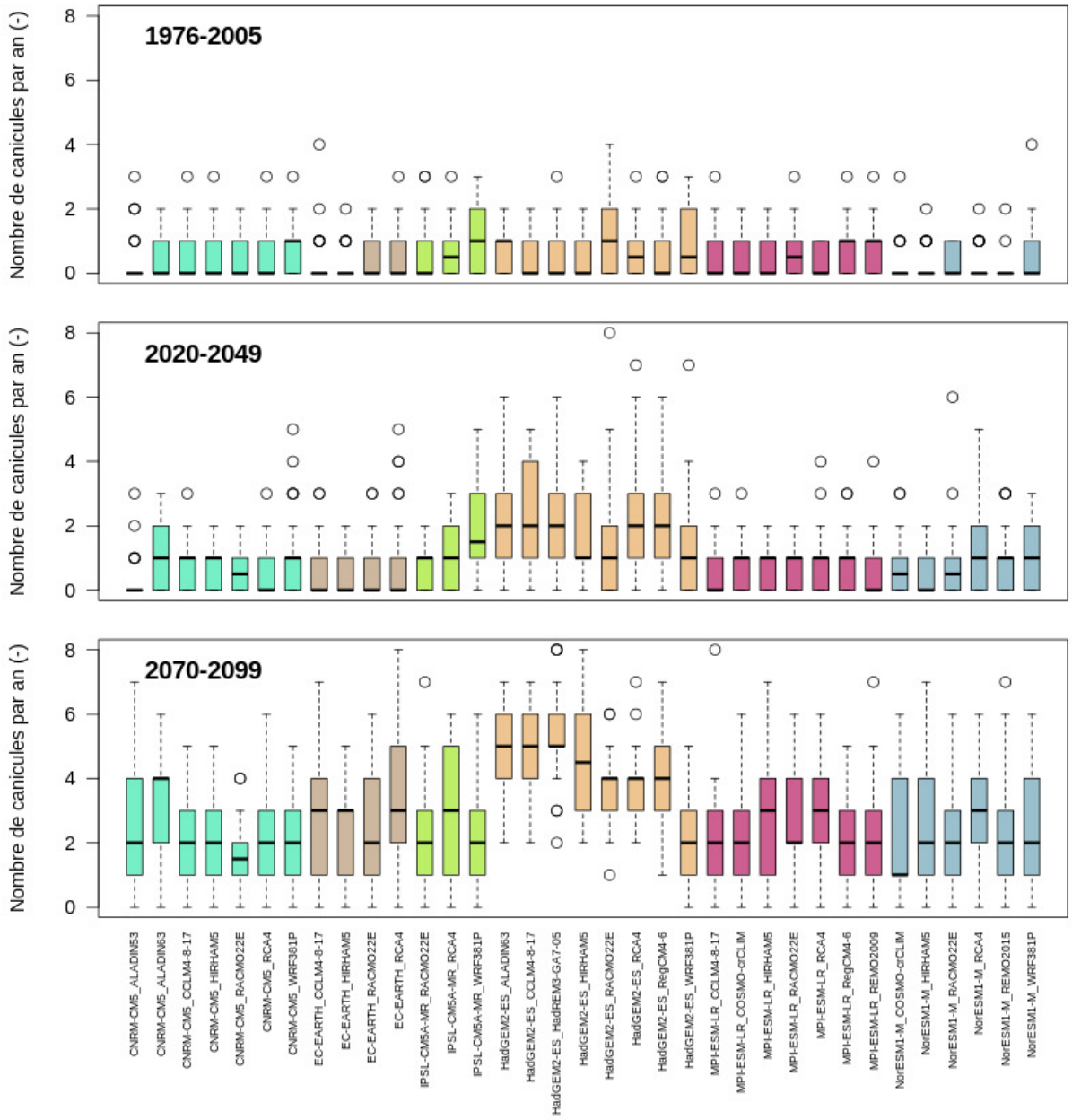


FIGURE 3.5. Statistiques du nombre de vagues de chaleur simulées par les différents couples de GCM/RCM de l'ensemble sur les 3 périodes. Les vagues de chaleur sont calculées selon la méthode STARDEX.

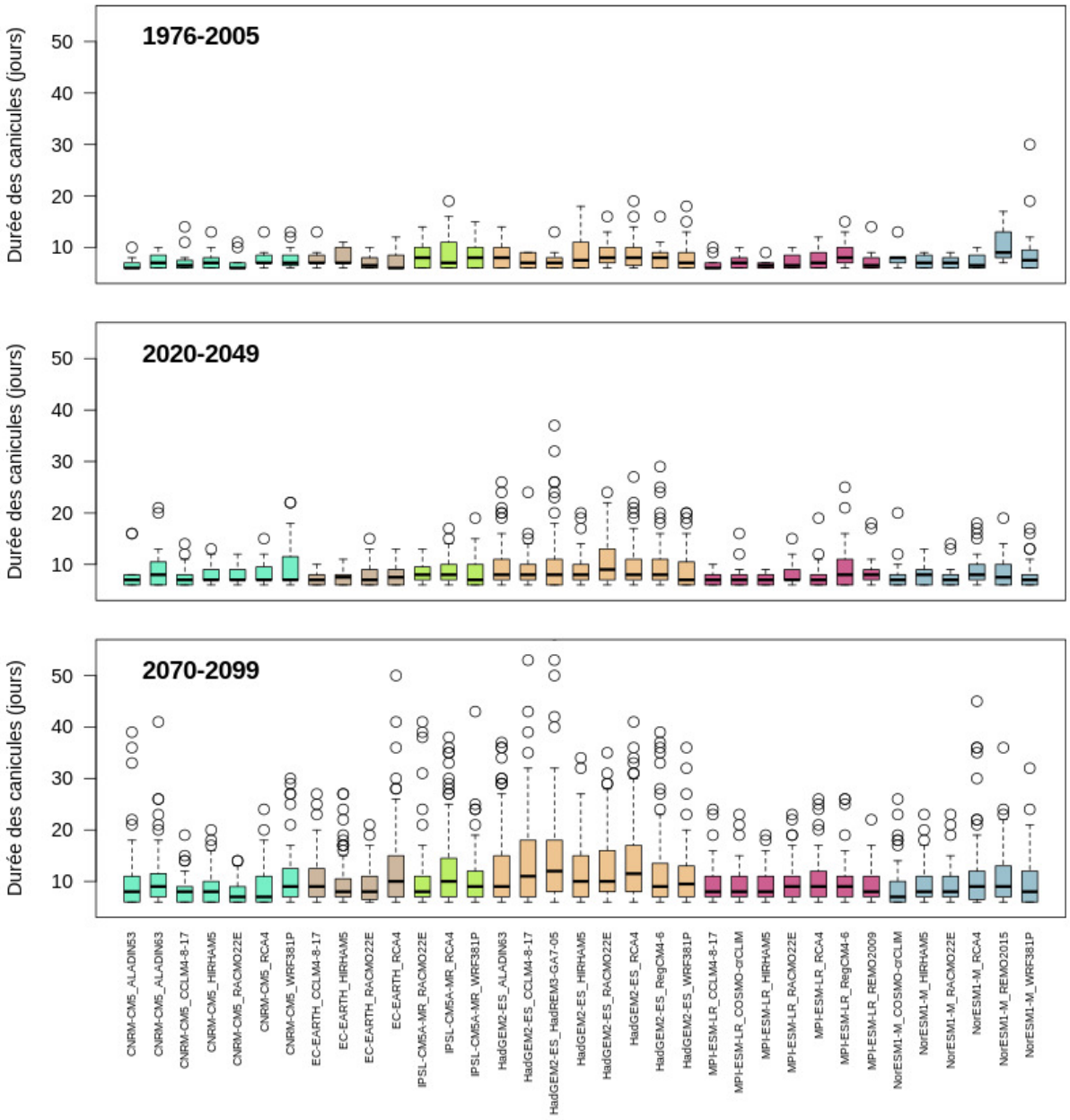


FIGURE 3.6. Statistiques des durées de vague de chaleur simulées par les différents couples de GCM/RCM de l'ensemble sur les 3 périodes. Les vagues de chaleur sont calculées selon la méthode STARDEX.

3.3 Conclusion

L'étude faite à partir des données spatialisées sur la région parisienne a permis de quantifier l'impact déjà présent que la ville a sur le climat local, notamment sur les températures de l'air et les températures de surface via l'ICU, mais également sur les précipitations. Les saisonnalités des ICU de l'air et de surface ont été étudié et les résultats obtenus montrent des valeurs cohérentes avec celles observées lors de précédentes études (de l'ordre de 2–3 K en été ; Cantat, 2004). De nouveaux indicateurs prenant en compte la dimension spatiale des phénomènes ont également été proposé et qui permettent de quantifier la proportion de ville impactée. Ces résultats soulignent la pertinence de l'utilisation de données spatialisées, aujourd'hui disponibles sur des périodes suffisamment longues, pour l'étude du climat urbain.

En climat futur, l'analyse des tendances simulées par les RCM EURO–CORDEX montre une hausse annuelle moyenne des températures de 1 K dès le milieu du siècle et de 3,4 K à la fin du siècle. Elle s'accompagne également d'une grande variabilité entre saisons avec un réchauffement plus important en été (supérieur à 4 K). Cette hausse des températures s'accompagne d'une augmentation de l'humidité spécifique, ainsi que d'une diminution de la vitesse des vents et des précipitations estivales ; avec toutefois un signal moins marqué à travers l'ensemble pour ces variables.

Les impacts du l'environnement urbain sur le climat local et par conséquent sur la population sont déjà perceptibles : l'ICU peut déjà être associé à des conditions d'inconfort voir de stress thermique (Laaidi *et al.*, 2012). Des questions se posent alors sur l'évolution de ces impacts en conditions de changement climatique.

Chapitre 4

Méthode de descente d'échelle statistico-dynamique pour études d'impacts en milieu urbain

Sommaire

Avant-propos **78**

4.1 Introduction sur les méthodologies de descente d'échelle . . . **78**

4.2 Présentation de la descente d'échelle statistico-dynamique . **79**

4.2.1 Principe général 79

4.2.2 Attribution d'évènements passés analogues par analyse en types de temps 81

4.2.3 Spatialisation de l'effet urbain sur le signal climatique régional 81

4.3 Évaluation de la méthodologie pour la reconstruction des îlots de chaleur urbains **83**

4.3.1 Principe et objectifs de l'évaluation 83

4.3.2 Résumé de l'article et informations complémentaires 84

4.3.3 Article 87

4.4 Préparation des données climatiques pour le modèle TEB . . **110**

4.4.1 Données climatiques requises pour forcer TEB 110

4.4.2 Résolution temporelle des forçages atmosphériques 113

4.4.3 Niveau atmosphérique des forçages 113

4.5 Conclusion **115**

Avant-propos

Les modèles régionaux de climat (RCM pour *Regional Climate Model*) à 12 km de résolution du programme EURO–CORDEX simulent une hausse annuelle moyenne des températures de 3,4 K à la fin du siècle, accompagnée d'un accroissement du nombre de vague de chaleur. Cependant, ces RCM ne sont pas adaptés à une analyse fine des effets du changement climatique en ville. Les travaux présentés dans ce chapitre proposent une méthode de descente d'échelle statistico-dynamique pour dériver une information fournie par des modèles climatiques à une résolution relativement basse jusqu'à une résolution beaucoup plus fine, adaptée à l'objet d'étude qui est ici la ville. Elle présente l'avantage, par rapport aux méthodes de descente d'échelle dynamique, d'être applicable à un grand jeu de projections climatiques et donc de pouvoir explorer la dispersion des résultats sur les études d'impacts en lien avec la dispersion des tendances climatiques dans les RCM.

La méthode est ici développée et évaluée sur la région parisienne, mais avec la possibilité d'être étendue à d'autres villes françaises. Les forçages climatiques produits à haute résolution ont pour but d'alimenter divers types de modèles d'impacts dédiés à la ville. Les travaux présentés dans cette thèse se concentrent plus spécifiquement sur l'application du modèle de canopée urbaine *Town Energy Balance* (TEB) (section 2.1) pour les études d'impacts du changement climatique en ville, ce travail s'inscrivant dans la lignée d'études antérieures menées avec TEB, comme les projets VURCA (Lemonsu *et al.*, 2015 ; Daniel *et al.*, 2018 ; Viguie *et al.*, 2020), MUSCADE, (De Munck *et al.*, 2018b), ou ACCLIMAT (Masson *et al.*, 2013b).

4.1 Introduction sur les méthodologies de descente d'échelle

Les modèles de climat globaux (GCM pour *Global Circulation Model* et ESM pour *Earth System Model*) ainsi que la majeure partie des modèles régionaux de climat n'ont pas les résolutions spatiales nécessaires pour représenter les villes de manière explicite. Les villes sont soit ignorées et considérées comme des surfaces naturelles, soit remplacées par des surfaces rocheuses avec une forte rugosité de surface. Pour atteindre l'échelle urbaine depuis les modèles globaux, différentes techniques de descente d'échelle existent :

— **la descente d'échelle dynamique** consiste à utiliser les sorties de modèles à basse résolution (GCM, et ESM) pour contraindre des modèles atteignant des résolutions plus élevées (RCM) et pouvant ainsi représenter des surfaces et processus de manière plus détaillée comme p. ex. les villes (Rummukainen, 2010) ;

— **la descente d'échelle statistique** consiste à définir des relations statistiques entre des variables observées à grande échelle et ces mêmes variables observées à plus haute

résolution (Wilby et Wigley, 1997) ;

— **la descente d'échelle statistico-dynamique** permet de combiner les deux approches en ne simulant à haute résolution que certains situations d'intérêt définies par approche statistique (Frey-Buness *et al.*, 1995) ;

Chaque approche présente certains avantages et certains inconvénients. La descente d'échelle dynamique apporte une cohérence physique entre les différentes simulations mais est très coûteuse en temps de calcul. Son utilisation restreint donc souvent le nombre de scénarios pouvant être étudiés. La descente d'échelle statistique est beaucoup plus légère à mettre en place et peut donc être utilisée sur de grands ensembles de simulations, néanmoins les relations établies entre les différentes résolutions peuvent reposer sur de fortes hypothèses statistiques.

4.2 Présentation de la descente d'échelle statistico-dynamique

4.2.1 Principe général

La méthodologie de descente d'échelle statistico-dynamique, développée dans cette thèse, a pour objectif de produire des champs spatialisés de variables atmosphériques qui combinent l'évolution des conditions climatiques représentatives des régions rurales entourant la ville et l'influence potentielle de la ville sur les variables atmosphériques locales (figure 4.1). L'approche adoptée consiste à corriger les champs atmosphériques issues des projections de RCM (section 2.4) par la prise en compte des effets urbains. Comme ces effets urbains, en particulier l'îlot de chaleur urbain (ICU), évoluent quotidiennement en fonction des conditions météorologiques locales, ils sont évalués en utilisant une approche de types de temps météorologiques (sous-section 2.3.1) combinée avec des simulations de climat urbain à haute résolution et à l'échelle événementielle (sous-section 2.3.2). Ces simulations permettent de diagnostiquer finement le signal urbain moyen associé à chaque type de temps et pour chaque saison.

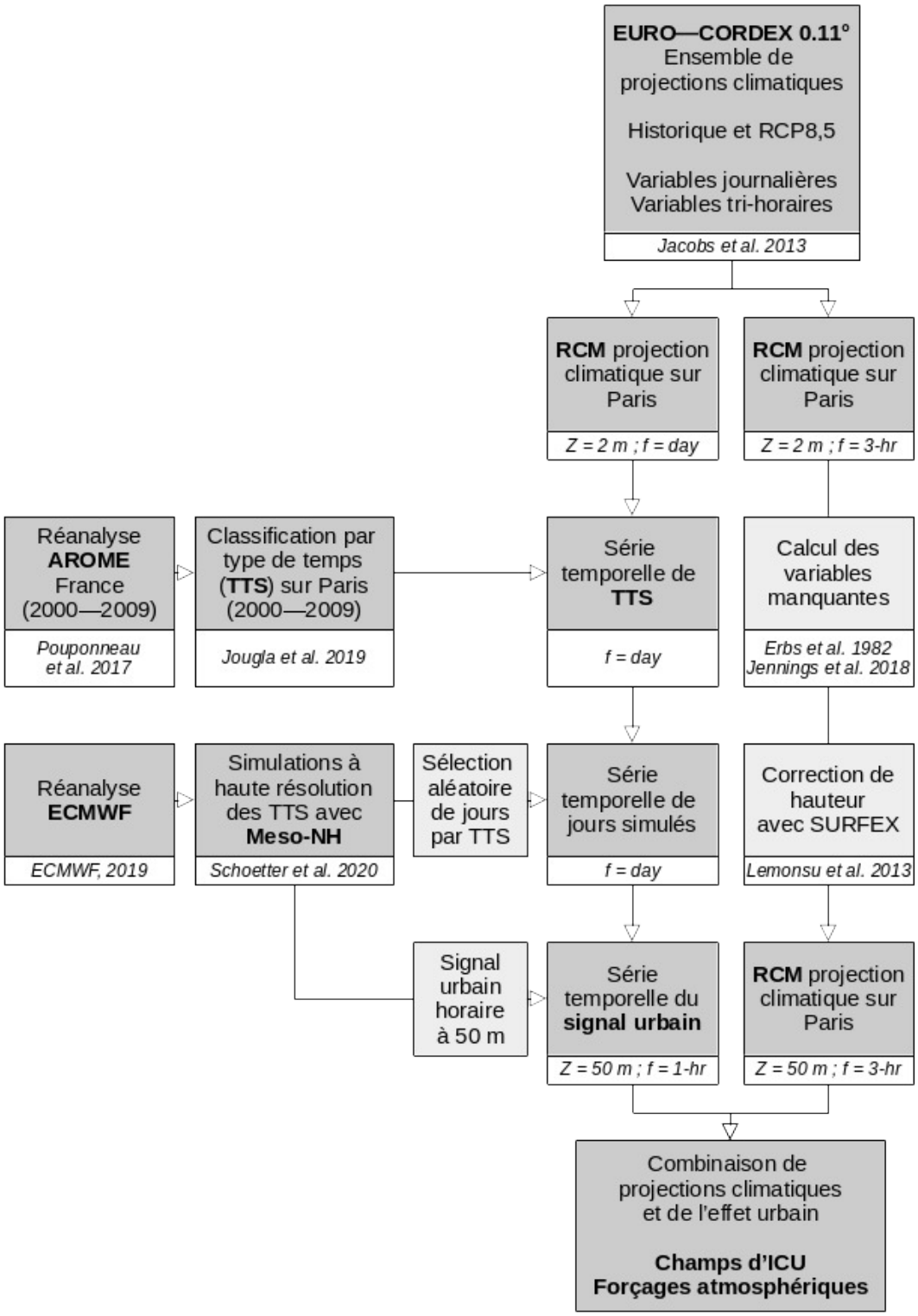


FIGURE 4.1. Description des différentes étapes de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique, et des bases de données utilisées.

4.2.2 Attribution d'évènements passés analogues par analyse en types de temps

Pour chaque ville étudiée, un ensemble de points du domaine EURO–CORDEX situés autour de la ville (en zone rurale pour éviter l'influence directe de la ville sur les champs atmosphériques) est sélectionné. En particulier pour le cas de Paris, une couronne de 16 points de grille a été définie. Les données quotidiennes en surface de température de l'air (T), humidité spécifique (q), vitesse et direction de vent (FF et DD) et précipitation (RR) sont extraites sur ces points et moyennées pour constituer une série temporelle par variable. Un type de temps spécifique (TTS), comme défini par Hidalgo *et al.* (2014) et Jougla *et al.* (2019), est attribué chaque jour pour tous les RCM, à partir des séries temporelles des variables quotidiennes et de la classification déjà établie sur la région parisienne à partir de la ré-analyse AROME.

Pour chaque TTS et chaque saison, on dispose d'un jeu de simulations de référence du climat urbain réalisées avec le modèle atmosphérique Meso–NH couplé à TEB. Jusqu'à 6 jours ont été simulés par TTS et par saison, permettant d'obtenir des champs d'ICU robustes, non influencés par la variabilité météorologique locale (Schoetter *et al.*, 2020) et représentant la variabilité intra-cluster de chaque TTS. Pour chaque jour de la série temporelle de TTS associée à chaque RCM, un jour Meso–NH est tiré au hasard en fonction du TTS et de la saison. La sélection est faite de manière équiprobable pour pouvoir conserver la moyenne du cluster, tout en représentant une variabilité inter-journalière.

4.2.3 Spatialisation de l'effet urbain sur le signal climatique régional

La méthodologie de descente d'échelle est basée sur l'hypothèse que la ville modifie les champs atmosphériques, au-dessus du sommet des bâtiments, dans la couche limite atmosphérique. Ces effets sont connus pour la température et mis en évidence par un certain nombre d'études (Oke, 1976 ; Lemonsu et Masson, 2002 ; Martilli, 2002 ; Lemonsu *et al.*, 2006). Ils sont moins clairement établis (ou plus complexes) de façon systématique pour d'autres variables atmosphériques (p. ex. les précipitations). La méthodologie proposée ici étant construite principalement pour une meilleure représentation du phénomène d'ICU et de la température de l'air, nous avons fait le choix de spatialiser uniquement la température de manière explicite à partir des champs Meso–NH. Les adaptations réalisées sur les autres champs de forçages requis pour les simulations SURFEX (TEB) sont présentées en sous-section 4.4.1.

Comme présenté en sous-section 2.3.2, les simulations Meso–NH ont été systématiquement

réalisées selon deux configurations, une première avec la ville représentée de manière explicite et simulée par le modèle TEB (SIM_{URB}), et une seconde où la ville est remplacée par la classe d'occupation naturelle dominante de la zone (SIM_{RUR}). En dehors des zones urbaines, les conditions d'occupation du sol et de propriétés de surface de ces deux simulations sont identiques, de sorte que les différences observées entre les champs de SIM_{URB} et SIM_{RUR} résultent de l'effet de la ville sur le climat local (figure 4.2). Cet effet sur la température (ΔT_{INC} pour *urban increment*) est extrait selon :

$$\Delta T_{INC}(x, y, z, t) = T_{URB}(x, y, z, t) - T_{RUR}(x, y, z, t) \tag{4.1}$$

avec T_{URB} et T_{RUR} la température de l'air simulée avec et sans ville, respectivement, au point de grille du domaine Meso–NH de coordonnées x, y, z (c.-à-d. longitude, latitude, hauteur verticale au-dessus du sol) et au pas de temps t.

Outre l'effet de la ville sur le climat local, les simulations à haute résolution fournissent une information fine sur les gradients régionaux et topographiques de la zone d'étude. Ce gradient (ΔT_{REG}), absent du champ RCM uniforme et du champ de correction ΔT_{URB}, est calculé en normalisant le champ T_{RUR} par sa moyenne spatiale :

$$\Delta T_{REG}(x, y, z, t) = T_{RUR}(x, y, z, t) - \overline{T_{RUR}(z, t)} \tag{4.2}$$

La combinaison de l'effet urbain et du gradient régional permet de construire le champ de correction complet :

$$\Delta T_{COR}(x, y, z, t) = \Delta T_{INC}(x, y, z, t) + \Delta T_{REG}(x, y, z, t) \tag{4.3}$$

Ce champ de correction s'applique aux séries temporelles du RCM pour obtenir le champ final spatialisé :

$$T_{SPA}(x, y, z, t) = T_{RCM}(z, t) + \Delta T_{COR}(x, y, z, t) \tag{4.4}$$

La méthode de spatialisation est applicable à tous les niveaux atmosphériques z disponibles dans les simulations Meso–NH et pour tous les pas de temps communs aux RCM et aux simulations à haute résolution.

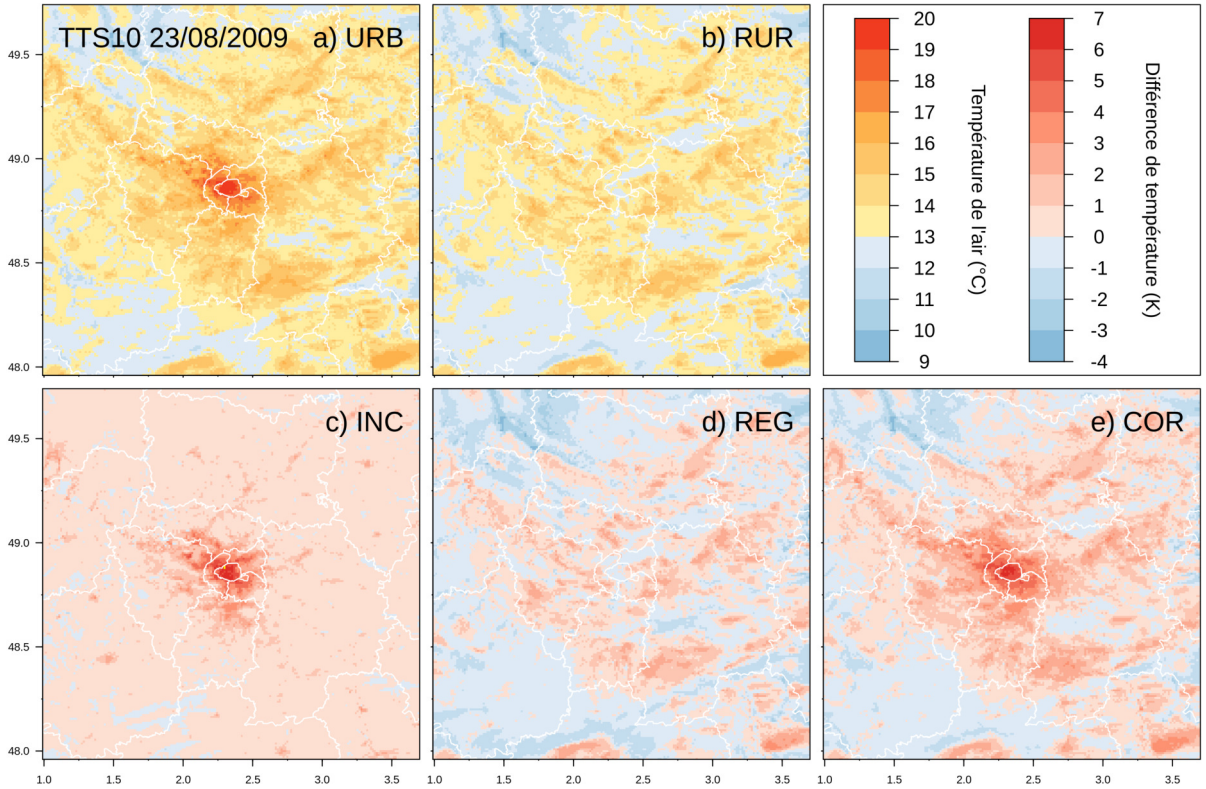


FIGURE 4.2. Représentation des différents champs de température de l'air à 2 m (3 UTC) calculés à partir d'une simulation urbaine (a) et d'une simulation rurale (b) : effet de la ville sur le climat local (INC, c), gradient régional et topographique (REG, d) et combinaison des deux (COR, d).

4.3 Évaluation de la méthodologie pour la reconstruction des îlots de chaleur urbains

4.3.1 Principe et objectifs de l'évaluation

Cette section propose une première évaluation de la méthode de descente d'échelle, avec comme cas d'application les expériences d'évaluation des simulations climatiques des modèles régionaux à 12 km de résolution du programme EURO–CORDEX (section 2.4), analysées et traitées sur la région parisienne. Cette évaluation se concentre exclusivement sur les données journalières et la reconstruction des ICU en température de l'air à 2 m. Elle est basée sur la correction des températures journalières minimales et maximales TN et TX, pour lesquels on dispose de données de référence pour la comparaison. Il s'agit donc d'évaluer la stratégie adoptée qui consiste à déterminer les champs de correction en température à partir de situations météorologiques passées choisies selon les TTS. Ce travail a abouti à la soumission d'un article dans la revue *Climate Dynamics*. Le résumé suivant détaille l'approche choisie pour l'évaluation ainsi que les conclusions obtenues.

4.3.2 Résumé de l'article et informations complémentaires

Cet article présente et évalue la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique décrite précédemment, pour une application spécifique aux données de température journalière de surface TN et TX. Le principe de l'évaluation consiste à reconstruire des séries temporelles de champs 2D journaliers d'ICU en températures minimales (ICU_N) et maximales (ICU_X). La méthode est dans un premier temps appliquée à la ré-analyse AROME pour la période 2000–2009 (sous-section 2.3.1) pour utiliser les champs ainsi reconstruits comme référence, sachant que cette ré-analyse a initialement servi à établir la classification en TTS sur la région parisienne (Jougla *et al.*, 2019). La même démarche est ensuite appliquée à 12 RCM de l'ensemble EURO–CORDEX 0,11° pour l'expérience d'*évaluation* (c.-à-d. simulations forcées par la ré-analyse ERA-Interim ; Dee *et al.*, 2011) sur la période commune 2000–2008. Différentes étapes de la méthode sont évaluées : (1) les simulations de climat urbain réalisées à 1 km de résolution avec le modèle Meso–NH (Gardes *et al.*, 2020 ; Schoetter *et al.*, 2020) ; (2) les expériences d'évaluation des RCM par une analyse des variables saisonnières, puis des fréquences d'occurrence des TTS ; et enfin (3) les champs saisonniers d'ICU reconstruits.

a. Qualité des simulations de climat urbain à haute résolution

Les 255 jours de simulation de climat urbain à haute résolution sont évalués en comparant les TN et TX simulées par Meso–NH et mesurées par 124 stations météorologiques du réseau d'observation de Météo-France, dont 5 considérées comme urbaines et 119 comme rurales (d'après la classification d'occupation du sol ECOCLIMPAP–II ; Faroux *et al.*, 2013). Pour chaque jour, les moyennes urbaine et rurale de TN et TX sont calculées, leur différence correspond alors à l'intensité de l'ICU de nuit ($I_{ICUN} = TN_{URB}$ - TN_{RUR}) et de jour ($I_{ICUX} = TX_{URB}$ - TX_{RUR}), respectivement.

Meso–NH surestime légèrement TN, avec un biais positif quelle que soit la saison en zone urbaine comme rurale. Ce biais positif est maximum durant l'hiver (ΔTN_{URB} = 1,2 K et ΔTN_{RUR} = 1,3 K) et minimum au printemps (ΔTN = 0,5 K). Les biais étant en moyenne faibles et assez similaires en zones urbaine et rurale, les ICUN qui en résultent sont bien simulés avec un biais moyen de 0,1 K. Pour TX, les résultats montrent des biais plus importants. Meso–NH sous-estime systématiquement TX quelle que soit la saison, avec cette fois des biais plus marqués en zone rurale (−2,4 K) qu'en zone urbaine (−1,7 K). Ceci pourrait être lié à une mauvaise initialisation de l'humidité des sols et une période de *spin-up* de 2 jours potentiellement trop courte pour s'affranchir de l'impact de ce biais sur les températures. Cela expliquerait que la saison la moins bien simulée soit l'été : la combinaison de sols trop humides, d'un rayonnement solaire

incident important et d'une végétation assez développée amplifierait l'évapotranspiration, entraînant une sous-estimation des températures de l'air encore plus marquée en zone rurale. En conséquence, le modèle surestime les ICUX de 0,7 K.

b. Évaluation saisonnière des simulations climatiques régionales

La ré-analyse AROME, choisie comme référence pour reconstruire les champs d'ICU, est également utilisée pour évaluer les TN, TX, ΔT, et RR des RCM EURO–CORDEX. Le but est de comprendre si les éventuels biais observés dans les modèles peuvent avoir un impact sur les TTS simulés.

En DJF, TN est plutôt surestimée par 10 des 12 RCM de l'ensemble. Les biais se situent dans une fenêtre de 2 K, excepté pour les extrêmes froids où les résultats des RCM présentent une plus grande dispersion avec certains modèles montrant des biais supérieurs à 2 K. Pour TX, à l'exception de quelques RCM, l'ensemble se situe dans la fenêtre de ± 2 K. Comme pour TN, une accentuation des biais est observée pour les plus faibles valeurs de TX. Le désaccord systématique des RCM pour les températures hivernales froides pourrait être expliqué par leur grande sensibilité aux différences régionales qui sont essentiellement gouvernées par des situations d'ouest. Une autre piste d'explication pourrait se trouver dans les différentes paramétrisations des surfaces, en particulier dans la représentation de la neige et sa rétroaction avec l'albédo (Kevin *et al.*, 2017). Enfin, les biais en ΔT sont extrêmement variables puisqu'ils résultent des biais de TN et TX qui peuvent se compenser ou se cumuler. On note néanmoins que la plupart des RCM a plutôt tendance à sous-estimer les fortes amplitudes diurnes de température.

En JJA, TN est presque systématiquement surestimée. La dispersion entre RCM est plus importante que pour TN_{DJF}, notamment pour les quantiles les plus élevés où les biais sont accentués. TX_{JJA} est également majoritairement surestimée, avec une dispersion encore accrue entre RCM et des biais plus importants pour les extrêmes chauds pouvant atteindre jusqu'à 4 K. Les écarts importants entre RCM pourraient être expliqués par des différences de contenus en eau des sols, dont la rétroaction sur les température de l'air près de la surface est plus significative en JJA qu'en DJF. Comme pour ΔT_{DJF}, ΔT_{JJA} est presque systématiquement sous-estimée, à l'exception de deux modèles, probablement en raison d'une sous-estimation des extrêmes chauds de température par la majorité des RCM, en particulier en TX.

Les RCM sont connus pour leur surestimation des précipitations les plus faibles (c.-à-d. la bruine), générant ce que l'on appelle un « *drizzle bias* » (Piani *et al.*, 2010 ; Maraun, 2013).

Ce biais est également présent dans la ré-analyse AROME, mais de façon moins marquée, ce qui a pour conséquence une surestimation des quantiles faibles de précipitation dans les données EURO–CORDEX. À l'inverse, les cumuls journaliers les plus élevés en JJA sont sous-estimés. Ils sont vraisemblablement associés à des systèmes orageux convectifs et ne peuvent pas être simulés par les RCM, la résolution spatiale étant insuffisante pour résoudre la convection profonde (Fumière *et al.*, 2020).

c. Représentation des fréquences de types de temps par les RCM

Même si les climatologies des RCM étaient identiques à celle d'AROME, des différences d'attribution de TTS pourraient quand même apparaître du fait de la variabilité météorologique locale. Néanmoins, sur des moyennes saisonnières, les fréquences de TTS des RCM devraient être similaires à celles de la ré-analyse AROME. D'après cette ré-analyse, parmi les 12 TTS identifiés sur Paris, de fortes variabilités d'occurrences apparaissent selon les saisons. Tous les TTS sont observés aux saisons intermédiaires (SON et MAM) mais DJF et JJA sont caractérisés par des TTS majoritaires différents. Les TTS prépondérants en DJF sont associés à des ICU assez faibles, alors que les TTS prépondérants en JJA favorisent de forts ICU.

Les TTS majoritairement attendus en DJF sont dans l'ensemble bien représentés par les RCM EURO–CORDEX. Certains modèles pour lesquels des biais importants ont été notés en ΔT (p. ex. ALADIN53), simulent des occurrences de TTS plutôt attendus en été et associés à des ICU plus élevés, ce qui peut potentiellement avoir un impact sur la qualité de la reconstruction des ICU. D'autres différences sont observées entre des TTS assez semblables (p. ex. TTS 01 et 02), mais qui ne devraient pas avoir d'impact important sur la descente d'échelle car les TTS qui leur sont associés sont similaires. En JJA, les conditions météorologiques locales étant moins influencées par les régimes de circulation de plus grande échelle qu'en DJF, on peut s'attendre à ce que les RCM simulent des situations météorologiques différentes sur Paris. C'est ce qui explique que l'on trouve plus de dispersion en fréquences d'occurrence entre RCM pour un TTS donné en JJA qu'en DJF. De plus, les TTS de JJA discriminants plus les ICU, on peut également s'attendre à trouver plus de différences entre RCM dans les champs reconstruits pour cette saison.

d. Évaluation des ICU reconstruits

Les cartes moyennes saisonnières d'ICU reconstruites par descente d'échelle des RCM sont comparées à celles de la ré-analyse AROME. Tous les RCM présentent des ICU proches de la référence AROME avec des biais ne dépassant jamais les 0,4 K pour un ICUN de l'ordre de 2–3 K, selon la saison. En DJF, compte tenu de la faible intensité des

ICU, et de leurs intensités comparables selon les TTS, les cartes de biais mettent surtout en évidence des gradients régionaux avec peu d'erreurs sur la ville. Ces mêmes gradients régionaux se retrouvent sur les cartes de biais en JJA, mais cette saison est surtout caractérisée par des biais plus importants en zone urbaine résultant plus directement de la reconstruction de l'effet d'ICU. A cette période, les variations quotidiennes des conditions météorologiques associées à un ensoleillement moyen plus important qu'en DJF favorisent une plus grande plage de variabilité des intensités d'ICU (pouvant atteindre 4–5 K en moyenne pour certains TTS). Par conséquent, les résultats de la reconstruction peuvent présenter des erreurs plus élevées en température absolue qu'en hiver. Néanmoins, à l'exception des quelques RCM identifiés précédemment pour leur biais important en ΔT ou en fréquence de TTS, les biais urbains ne dépassent pas les 0,4 K, ce qui correspond à des biais relatifs très faibles.

Finalement,
les ICU reconstruits par la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique ont été comparés aux ICU directement simulés par les RCM, ainsi qu'à des ICU estimés à partir d'observations de stations météorologiques. Ces comparaisons mettent en évidence deux résultats importants : elles montrent d'une part, la grande qualité des résultats obtenus par la méthode de descente d'échelle avec des biais d'ICUN de l'ordre du dixième de degrés ; d'autre part, elles soulignent l'apport significatif de cette méthode par rapport aux capacités des RCM seuls qui sous-estiment majoritairement l'intensité des ICU, en particulier en période nocturne.

4.3.3 Article

Le Roy, B., Lemonsu, A., Schoetter, R. (2021). A statistical-dynamical downscaling methodology for the urban heat island applied to the EURO–CORDEX ensemble. *Climate Dynamics.*

Climate Dynamics (2021) 56:2487–2508
https://doi.org/10.1007/s00382-020-05600-z

A statistical–dynamical downscaling methodology for the urban heat island applied to the EURO-CORDEX ensemble

Benjamin Le Roy[1] · Aude Lemonsu[1] · Robert Schoetter[1]

Received: 10 July 2020 / Accepted: 21 December 2020 / Published online: 15 January 2021
© The Author(s) 2021

Abstract
Regional Climate Models (RCMs) are the primary climate information available to public stakeholders and city-planners to support local adaptation policies. However, with resolution in the order of ten kilometres, RCMs do not explicitly represent cities and their influence on local climate (e.g. Urban Heat Island; UHI). Downscaling methods are required to bridge the gap between RCMs and city scale. A statistical–dynamical downscaling methodology is developed to quantify the UHI of the city of Paris (France), based on a Local Weather Types (LWTs) classification combined with short-term high-resolution (1-km) urban climate simulations. The daily near-surface temperature amplitude, specific humidity, precipitation, wind speed and direction simulated by the RCMs are used for the LWTs attribution. The LWTs time series is associated to randomly selected days simulated with the mesoscale atmospheric model Meso-NH coupled to the urban canopy model Town Energy Balance to calculate the UHI corresponding to the successive LWTs. The downscaling methodology is applied to the EURO-CORDEX ensemble driven by the ERA-Interim reanalysis, and evaluated for the 2000–2008 period against station observations and a 2.5-km reanalysis. The short-term dynamical simulations slightly underestimate and overestimate near-surface minimum and maximum air temperature respectively, but capture the UHI intensity with biases in the order of a tenth of a degree. RCMs show significant differences in the variables used for the LWTs attribution, but the seasonal LWT frequencies are captured. Consequently, the reconstructed temperature fields maintain the small biases of the Meso-NH simulations and the statistical–dynamical downscaling greatly improves the UHI compared to the raw data of RCMs.

Keywords Urban heat island · Downscaling · EURO-CORDEX · Mesoscale modelling · Model evaluation

1 Introduction

Anthropogenic global warming (Stocker et al. 2013) is expected to cause regional climate changes (Christensen 2013), which will have in turn, several local impacts (e.g. on the urban environment; Wilby 2007). Urban areas are already the most densely populated and economically active places in the world and are expected to grow further in the future (UN DESA 2019). Moreover, due to their specific characteristics (e.g. artificialisation of surfaces) and the activities they host, they are already subject to specific hazards (e.g. air pollution; Duh et al. 2008; Landrigan et al., 2018; Salmond et al. 2018, heat waves and thermal stress; Kovats and Hajat 2008; Gosling et al. 2009; Dousset et al. 2011, and floods; Hammond et al. 2015; Mignot et al. 2019). Consequently, decision makers and stakeholders need information in order to be able to think the city of tomorrow and to develop the necessary adaptations to future changes (Revi et al. 2014; IPCC 2018). As a response, scientists conduct impact studies focused on the regional or local scale in many different fields such as air pollution (Künzli et al. 2000; Vautard et al. 2003), energy consumption (Santamouris et al 2001; Ewing and Rong 2008; Kolokotroni et al. 2012), thermal comfort and heat stress (Patz et al 2005; Lemonsu et al. 2013, 2014, 2015; Lauwaet et al. 2020; Viguié et al. 2020), urban ecology (Muratet et al. 2007; Hope et al 2008; Buyantuyev and Wu 2009; Wu 2014) or hydrology (Foster et al 1994; Mitchell et al 2001; Berne et al. 2004; Barles 2007; Fletcher et al. 2013). Impact models are driven by climate information either coming from Earth System Models (ESMs) or Regional Climate Models (RCMs). The RCMs horizontal spatial resolution is in the order of the

✉ Benjamin Le Roy
benjamin.leroy@meteo.fr

[1] Centre National de Recherches Météorologiques, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX, France

ten of kilometres which enables them to directly provide climatic forcings for some impact studies (e.g. air quality; Hogref et al. 2004; Leung 2005; Menut et al. 2013, heatwaves; Vautard et al. 2013, hydrology; Graham et al. 2007, energy production; Tobin et al. 2015; Gutiérez et al. 2020). However, urban related studies present two main challenges. The size of the urban areas and the high heterogeneity of urban surfaces require a fine spatial resolution and a detailed representation of land covers and their physical properties. In addition, climatic conditions, especially air temperature in the atmospheric boundary layer, are locally modified by the presence of the city (i.e. the Urban Heat Island, UHI; Oke 1973; Arnfield 2003). In most cases, the spatial resolution and surface parameterisations of RCMs are not sufficient and adapted to represent those high resolution processes and feedbacks, and therefore the RCM results need to be downscaled (Rummukainen 2010). In order to derive higher spatial resolution information from RCMs, two types of downscaling exist, each with advantages and disadvantages: Statistical and Dynamical Downscaling (SD and DD, respectively; Wilby and Wigley 1997). SD approaches link large scale meteorological variables (i.e. predictors) with local ones (predictands) to find statistical relationships. These relationships are then applied to the same resolution of RCM output in which they were calibrated to obtain higher resolution meteorological variables. SD is computationally cheap as it does not require additional numerical simulations, but it can make strong assumptions regarding the universal validity of the statistical relationships and especially their stationarity in future climate conditions. On the other hand, DD approaches use the outputs from lower resolution climate models to drive finer resolution models. They assume no statistical relationships and provide physical consistency of the results, however, the finer the resolution is, the more computationally expensive the DD approaches become. These studies are often limited to a single GCM or RCM ensemble member and a single emission scenario, as well as reduced time slices that might call into question the reliability of resulting impact analysis. Statistical–dynamical downscaling methodologies (SDD; Frey-Buness et al. 1995; Boé et al. 2006) have been developed to combine the advantages of both approaches. For the SDD of the UHI, weather typing approaches have been developed with the aim to add the high-resolution UHI field to coarse resolution RCM results. The postulate that supports this approach is that the UHI phenomena is highly dependent on meteorological conditions, varying in intensity according to wind speed and cloudiness conditions, and in spatial structure according to regional flow. Using large-scale or local meteorological variables they determine specific weather situations associated with a particular response of the urban climate to the local meteorological conditions. The UHI effect is then explicitly represented by conducting high-resolution urban climate simulations, whose results are combined with the RCM output.

Duchêne et al. (2020) developed an analogs' based SDD methodology to reconstruct Brussels' (Belgium) UHI in regional climate projections using the ALARO model at 4-km resolution coupled with the state-of-the-art 3D Urban Canopy Model (UCM) Town Energy Balance (TEB; Masson 2000). Their approach relies on a 4-years continuous simulation of the city's UHI whose duration necessarily constraints the spatial resolution that can be achieved. By statistical analogy, they link each day of a given regional climate projection according to its daily atmospheric variables with the most similar day of the 4-years high-resolution urban simulation. The RCM fields are then corrected by integrating the UHI signature of the city of the day considered. Hoffmann et al. (2018) reconstructed Hamburg's (Germany) UHI in future climate projections by combining a weather pattern classification and 1-km resolution urban climate simulations with the mesoscale model METRAS. Compared to the previous method, they free themselves from the resolution limitations related to the computation time since they only simulate selected meteorological situations discriminating the UHI's intensity and spatial pattern. However, METRAS does not include an UCM. Instead, the specifics of the urban surfaces are taken into account by the modification of the surface parameters related to radiative, energy, and water exchanges.

The method presented here follows a weather typing approach similar to that of Hoffmann et al. (2018) rather than the analogue approach of Duchêne et al. (2020) with two main improvements: (1) the high resolution urban climate simulations are done for a limited number of days that are representative of the weather types, and not in a continuous way, thus limiting the computational cost; (2) these urban climate simulations are performed with the same UCM TEB used by Duchêne et al. (2020) but with a higher horizontal resolution of 1 km and a more sophisticated version of the model including in-canyon urban vegetation (Lemonsu et al. 2012) and a building energy model (Bueno et al. 2012; Pigeon et al. 2014).

The present study describes the SDD method which consists in processing time series of meteorological variables simulated by RCMs and representative of the meteorological conditions in the rural areas surrounding the city (Fig. 1a). Local day-to-day weather types discriminating the UHI's intensity and spatial pattern are determined based on the RCM output (Fig. 1b). High resolution urban climate simulations for these weather types are performed using a mesoscale atmospheric model and the results are combined with the rural background RCM data to obtain a climatological time series of high-resolution temperature maps (Fig. 1c). For the weather types classification, a database developed by Hidalgo et al. (2018)

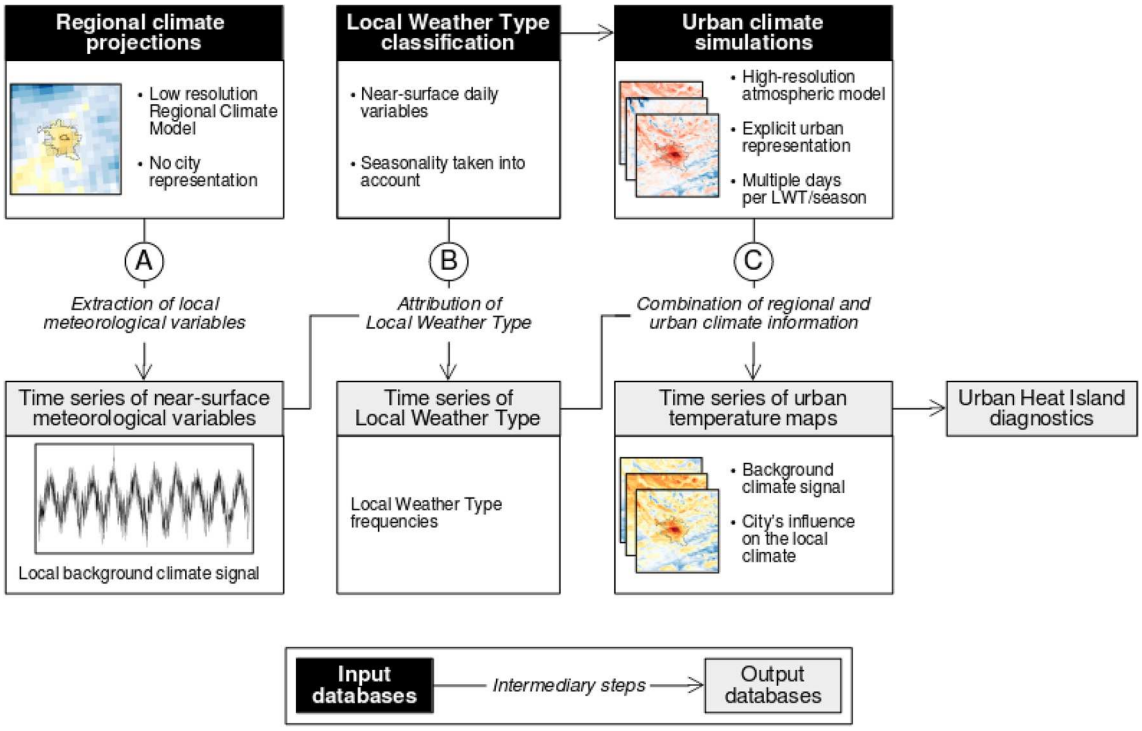


Fig. 1 Simplified flow chart of the employed statistical–dynamical downscaling methodology

for 51 French cities and a set of high resolution urban simulations already performed and presented in detail by Schoetter et al. (2020) and Gardes et al. (2020) are available. The method is here applied and evaluated for the city of Paris (France) with the aim of correcting daily temperature values from RCM projections for the urban influence on air temperature and for producing daytime and nighttime UHI diagnostics. The SDD methodology aims to bring high resolution information in climate projections to addresses UHI issues and their impacts. Accordingly, it is used to the spatial downscaling of air temperature and related variables (humidity and atmospheric radiation), but is not suitable for the reconstruction of the city's effect on wind speed, precipitation, and other indicators that are not strongly related to air temperature.

The aim of the study is to evaluate the capacity of the SDD methodology to reconstruct the seasonality of UHIs both in terms of intensities and spatial extent. The weather type climatology, the high resolution urban climate simulations, and the SDD methodology are presented in Sect. 2. Then, the different steps of the approach are evaluated in Sect. 3. The final results are presented in Sect. 4 and completed by a discussion on the possible limitations of the approach.

2 Data and method

This section presents the successive steps of the SDD methodology and the different databases it relies on.

2.1 Local weather type climatology

Weather type classifications used for statistical downscaling are developed to link large scale predictors such as atmospheric circulation regimes with local scale predictands (Cassou et al. 2005). For the present case study over the Paris region, we use the existing Local Weather Types (LWTs) classification developed by Hidalgo and Jougla (2018) for 51 French cities, because it meets the specific needs of urban climate studies. Unlike traditional classifications related to the synoptic-scale meteorological situation (Philipp et al. 2010; Beck and Philipp 2010), the LWTs are related to the different states of the planetary boundary layer in the rural areas adjacent to the city and are attributed based on near-surface meteorological variables (Hidalgo and Jougla 2018). Applied in the vicinity of cities, the LWTs make it possible to link the evolution

of meteorological situations to the day-to-day variability of the UHI phenomenon.

Based on the previous work of Hidalgo et al. (2014), Hidalgo and Jougla (2018) developed a statistical methodology to produce a LWTs classification. They used the "Partition Around Medoids" clustering algorithm (PAM; Kaufman and Rousseeuw, 1990) in combination with Gower's distance (Gower 1971) as a measure of dissimilarity for a set of five daily variables: the daily near-surface (2 m above the ground) thermal amplitude (dT) computed from the minimum and maximum air temperatures (TN and TX), specific humidity (Q), precipitation rate (RR), wind speed (FF) and direction (DD) computed from the zonal and meridional wind components (U and V). The meteorological data required for the LWTs attribution were taken from a reanalysis produced with the French numerical weather prediction model AROME (Seity et al. 2011) with a 2.5-km resolution over the 10-year period 2000–2009 (Pouponneau et al. 2017). This classification method was evaluated for Toulouse (Hidalgo and Jougla 2018), and Orléans, Paris, and Tours (Jougla et al. 2019). For each city, the meteorological variables used for the LWTs classification were taken from the AROME reanalysis for a reference rural grid point located near the city to represent the local climate but far enough to avoid urban influences.

The LWTs classification for Paris consists of 12 LWTs. Figure 2 presents the seasonal occurrence frequencies of the LWTs for the 2000–2008 period. Every LWT can be found in every season with the exception of LWT09 and 12 for winter (DJF). Seasonal predominances are found: LWT01, 02, 03, 04 and 06 in DJF, and LWT05, 07, 08, 09, 10, 11 and 12 in summer (JJA). Except for LWT08, no LWT is specific to the transition seasons, i.e. spring (MAM) or autumn (SON). These two seasons are represented by a combination of all possible LWTs. The different steps of the classification are presented in "Appendix 1" and more details on the Paris LWTs classification are given by Jougla et al (2019).

2.2 Short-term high-resolution urban climate simulations

2.2.1 Model configuration

Mesoscale atmospheric models incorporating an UCM can simulate the urban climate at horizontal resolutions as fine as 100 m × 100 m. These models not only have higher resolution than RCMs but also better represent mesoscale meteorological phenomena (e.g. an urban breeze) and near-surface processes (i.e. in the urban canopy layer). They make use of finer land cover databases with more details regarding the geometry (e.g. building height, plan area building density, aspect ratio of the street canyons) and the physical parameters (e.g. albedo, emissivity, thermal conductivity and capacity) of the city.

Schoetter et al. (2020) and Gardes et al. (2020) conducted high-resolution urban climate simulations for 42 French cities including Paris based on the LWTs approach. They used the non-hydrostatic limited-area research atmospheric model Meso-NH (Lac et al. 2018) driven by lateral boundary conditions provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Integrated Forecasting System (IFS) high-resolution operational forecast analysis (ECMWF 2019). Two intermediary domains centred over the city of Paris were used to downscale the ECMWF-IFS analysis up to a horizontal resolution of 1 km (Table 1). Surface-atmosphere exchanges in Meso-NH are calculated using the SURFEX platform (Masson et al. 2013), which includes the UCM TEB (Masson 2000; Lemonsu et al. 2012; Bueno et al.

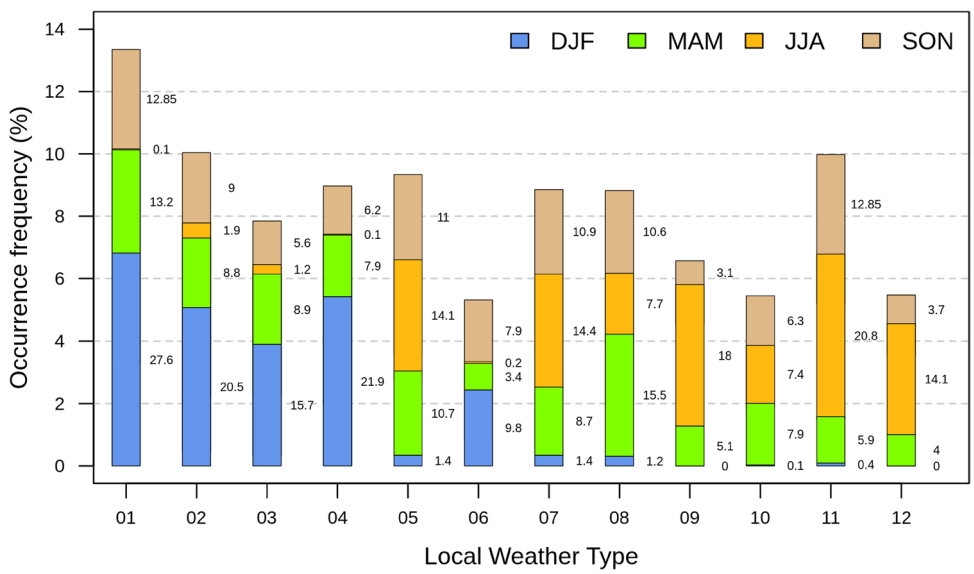


Fig. 2 The occurence frequency of Local Weather Types (LWTs) in the Paris region for the period 2000–2008 and different seasons. The numbers besides each bar denote the seasonal frequency of LWTs

Table 1 Characteristics of the Meso-NH model setup and physical parameterization used by Schoetter et al. (2020), Gardes et al. (2020) and in the present study for Paris

Domain	Extent (km)	Horizontal resolution (km)	Time step (s)	Parametrisation of deep convection	Parametrisation of shallow convection and dry thermals	Mixing length calculation
D1	1600 × 1600	8	20	Kain and Fritsch (1990)	Pergaud et al. (2009)	Bougeault and Lacarrère (1989)
D2	400 × 400	2	20	None	Pergaud et al. (2009)	Bougeault and Lacarrère (1989)
D3	200 × 200	1	20	None	Pergaud et al. (2009)	Bougeault and Lacarrère (1989)

2012; Pigeon et al. 2014). TEB is a state-of-the-art UCM which represents the complex urban geometry as an urban street canyon of infinite length (Oke 1981). More details regarding the physical parameterisations are given in Kwok et al. (2019). The present study uses the exact same model configuration as in Gardes et al. (2020) for the city of Paris over the Meso-NH model domain at 1-km horizontal resolution (Fig. 3).

Schoetter et al. (2020) simulated an ensemble of past meteorological situations representative of each LWT for each season. They found that for each combination of LWT and season, ideally 6 days should be simulated to obtain a robust average UHI pattern during these specific meteorological conditions. With 12 LWTs and 4 seasons, this would result in 288 days to be simulated. However, not all LWTs occur in each season and some LWTs occur for less than 6 days in the 10-year LWTs attribution period, which reduces the number of days to be simulated slightly. For LWTs which occur less than 6 days in one season during the 10-year attribution period, all days belonging to this combination of LWT and season are simulated. For LWTs which occur for more than 6 days during one season, the days are selected to prioritize more stationary meteorological situations (e.g. 3 consecutive days with the same LWT), since we assume that the UHI pattern for these more stationary situations is better representative of the specific influence of this LWT on the local meteorological conditions. As a result, a total of 255 days were simulated (not counting two days of spinup before each simulation).

For each day, two simulations were conducted: (1) SIM_{URB} for which the city of Paris was represented using a detailed urban database for French cities (Schoetter et al. 2019) containing information on urban morphology (Bocher et al. 2018), building construction materials (Tornay et al. 2017), and human behaviour related to building energy consumption (Schoetter et al. 2017); and

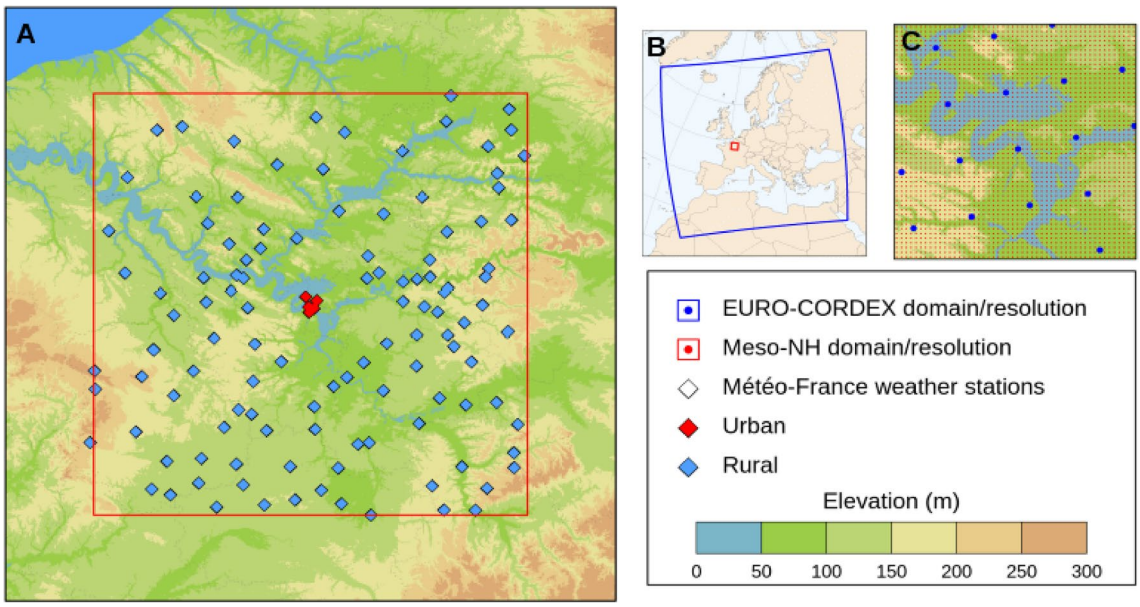


Fig. 3 Map of the city of Paris and the area studied for the SDD methodology (**a**). EURO-CORDEX domain (**b**). Comparison of the EURO-CORDEX domain resolution and the Meso-NH resolution (**c**)

(2) SIM_{RUR} for which the urban land cover was replaced with the predominant natural land cover in the surroundings of Paris from the ECOsystem CLImate MAP (ECOCLIMAP)-I database (Masson et al. 2003; Champeaux et al. 2005), which is "warm temperate crops". The two simulations being otherwise identical, the difference in the meteorological fields allows to isolate the effect of the city of Paris on the local climate.

2.2.2 Computation of the urban influence on daily air temperature

The Meso-NH urban climate simulations are used here to derive the urban influence on air temperature, hereafter called the urban increment (Bohnenstengel 2011). While the UHI denotes the difference in air temperature between an urban and a rural location, and can be calculated based on observations or numerical model results; the urban increment is the air temperature difference between two numerical simulations at the same location, one with urbanisation and one without. The local effect of the city is calculated in the same way as what Duchêne et al (2020) called the "urban signature", according to:

$$\Delta T_{URB}(x, y, z, t) = T_{URB}(x, y, z, t) - T_{RUR}(x, y, z, t) \quad (1)$$

with T_{URB} and T_{RUR} the air temperature simulated with SIM_{URB} and SIM_{RUR}, respectively, x, y, z the longitude, latitude, vertical height above ground level of the Meso-NH grid point, and t the time.

The high-resolution simulations not only provide information about the city's effect on the local climate but can also be used to refine the regional and topographic effects, which are not included in ΔT_{URB}. Such regional gradients are obtained by subtracting the average background temperature from the 2D air temperature fields of SIM_{RUR}:

$$\Delta T_{REG}(x, y, z, t) = \overline{T_{RUR}}(x, y, z, t) - \overline{T_{RUR}(z, t)} \quad (2)$$

with $\overline{T_{RUR}}$ the spatial average of the horizontal temperature field (i.e. the spatial average of all grid points in SIM_{RUR} at height z and time t). The combination of the urban effect (ΔT_{URB}) and the regional refinement (ΔT_{REG}) yields the temperature correction (ΔT_{COR}) that will be added to the coarse resolution RCM air temperature time series:

$$\Delta T_{COR}(x, y, z, t) = \Delta T_{URB}(x, y, z, t) + \Delta T_{REG}(x, y, z, t) \quad (3)$$

This correction (thereafter referred to as urban increment for simplicity) can be computed for any height above ground z or model output frequency available in the high-resolution urban climate simulations. Model results from SIM_{URB} are evaluated in Sect. 3.1.

2.3 Regional climate model ensemble

2.3.1 EURO-CORDEX

The Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX; Giorgi et al. 2009) is an internationally coordinated framework initiated by the World Climate Research Program to define a common guideline regarding regional climate modelling. RCMs are either forced by General Circulation Models (GCMs) from the CMIP5 global climate projections (Taylor et al. 2012) or by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis (ECMWF ERA-Interim; Dee et al. 2011) for the RCMs evaluation.

To produce LWT time series from RCM data following the Hidalgo and Jougla (2018) method, the average climatic conditions representative for the rural areas surrounding Paris need to be calculated. To do so, the daily variables (TN, TX, RR, Q, U, V) are extracted for grid points surrounding the city, by considering that urban areas extend on a domain of 3 × 3 RCM grid points (Fig. 3c). The meteorological variables are then averaged over those grid points to obtain daily time series. These are used to perform a day-to-day LWT attribution ("Appendix 1") to build a time series of LWTs for the 12 RCM evaluation experiments available (Table 2) over the EUR-11 domain (Fig. 3). RCMs cover different time periods of more than 20 years and are evaluated against a reanalysis with the AROME model for the common time period 2000–2008 (Sect. 3.2).

2.3.2 Correction of RCM temperature with the urban influence on air temperature

RCM LWT time series are used to determine the urban increment to be combined with the daily temperature time series simulated by each RCM. The Meso-NH simulation results provide around six days (i.e. six dates) for every LWT and season which allows to obtain robust UHI patterns free of small-scale meteorological variability (Schoetter et al. 2020) and offers the opportunity to describe the intra-cluster variability for each LWT. For each successive day of the LWTs time series constructed from the RCM data, a Meso-NH day (date) is randomly selected from the associated LWT/season pool. The random selection is done equiprobably such as to not bias the mean for each LWT and season while providing the desired day-to-day variability. By concatenating the selected days from the Meso-NH simulations, time series of 2D 1-km temperature fields are constructed and combined with the RCM daily time series:

$$T_{SDD}(x, y, z, t) = T_{RCM}(z, t) + \Delta T_{COR}(x, y, z, t) \quad (4)$$

Table 2 The EURO-CORDEX EUR-11 RCM evaluation ensemble used for the present study

Institute	RCM	Start	End	References
CNRM	ALADIN53	1979-01-01	2008-12-31	Colin et al. (2010)
CNRM	ALADIN63	1979-01-01	2018-12-31	Daniel et al. (2019)
CLMcom	CCLM4-8-17	1989-01-01	2008-12-31	Doms and Baldauf (2011); Doms et al. (2011)
CLMcom-ETH	COSMO-crCLIM-v1-1	1979-01-01	2010-12-31	Leutwyler et al. (2017)
MOHC	HadREM3-GA7-05	1982-12-01	2012-12-01	In preparation, see Walters et al. (2019) for HadGEM3-GC3.1
DMI	HIRHAM5	1989-01-01	2011-12-31	Christensen et al. (2007)
KNMI	RACMO22E	1979-01-01	2012-12-31	van Meijgaard et al. (2008; 2012)
SMHI	RCA4	1980-01-01	2010-12-31	Samuelsson et al. (2015)
MPI-CSC	REMO2009	1989-01-01	2008-12-31	Jacob et al. (2012)
GERICS	REMO2015	1979-01-02	2012-12-31	
ICTP	RegCM4-6	1979-01-01	2016-11-30	Giorgi et al. (2012)
IPSL	WRF381P	1989-01-01	2008-12-31	Skamarock et al. (2005)

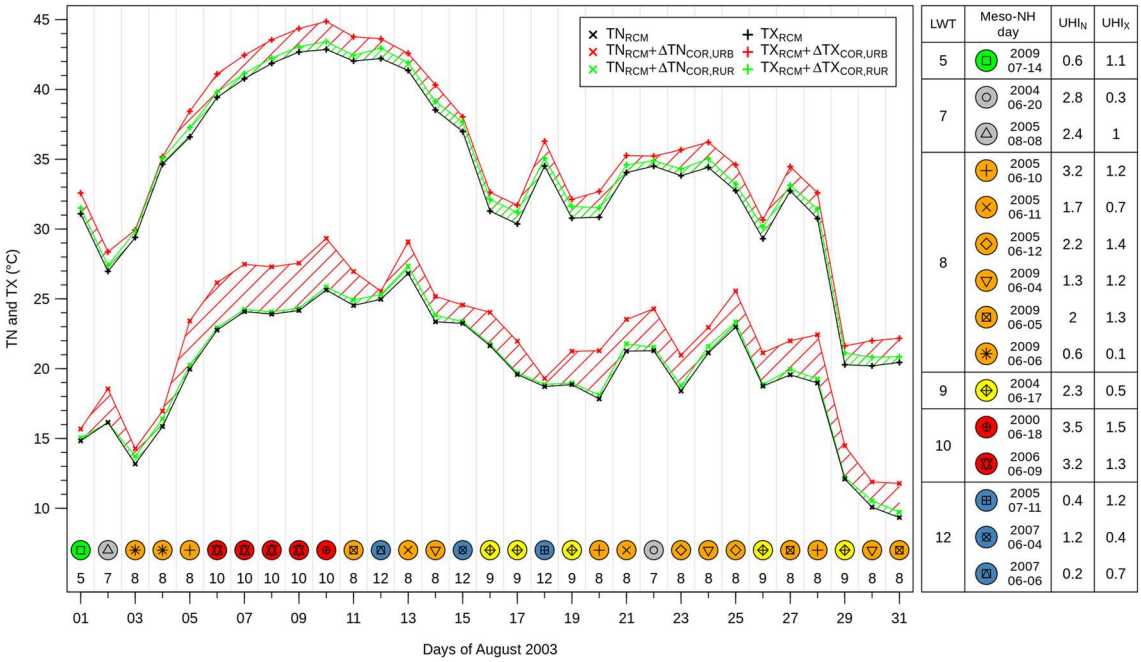


Fig. 4 Simulated time series of TN and TX by ALADIN63 for the month of August 2003 (black line) and corrected with the SDD methodology for urban (red line) and rural (green line) areas. LWTs attributed for each day are noted at the bottom of the graph and represented by different colours while the associated Meso-NH day is represented by different symbols. For each Meso-NH day, UHIs are computed by comparing the mean TN and TX of the model points located near urban stations to model points located near rural stations

with T_{SDD} the downscaled temperature field combining the horizontally homogeneous rural climate simulated by the RCM (T_{RCM}) and the high-resolution urban increment (ΔT_{COR}). Figure 4 illustrates the method for an example of TN/TX RCM time series. Based on RCM daily meteorological variables, a LWT is assigned to each day (and indicated at the bottom in Fig. 4). In accordance with the LWT and the season, a Meso-NH day is randomly selected from the pool of up to 6 days available for each season and LWT; the successive dates are listed on the right side of Fig. 4. Finally, urban increments of TN and TX corresponding to this day are added to the RCM TN and TX. The figure highlights that these 2D fields of urban increment result in different air temperature corrections for urban ($\Delta T_{COR,URB}$) and rural ($\Delta T_{COR,RUR}$) grid points. In addition, the methodology, here focused on daily temperatures, can also be extended to produce sub-daily atmospheric temperature fields, which can then be used to drive impact models (such as energy building

models) at the city or neighbourhood scale. This step is presented in "Appendix 2".

3 Evaluation

3.1 Evaluation of high-resolution urban climate simulations

The quality of the reconstructed temperature fields is directly related to the ability of the high-resolution UCM to correctly simulate UHIs in term of intensity, spatial pattern and seasonal evolution. A systematic evaluation of the 1-km horizontal resolution Meso-NH simulations (coupled to the TEB model) is done for the 255 days by comparison to 124 meteorological station observations available from the Météo-France observation network (Fig. 3). Observed TN and TX are compared station by station to the model output using the closest Meso-NH grid point. The five stations located in a 10 km × 10 km sub-domain centred on Paris are classified as urban, whereas the 119 stations located further from the centre of Paris than a box of 50 km × 50 km and in non-urban areas (according to the ECOCLIMAP-II land cover map; Faroux et al. 2013) are considered as rural. The average TN and TX are computed from urban and rural stations separately, and the corresponding UHIs (referred to as UHI_N and UHI_X, respectively) are computed from their difference. Quantitative evaluation is made using the mean seasonal bias (Δ), root mean squared error (RMSE), and hit-rate (HR in %) defined as:

$$HR = \frac{1}{N} \times \sum_{d=1}^{N} n_d \times 100 \text{ with } n_d = \left\{ \begin{array}{l} 1, \ if \ \left|T_{M,d} - T_{O,d}\right| \leq \Delta T \\ 0, \ else \end{array} \right\} \quad (4)$$

with d the index for the days and N the total number of days, T_M the modelled air temperature, T_O the observed air temperature, and ΔT the desired accuracy threshold. It is here prescribed to 2 K for TN and TX and 1 K for the UHI. *HR* values range between 0 and 100%, with 0% (100%) meaning that no (every) day is in the desired accuracy range. Table 3 lists the average seasonal scores weighted according to the 2000–2009 AROME LWT frequencies (Jougla et al 2019) for urban and rural TN and TX, and associated UHIs. Meso-NH slightly overestimates TN, with a systematic positive bias whatever the season and the urban or rural environment. The positive bias is maximal during the winter season ($\Delta TN_{URB} = 1.5$ K and $\Delta TN_{RUR} = 1.4$ K in DJF) in accordance with higher rmse, lower hit-rates, and minimal in the spring season (0.5 and 0.6 K for the urban and rural environment, respectively). Due to the comparable and small ΔTN in urban and rural areas, UHI_N is well simulated. Absolute bias (rmse) does not exceed 0.2 K (1.0 K). Hit-rates vary between 68 and 92% depending on the season, with lowest values in JJA and SON because the LWTs associated with the highest UHI_N intensities are the most frequent in these seasons. Opposite results are found for TX. The biases are systematically negative and their absolute values are larger than for TN ($\Delta TX_{URB,ALL} = -1.6$ K and $\Delta TX_{RUR,ALL} = -2.3$ K). The scores vary with the season, poorer model performance is found in JJA than in DJF. Model performance also differs between urban and rural

Table 3 Evaluation measures calculated based on daily values for every station and the corresponding Meso-NH grid point. URB (RUR) represents the mean of the evaluation measures for stations/points categorised as urban (rural) and UHI represents their difference. The desired accuracy for the calculation of the hit-rate is 2 K for URB and RUR and 1 K for the UHI. All averages of each evaluation measure are first computed inside the LWT/season pool, and then weighted by the LWTs seasonal frequencies (following frequencies presented in Jougla et al 2019). Numbers in parentheses represent the number of stations used

		TN					TX				
		ALL	DJF	MAM	JJA	SON	ALL	DJF	MAM	JJA	SON
URB (5)											
Bias	(K)	0.9	1.5	0.5	0.7	0.9	− 1.6	− 0.2	− 2.0	− 2.4	− 1.5
RMSE	(K)	1.3	1.8	1.0	1.1	1.3	2.2	1.8	2.4	2.6	1.9
Hit-rate	(%)	88	74	94	90	90	58	72	52	35	69
RUR (119)											
Bias	(K)	0.8	1.4	0.6	0.8	0.8	− 2.3	− 0.8	− 2.5	− 3.4	− 2.1
RMSE	(K)	1.4	1.7	1.1	1.4	1.4	2.7	1.6	2.7	3.5	2.5
Hit-rate	(%)	83	70	92	78	83	40	80	35	6	49
UHI											
Bias	(K)	0.0	0.2	0.0	− 0.1	0.1	0.7	0.6	0.5	1.1	0.7
RMSE	(K)	0.9	0.7	0.8	1.0	1.0	1.0	1.0	0.8	1.2	0.9
Hit-rate	(%)	74	92	74	68	69	67	74	80	43	66

areas. On average, TX_{RUR} is less well simulated than TX_{URB} with a bias (hit-rate) of − 2.3 K (40%), compared with − 1.6 K (58%) for TX_{URB}. These urban/rural discrepancies of the bias might be due to a shortcoming in soil moisture initialisation, as well as an insufficient number of spin-up days (2) used. This could explain why the worst simulated season is JJA. The combination of too humid soil, strong solar radiation, and developed vegetation leads to an overestimation of evapotranspiration thus leading to an underestimation of daytime air temperature especially in the rural areas. From these biases in TX results an overestimation of UHI_X ($\Delta UHI_X = 0.7$ K).

In summary, the Meso-NH model coupled with TEB at 1 km horizontal resolution is able to simulate realistic UHIs in the nighttime. It slightly overestimates UHIs in the daytime, especially in JJA, but the biases remain acceptable.

3.2 Evaluation of EURO-CORDEX RCMs

Intrinsic errors in RCM simulations can impact the time series of downscaled temperature fields through the frequencies of LWTs that can be biased and that determine the corresponding UHI patterns. To understand the possible LWTs attribution differences between RCMs and reanalysis, the EURO-CORDEX daily variables are first compared to the corresponding AROME reanalysis variables rather than to the meteorological station observations. While Pouponneau et al. (2017) and Hidalgo and Jougla (2018) highlighted the high quality of the AROME reanalysis both in terms of the individual meteorological variable's biases and the LWTs attribution, it is not expected to perfectly match station observations. Therefore, the RCMs evaluation presented below focuses more on the agreement between RCMs and AROME than on a general assessment of the quality of the RCMs.

3.2.1 Seasonal evaluation of air temperature and precipitation

The results of the EURO-CORDEX RCMs, providing the rural background climatic conditions, are compared to the AROME reanalysis. TN, TX, the resulting daily temperature range dT, and RR are evaluated for the 2000–2008 period.

Figure 5 compares the RCM quantile distributions against those of AROME for DJF and JJA. In DJF, TN is mostly overestimated by the RCMs, except for ALADIN53 and

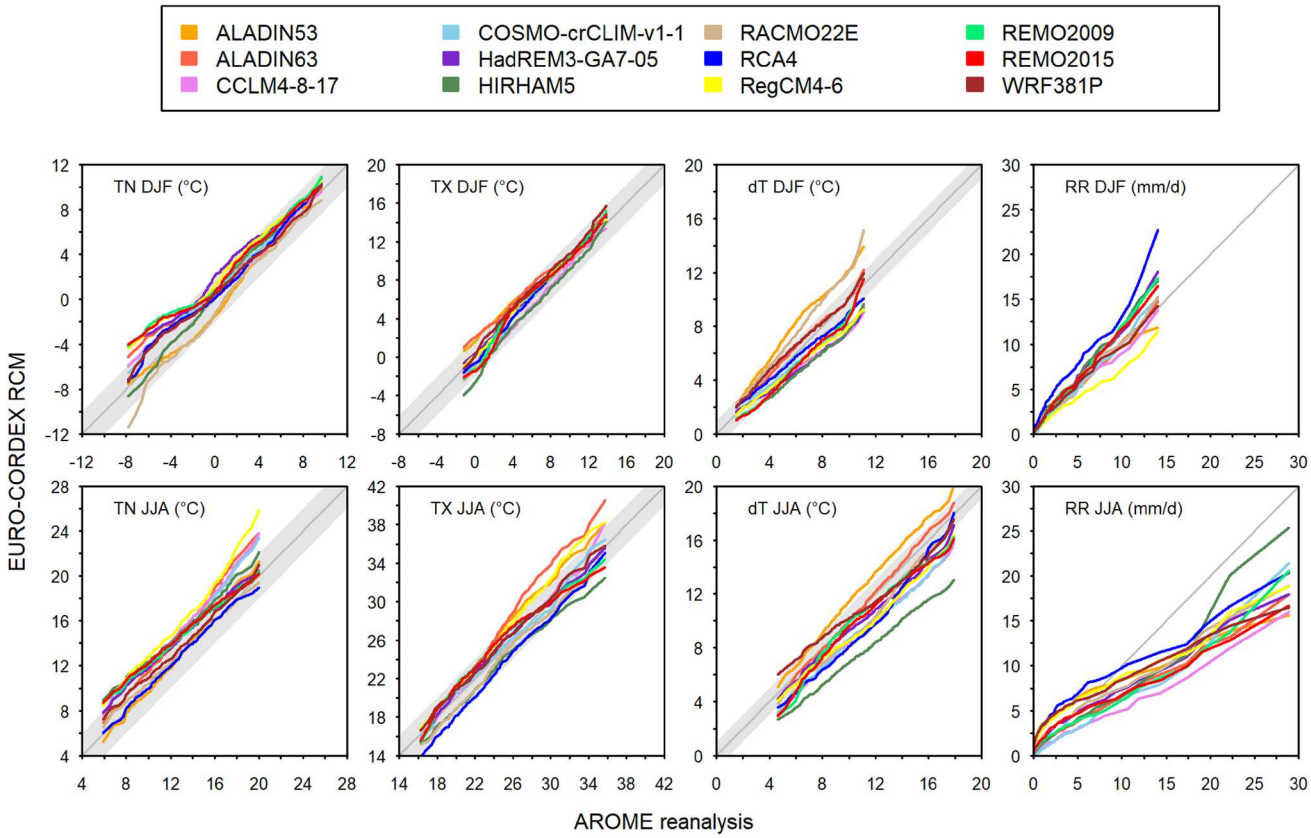


Fig. 5 QQ plots of the 12 EURO-CORDEX RCMs against the AROME reanalysis for TN, TX, dT and RR in DJF and JJA. The grey area represents an accuracy range of 2 K for TN and TX and 1 K for dT

RACMO22E. Almost all quantiles simulated by the RCMs are within a 2 K accuracy range (grey area in Fig. 5), with the exception of the lowest quantiles. Biases are accentuated for negative temperatures, resulting in an even larger spread between RCMs. For TX, an overestimation is found for mid to high quantiles, with the exception of CCLM4-8-17 and HIRHAM5. Again, a greater ensemble spread is observed for the lowest quantiles. This time, it does not result from the exacerbation of biases but rather from the fact that some RCMs underestimate and others overestimate low values of TX_{DJF}. Larger biases and/or larger ensemble spread for the lower quantiles of DJF temperature can be due to the large sensitivity of DJF temperatures on differences in the regional temperature field since there is a strong west–east air temperature gradient in DJF in Europe and might also be due to the snow-albedo feedback. The biases of dT are very variable because they can be the result of a compensation or an accumulation of bias in TN_{DJF} and TX_{DJF}. Eight RCMs mostly underestimate it, two slightly overestimate it, and two strongly (outside of the 1 K range). The largest deviations are not found for the first quantiles, where the greatest spread and biases of TN_{DJF} and TX_{DJF} are found, but rather for the medium to high dT_{DJF}. The four RCMs aforementioned, for which important biases for TN and TX are found are outliers for dT: ALADIN53 and RACMO22E on the upper part with high dT_{DJF} strongly overestimated mainly because of their underestimation of TN_{DJF} and to a lesser extent CCLM4-8-17 and HIRHAM5 with lowest values of dT.

In JJA, TN are systematically overestimated, with the exception of ALADIN53(RCA4) lowest(highest) quantiles. The overall ensemble spread is larger than for TN_{DJF} and relatively constant across the entire distribution except for the highest quantiles. Conversely to TN_{DJF} where RCM biases are accentuated towards the distribution tails, for TN_{JJA}, some RCMs show a relatively constant bias throughout their distribution and better results for high quantiles (e.g. REMO2009 and REMO2015). For TX_{JJA}, a lot of variability is noted between RCMs (i.e. some overestimate the whole distribution like RegCM4-6, some others only the tails like REMO2015). Nevertheless, TX_{JJA} are on average mostly overestimated, with the exception of HIRHAM5, RACMO22E, RCA4 that underestimate it on their whole distribution. The largest deviations are observed for the largest TX_{JJA} values with half of the models underestimating and the other half overestimating up to 4 K (ALADIN63). The large ensemble spread for TX_{JJA} might be due to the differences in the soil moisture availability simulated by the different RCMs. As for dT_{DJF}, dT_{JJA} is almost systematically underestimated (except for ALADIN53 on the whole distribution, and ALADIN63 and WRF381P for the largest and lowest quantiles, respectively) and these deviations are more important for larger dT. This might be due to the fact that the 2.5-km resolution of the reanalysis is able to capture more extreme TN and TX than the 12-km resolution RCMs. The RCMs with the worst performance in terms of dT_{JJA} relative to the AROME reanalysis are not the ones with the worst performances in terms of TN and TX (e.g. RCA4 and RegCM4-6) but rather those with large differences between their TN and TX biases (e.g. HIRHAM5).

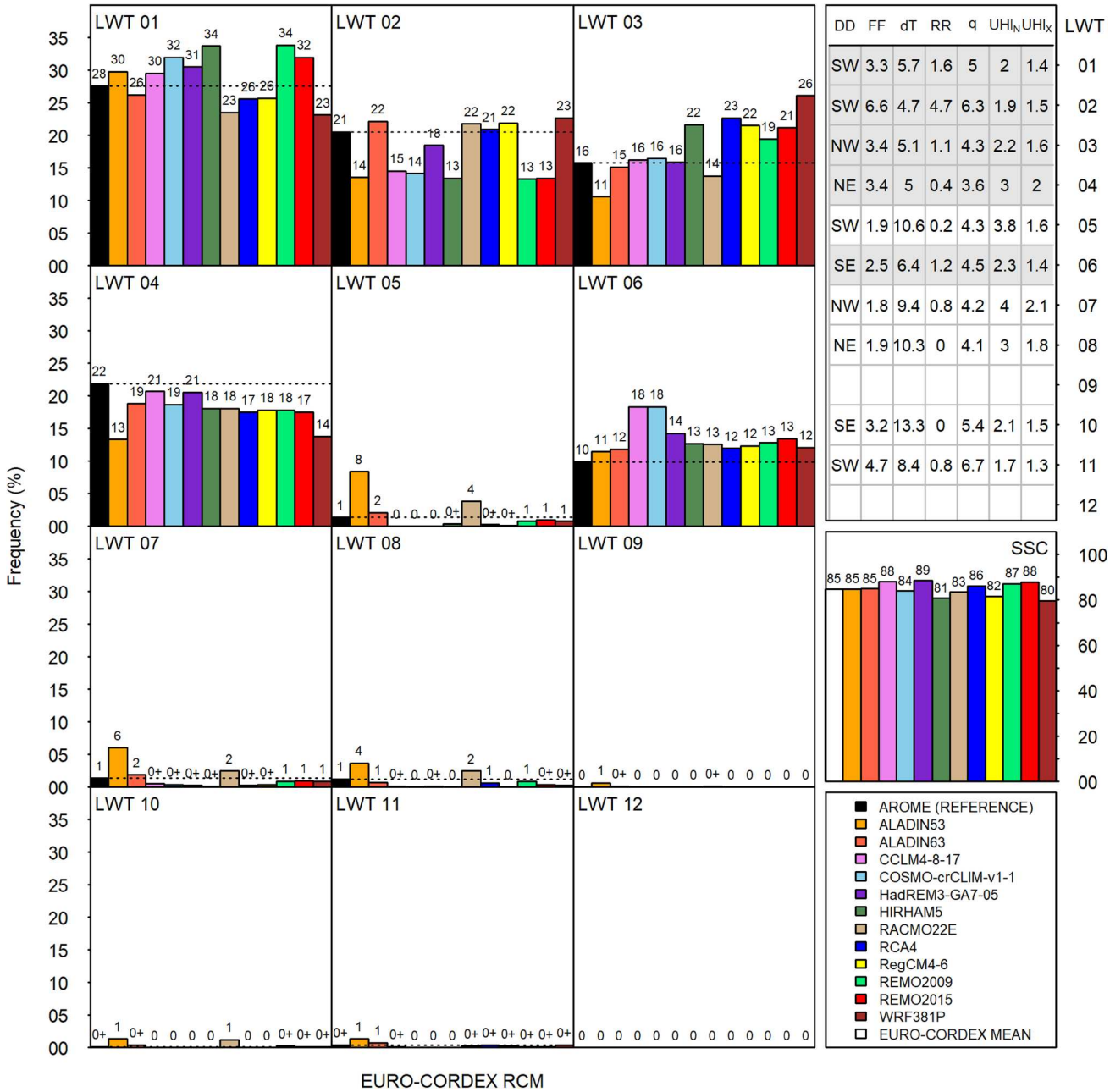
For precipitation, RR_{DJF} lower quantiles are systematically overestimated. This might be due to an overestimation of drizzle in RCMs (Piani et al. 2010; Maraun 2013). While the drizzle bias is also present in the AROME reanalysis (not shown here), the biases are smaller, which might be due to the finer resolution of the reanalysis. RCMs systematically underestimate the number of dry days (i.e. $RR < 0.1$ mm d^{-1}; with the exception of CCLM4-8–17 and COSMO-crCLIM-v1-1 and HadREM3-GA7-05). Every RCM overestimates rainy days ($1 < RR <= 10$ mm d^{-1}) up to 12% for RCA4. In JJA, RCMs show a similar overestimation of lower quantiles, but with smaller biases. This is both due to an almost systematic overestimation of lower quantiles in RCMs with the exception of ALADIN63, CCLM4-8-17, COSMO-crCLIM-v1-1 and HIRHAM5) and an underestimation in AROME. The frequencies of days with more than 10 mm precipitation are underestimated in every RCM (between 4 and 7% against AROME's 8%), which can be explained by the fact that most of the high daily precipitation amount is due to convective storms that cannot be represented in the RCMs because their resolution is too coarse compared to the reanalysis.

3.2.2 Evaluation of the seasonal local weather type frequencies

In addition to their influence on the simulated climate conditions representative for the rural areas, RCM biases can also influence the frequency of the LWTs, which in turn would affect the Meso-NH days selected to represent the urban influence on air temperature. Even if the RCM climatologies matched the AROME reanalysis perfectly, differences in LWTs attribution on a day-to-day basis would still be expected due to the local scale meteorological variability (e.g. different wind directions or precipitating events), but on a seasonal average, the RCM LWT frequencies should be very similar to those obtained for the AROME reanalysis. These differences are objectively quantified using the Perkins et al. (2013) skill score (SSC, in %):

$$SSC = \sum_{LWT=1}^{12} min\left(f_{M,LWT}, f_{R,LWT}\right) \quad (5)$$

with f the frequency of the LWT in the model M or the reference R. The SSC's theoretical range lies between 0 and 100%, with 0% meaning that the RCM only simulates LWTs that do not occur in the AROME reanalysis, and 100%



DD	FF	dT	RR	q	UHI_N	UHI_X	LWT
SW	3.3	5.7	1.6	5	2	1.4	01
SW	6.6	4.7	4.7	6.3	1.9	1.5	02
NW	3.4	5.1	1.1	4.3	2.2	1.6	03
NE	3.4	5	0.4	3.6	3	2	04
SW	1.9	10.6	0.2	4.3	3.8	1.6	05
SE	2.5	6.4	1.2	4.5	2.3	1.4	06
NW	1.8	9.4	0.8	4.2	4	2.1	07
NE	1.9	10.3	0	4.1	3	1.8	08
							09
SE	3.2	13.3	0	5.4	2.1	1.5	10
SW	4.7	8.4	0.8	6.7	1.7	1.3	11
							12

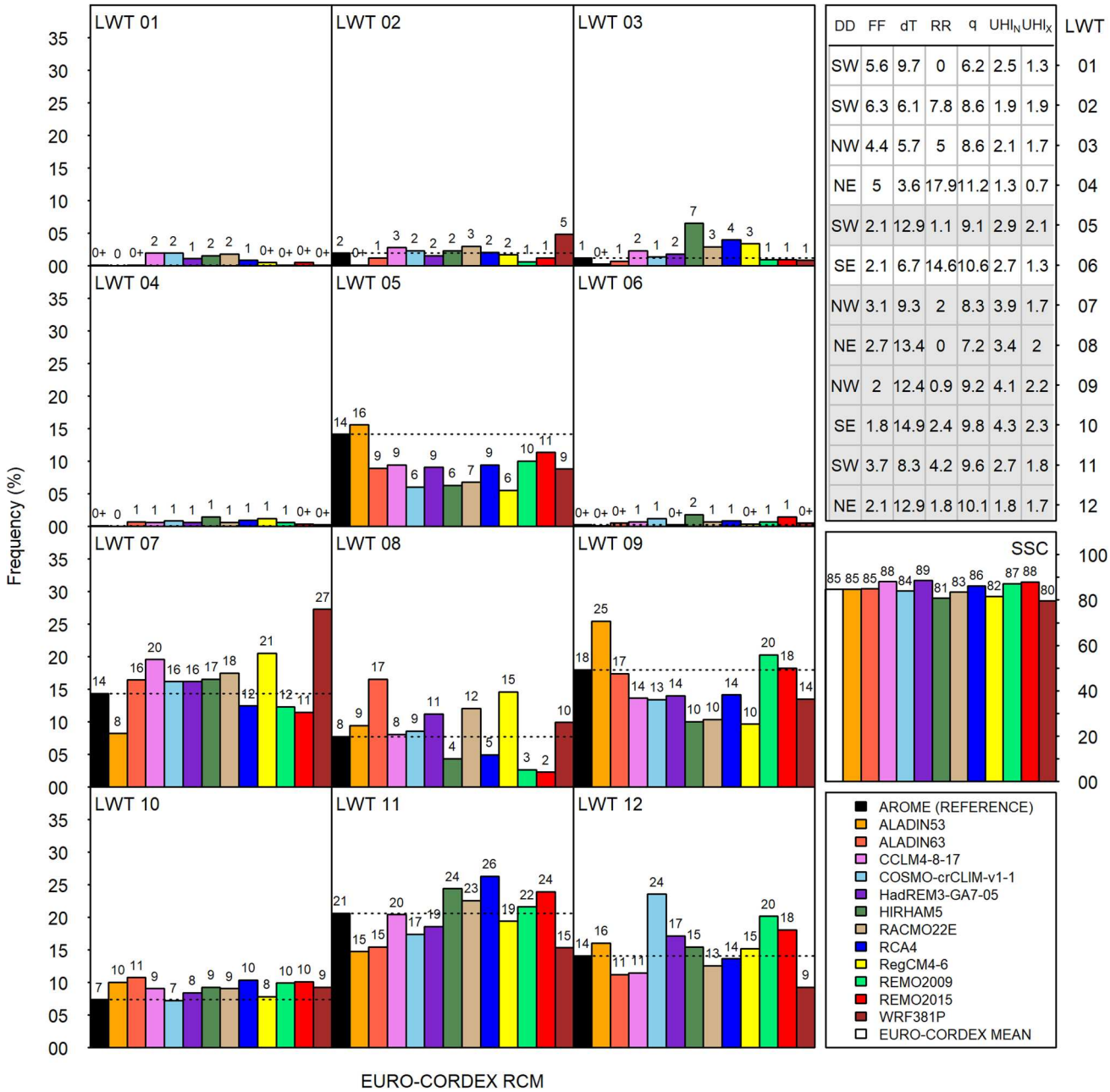
Fig. 6 Frequencies of the Local Weather Types (LWTs) attributed based on the results of 12 EURO-CORDEX RCMs compared to those obtained from the AROME reanalysis for DJF over 2000–2008, and associated skill scores (SSC, middle-right panel). The table (top-right panel) summarises the LWTs' mean meteorological parameters based on the AROME reference classification, and associated average UHI_N and UHI_X simulated by Meso-NH. LWTs with a seasonal frequency larger than 2% in the AROME reanalysis are highlighted in grey

meaning a perfect match between RCM and AROME reanalysis LWT frequencies.

Figure 6 illustrates the frequencies of every LWT for DJF and each EURO-CORDEX RCM as well as the associated SSCs. As discussed in Sect. 2.1, the only LWTs typically observed in DJF are LWT01, 02, 03, 04 and 06. This is found for all RCMs except for ALADIN53 (and RACMO22E to a lesser extent) which simulates some meteorological situations classified as LWT05, 07, 08. These LWTs are characterised by high dT, which are strongly overestimated by ALADIN53. Consequently, it has the lowest SSC (79%) while all other RCMs present an SSC of at least 85%. For LWT01 and LWT02, two groups of RCMs stand out: ALADIN63, RACMO22E, RCA4, RegCM4-6 and WRF381P simulate LWT01(02) frequencies well with a slight under(over) estimation whereas other RCMs show the

opposite with larger deviations. However, these two LWTs mainly differ in wind speed (FF) and RR, and exhibit a quite similar UHI_N, therefore no large bias of the downscaled UHI_N can be expected due to this shortcoming. LWT04 that results in the strongest UHI_N ($UHI_{N,DJF,LWT4} = 3$ K), is the only LWT with winds coming from the North-East and its frequency is underestimated in every RCM and especially in ALADIN53 and WRF381P. The frequency of LWT03 is, with the exception of ALADIN53 for which it is underestimated, either well simulated (in ALADIN63, CCLM4-8-17, COSMO-crCLIM-v1-1, HADREM3-GA7-05 and RACMO22E), or strongly overestimated. The frequency of LWT06 is overestimated in every RCM and especially in CCLM4-8-17 and COSMO-crCLIM-v1-1. This is explained by the overestimation of days with winds coming from the South-East which are always associated with either LWT06 or LWT10.

In JJA, the LWTs occurring are LWT05, 07, 08, 09, 10, 11 and 12 (Fig. 7). There are more frequency differences between RCMs for a given LWT than in DJF [i.e. there is no general trend besides LWT05(07) whose frequency is systematically under(over)estimated]. This might be due to the



DD	FF	dT	RR	q	UHI_N	UHI_X	LWT
SW	5.6	9.7	0	6.2	2.5	1.3	01
SW	6.3	6.1	7.8	8.6	1.9	1.9	02
NW	4.4	5.7	5	8.6	2.1	1.7	03
NE	5	3.6	17.9	11.2	1.3	0.7	04
SW	2.1	12.9	1.1	9.1	2.9	2.1	05
SE	2.1	6.7	14.6	10.6	2.7	1.3	06
NW	3.1	9.3	2	8.3	3.9	1.7	07
NE	2.7	13.4	0	7.2	3.4	2	08
NW	2	12.4	0.9	9.2	4.1	2.2	09
SE	1.8	14.9	2.4	9.8	4.3	2.3	10
SW	3.7	8.3	4.2	9.6	2.7	1.8	11
NE	2.1	12.9	1.8	10.1	1.8	1.7	12

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for JJA

fact that during JJA the synoptic scale circulation regimes are less relevant for the local scale meteorological conditions than for DJF, it is therefore more likely that the different RCMs simulate different meteorological conditions in the Paris region for the same lateral forcing at continental scale. As a result, the majority of RCMs has lower (or equal) values for SSC_{JJA} than SSC_{DJF}, with the exception of ALADIN53 and REMO2015. The overall attribution is still satisfactory with an average SCC_{JJA} of 85%. The LWTs in JJA discriminate the UHI_N more than in DJF, therefore LWT attribution errors could impact more significantly the quality of the UHI_N reconstruction. Nonetheless, RCMs all yield slightly overestimated but quite realistic frequencies for LWT10, which is associated with the strongest UHI_N (average $UHI_{N,JJA,LWT10} = 4.3$ K). The positive bias found in dT_{JJA} for ALADIN53 might explain its overestimation of the LWT09 frequency (+7 points) and underestimation of the LWT07 frequency (− 6 points), which are relatively similar LWTs mainly differing in dT. HIRHAM5 which strongly underestimates dT_{JJA} overestimates the LWT03 frequency, which is low in JJA and high in DJF, at the expense of the frequency of LWT09. For every RCM except ALADIN53, LWTs typically more specific to other seasons and associated to small UHI_N intensities are more frequent than in the AROME reanalysis.

In summary, the EURO-CORDEX RCMs tend to well reproduce the LWT frequencies found in the AROME reanalysis for DJF and JJA. Specific exceptions for some RCMs/LWTs are found; they are related to the biases of the simulated meteorological predictors of the LWT. For some RCMs, these deviations are related to LWTs with distinct UHI_N, and thus might impact the statistically–dynamically downscaled UHIs.

3.3 Evaluation of the statistically–dynamically downscaled UHIs

To evaluate the ability of the methodology to reconstruct robust UHI patterns, seasonal maps of downscaled TN and TX are produced for DJF and JJA. Meso-NH days are randomly selected from the appropriate pool of LWT and season for each RCM and the corresponding masks of correction ΔT_{COR} (Eq. 3 in Sect. 2.2.2) are temporally averaged. These masks are not combined with the TN and TX time series of the RCM and directly analysed in order to assess the impact of errors in LWT frequencies (while leaving aside the RCM biases). Hereafter, the seasonal averages of ΔTN_{COR} and ΔTX_{COR} are called ΔTN and ΔTX, respectively. The same approach is also applied to AROME's TN and TX time series to reconstruct reference ΔTN and ΔTX seasonal maps.

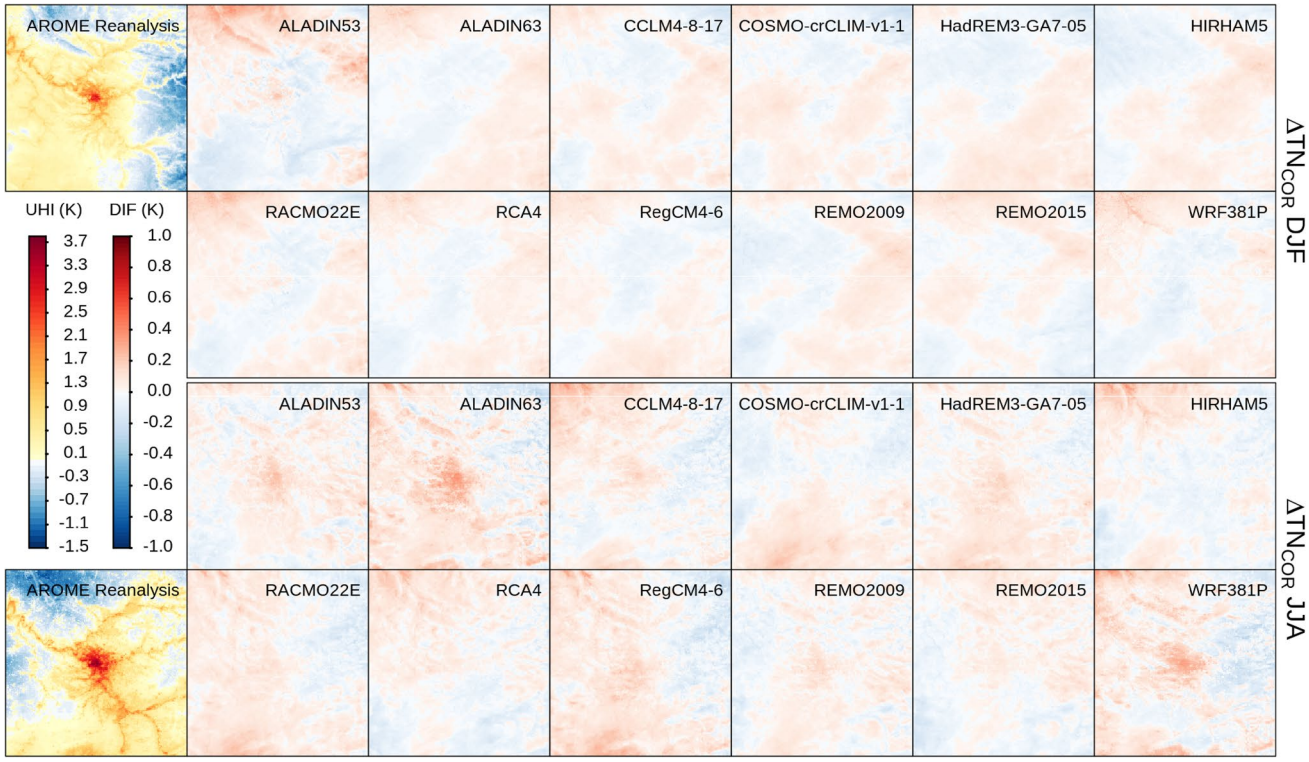


Fig. 8 Seasonal maps (DJF, JJA) of ΔTN_{COR} obtained using the LWTs attributed for the AROME reanalysis and spatial bias (compared to AROME) when using the LWTs attributed from the EURO-CORDEX RCM ensemble

Figure 8 presents the RCMs ΔTN difference maps for DJF (top) and JJA (bottom) compared to AROME's. All RCMs are close to the AROME reference with differences never exceeding 0.4 K for an UHI of around 2–3 K, depending on the season. For DJF, the bias maps mostly highlight regional patterns with low bias over the city. The most important regional biases are noted in the north-west of the domain for ALADIN53, RACMO22E, and WRF381P. These RCMs have in common that they either overestimate the frequency of LWTs associated with above-average DJF temperature in this area (e.g. LWT05 and 07 for ALADIN53 and RACMO22E) or they underestimate the frequency of LWTs with lower than average DJF temperature (e.g. LWT04 for ALADIN53 and WRF381P). The overestimation of LWT05 and 07 frequencies in ALADIN53 (and to a lesser extent RACMO22E) also results in a small positive bias over the city. Other regional patterns are found, such as the positive bias in the North–East of the domain shared by multiple RCMs (HIRHAM5, REMO2009, and REMO2015), which might be due to an overestimation (underestimation) of the LWT01 (LWT02) frequency associated to higher (lower) temperature in this area.

In JJA, more variability is found between the statistically–dynamically downscaled ΔTN for the different RCMs. Regional patterns similar to those found in DJF are also present for some RCMs (e.g. the positive bias in the North-West of the domain for CCLM4-8-17 and HIRHAM5), but the results for JJA are characterised by larger biases in the urban area. This can be explained by the overall larger deviations found in the LWT frequencies in JJA, especially since the Meso-NH UHI_N cover a larger range of intensities in JJA than in DJF. Nonetheless, a comparable maximal absolute bias of 0.4 K is found for both seasons, that means the relative bias is lower in JJA than in DJF. With the exception of COSMO-crCLIM-v1 and HIRHAM5, most RCMs lead to a positive bias over the city. Especially, the UHI_N statistically–dynamically downscaled with ALADIN63 and WRF381P (and to a lesser extent ALADIN53) are too strong and have a too high spatial extent. Each one of those three RCMs overestimate the frequency of one of the four LWTs in JJA associated with strong UHI_N (LWT07 for WRF381P, LWT08 for ALADIN63 and LWT09 for ALADIN53) at the expense of LWTs with low UHI_N (e.g. LWT11).

For ΔTX, no bias is observed over the city (Fig. 9). Instead, a regional gradient of the bias common to most RCMs is noted in the main wind direction (south-west to north-east). As a result, we hypothesise that differences in ΔTX are more driven by the air circulation rather than the surface, which is consistent with daytime UHI characteristics. In JJA, as for ΔTN, more variability is found between RCMs, but this time without urban bias.

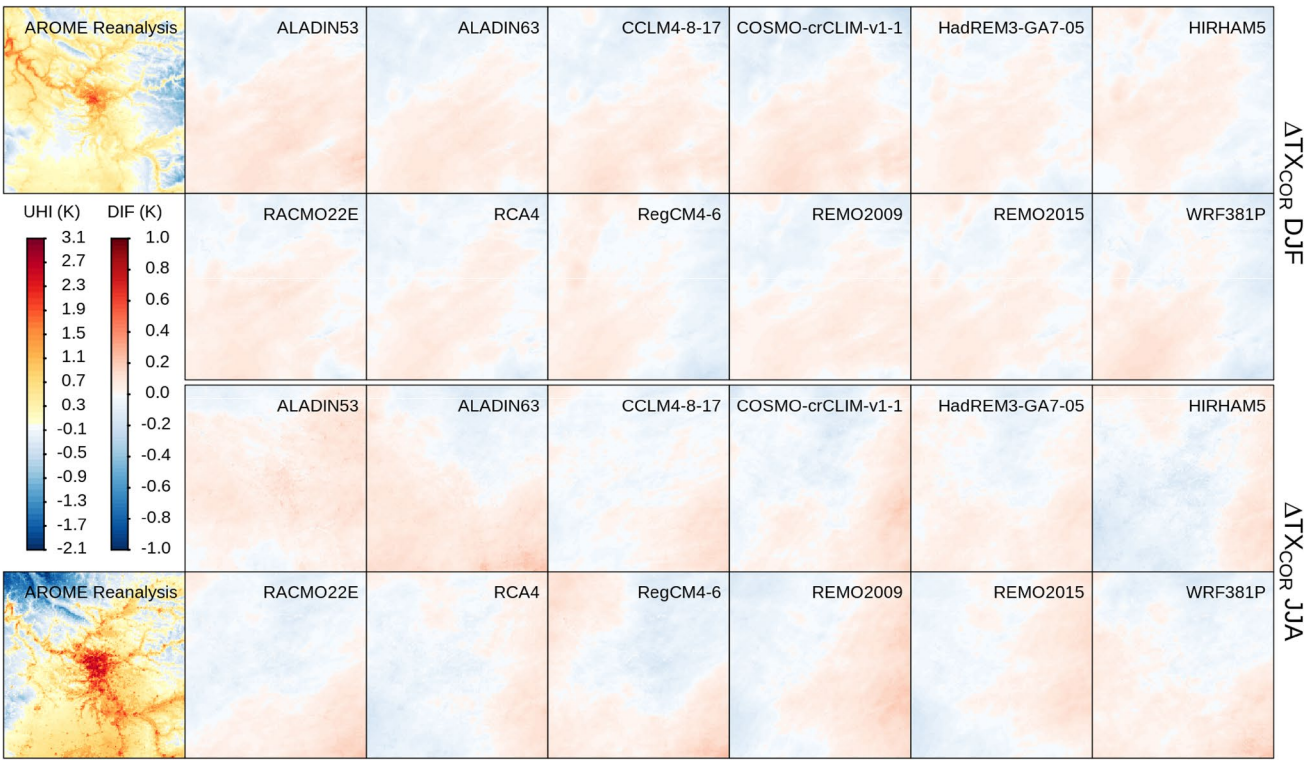


Fig. 9 Same as Fig. 8, but for ΔTX_{COR}

In summary, some differences of the statistically–dynamically downscaled ΔTN and ΔTX are found between RCMs and the AROME reanalysis. Biases are more important in JJA for ΔTN both in rural areas in relation with topographic and climatological gradients, and over the city for some RCMs. We hypothesise that the strongest observed biases are linked to an overestimation of the frequency of the LWTs with large UHI intensities in the mesoscale simulations. Nevertheless, biases remain small (absolute values below 0.4 K) compared to UHI intensities, and the results for the RCMs agree well with those of the AROME reanalysis.

4 Discussion

The SDD methodology developed in the present study to produce high-resolution climatological average UHI fields assumes that the RCM's horizontal resolution is not sufficient to adequately represent the urban climate (e.g. an urban breeze). Furthermore, with resolutions in the order of ten kilometres, RCMs can not simulate cities with a specific urban parameterisation. Based on a community survey, Langendijk et al. (2019) have gathered different information about the surface parameters used in several EURO-CORDEX RCMs and especially regarding the urban representation. While sometimes available, UCMs are not activated for EURO-CORDEX simulations, therefore urban land cover is either treated as rock surfaces, with adjusted parameters (e.g. roughness length for RACMO22E, as well as roughness length and albedo for REMO2009 and WRF381P, Langendijk et al. 2019), or disregarded. To our knowledge, only CCLM4-8-17 and COSMO-crCLIM-v1-1 replaced Paris' city by natural land covers to completely eliminate the UHI effect in their simulation. RCMs also use different land cover databases, different land surface schemes, and different methodologies to deal with subgrid heterogeneity of land covers (e.g. REMO2009 uses a fractional approach, RACMO22E a dominant tile approach and COSMO-CLM a tiling approach, i.e. treats each sub-grid land cover type separately). All these disparities can impact simulation results,

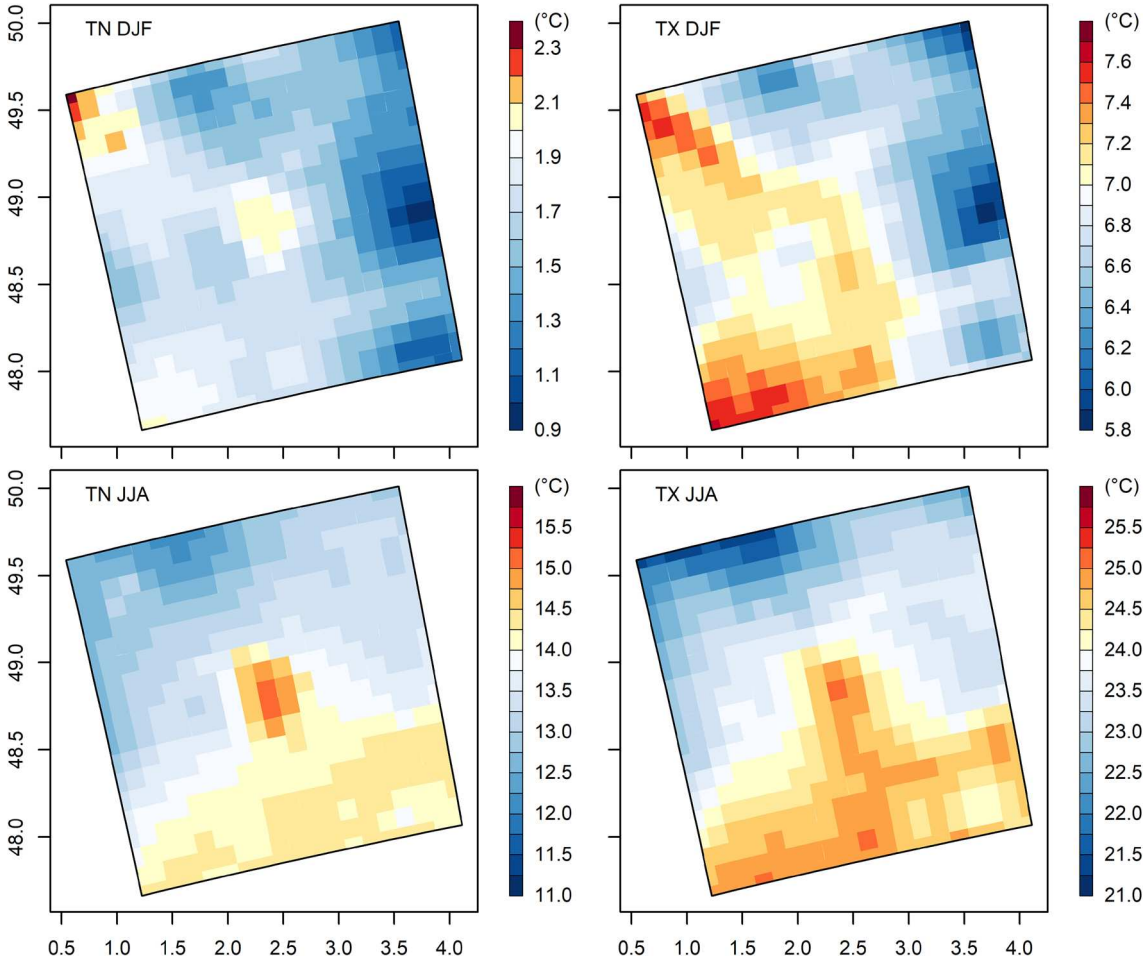


Fig. 10 Average TN and TX simulated by the EURO-CORDEX RCM ensemble for DJF and JJA during 2000–2008. Below and above season-average temperatures are represented in blue and red, respectively

e.g. the near-surface air temperature simulated in the urban environment; Jänicke et al. (2017).

An in-depth analysis of these different approaches could help to understand the differences observed between RCMs but is beyond the scope of the present study. Figure 10 presents the average maps of TN and TX using results of all EURO-CORDEX RCMs for DJF and JJA. Even without explicit urban representations, an influence of the city on local air temperature is found, especially for TN_{JJA}. UHIs directly simulated by the RCMs can be compared to the ones reconstructed by the SDD methodology.

Table 4 lists the mean UHI intensities for TN and TX in DJF and JJA computed in the same way as for the Meso-NH evaluation in Sect. 3.1. UHI intensities are also computed directly in each EURO-CORDEX RCM (UHI_{RCM}) as well as in the statistically–dynamically downscaled maps of ΔTN and ΔTX (UHI_{SDD}), and the observation (UHI_{OBS}). Night-time UHIs directly simulated by RCMs ($UHI_{N,RCM}$) are almost all positive but systematically underestimated. The small positive UHI_N found in the RCMs for which the urban land cover has been replaced by rural land covers might be only due to topographic and regional temperature gradients (e.g. for CCLM4-8-17 and COSMO-crCLIM-v1-1 $UHI_{N,RCM,JJA} = 0.2$ and 0.4 K, respectively). $UHI_{N,RCM}$ is only overestimated by WRF381P in JJA. The underestimation of UHI_N intensities is more important in DJF than in JJA. This could be explained by not taking into account the anthropogenic heat fluxes that are the main driver of the UHI phenomenon in DJF, since heating of buildings is a large contribution to anthropogenic heat flux in DJF, whereas air conditioning of buildings during JJA is not commonly applied in Paris during the selected time period. While RCMs using rock covers are able to simulate positive $UHI_{N,RCM}$, they also systematically overestimate $UHI_{X,RCM}$. This might be due to the thermal properties as well as the lack of shading inherent to the approach of representing cities using rock covers. Because rock surfaces are subject to a high amount of incoming solar radiation, they heat up strongly during the day, resulting in an overestimation of $UHI_{X,RCM}$ that is more important in JJA than DJF because of the greater amount of incoming solar radiation. Conversely, at night, they do not have the heat storage capacity provided by the 3D geometry of the city and cool down more quickly, resulting in lower TN_{URB} and an underestimation of $UHI_{N,RCM,JJA}$.

The SDD part of Table 4 illustrates the multiple remarks made in Sect. 3.3, and also allows for a quantitative comparison against observations. Differences between UHI_{SDD} and UHI_{OBS} may result from both errors in LWT frequencies and Meso-NH biases. To focus on the LWT frequencies part alone, UHI_{SDD} is also computed for the reconstructed UHI maps using the AROME reanalysis. AROME UHI_{SDD} biases are quite similar to the ones observed for the Meso-NH evaluation which reinforces the idea that the LWTs classification is adapted to reconstruct the time series of the UHI. The small differences between AROME UHI_{SDD} and the Meso-NH UHI biases can be explained by the fact that even if the selection of Meso-NH day is done randomly and equaprobably, some days might be favoured by chance (therefore possibly giving more importance to days with greater biases).

Table 4 Average seasonal UHI_N and UHI_X for DJF and JJA during 2000–2008. UHIs are calculated in the same way as for the Meso-NH evaluation (Sect. 3.1)

	UHI_N (K)				UHI_X (K)			
	DJF		JJA		DJF		JJA	
Observation	2.1		3.0		1.2		0.6	
	RCM	SDD	RCM	SDD	RCM	SDD	RCM	SDD
AROME reanalysis	–	2.3	–	3.0	–	1.6	–	2.0
ALADIN53	0.4	2.4	2.1	3.2	0.0	1.6	0.8	2.0
ALADIN63	0.5	2.3	1.3	3.3	0.2	1.6	0.9	2.0
CCLM4-8–17	0.2	2.3	0.2	3.2	0.3	1.6	1.0	1.9
COSMO-crCLIM-v1-1	0.3	2.3	0.4	3.0	0.4	1.6	0.6	1.9
HadREM3-GA7-05	1.1	2.2	2.4	3.1	0.7	1.6	0.9	1.9
HIRHAM5	− 0.2	2.3	1.0	3.0	− 0.2	1.6	0.8	1.9
RACMO22E	0.1	2.3	1.0	3.1	0.1	1.6	0.6	1.9
RCA4	0.4	2.2	1.0	3.1	0.5	1.6	1.6	1.9
REMO2009	1.2	2.2	2.7	3.1	0.5	1.6	1.0	1.9
REMO2015	0.0	2.2	0.9	3.1	− 0.1	1.6	2.0	1.9
RegCM4-6	0.1	2.3	1.0	3.1	0.1	1.6	1.9	1.9
WRF381P	2.0	2.2	4.5	3.3	0.7	1.6	1.8	1.9
ENSEMBLE mean	0.5	2.3	1.5	3.1	0.3	1.6	1.2	1.1

UHI_{SDD} shows overall relatively small deviations from the AROME reanalysis. The largest deviation of $UHI_{N,SDD,JJA}$ is found for WRF381P, which is 0.3 K too large, but which corresponds only to an overestimation of 10% of UHI_{OBS}. Biases are even smaller during the day because UHI_X are quite similar between LWTs both in Meso-NH and in the station observations. Overall, the end results of the statistical–dynamical downscaling are highly satisfactory. The UHI_N intensities are clearly improved by the downscaling compared to the RCM results with average biases of the ensemble in the order of a tenth of a degree. For UHI_X, DJF intensities are also improved due to the downscaling even though they are slightly overestimated. However, because of the Meso-NH TX biases noted in JJA, $UHI_{X,SDD,JJA}$ intensities are overestimated. The dynamical uncertainties coming from the Meso-NH biases are much greater than the statistical uncertainties associated to the LWT attribution errors. Consequently, to improve the overall results of the methodology, efforts should be focused on improving the Meso-NH simulations.

5 Conclusion

A statistical–dynamical downscaling methodology has been developed to produce high-resolution climatological daily UHI fields combining the climatology of the rural areas surrounding the city of Paris (France) from regional climate projections and the urban influence on the local climate simulated with a mesoscale atmospheric model. The methodology has been applied to 12 RCMs from the EURO-CORDEX ensemble for the 2000–2008 period. The different steps of the downscaling approach are evaluated against urban and rural weather station observations. The short-term high-resolution urban climate simulations slightly underestimate TN and overestimate TX. UHIs are overall well simulated, especially in the nighttime with average errors in the order of one tenth of a degree. Important disparities between RCMs are observed on the daily variables used for the LWTs attribution. Nevertheless these differences have on average relatively small impacts on the LWT frequencies simulated by the RCMs. Consequently the reconstructed temperature fields maintain the small Meso-NH biases and allow to strongly improve the UHI intensities compared to those directly simulated by the RCMs.

Limitations common to other SDD methodologies are also present here, such as the stationarity hypothesis of LWTs in a future climate, as well as the stationarity of simulated UHI patterns. Nevertheless the satisfactory results obtained here, combined with the easy applicability of the method encourage its application to other cities where high-resolution urban climate simulations are available. In addition, most of the biases and uncertainties observed during the evaluation are related to the dynamical part of the methodology and could be improved without calling into question the statistical assumptions made. Other steps, specific to the reconstruction of atmospheric forcings have yet to be evaluated, as well as the quantification of the improvement of such a method compared to more simplistic (i.e. other SD) or complex (DD) ones.

By taking into account the UHI signal in climate projections, the SDD method should make it possible to study the evolution of temperature in the city under climate change conditions, and to derive standard meteorological indicators related to thermal effects, e.g. summer days, hot days or tropical nights (Karl et al. 1999; Peterson et al. 2001). Besides the impact diagnostics that can be directly deduced from the method, the data produced could also be used to feed more specific and high-resolution impact models, such as building energy models to evaluate energy consumption (Schoetter et al. 2020), or the indoor conditions of exposure of inhabitants to heat. Other environmental issues linked to urban climate but not directly related to air temperature, e.g. air quality or hydrology (Gidhagen 2020), imply different methodologies for impacts studies. Especially, the impact assessment of climate change on water resources in cities, require specific downscaling methods adapted to rainfall. A reflection is underway on these questions, in order to combine the two approaches and produce complete climatic forcing datasets.

Given the available databases, the methodology could be applied to all major French cities, as well as to other regional climate simulations (e.g. the next generation of EURO-CORDEX based on CMIP6; Eyring et al. 2016). But, it will first be applied on the EURO-CORDEX climate projections to study the effects of climate change on the UHI.

Appendix 1: Local weather type classification and attribution

The Local Weather Types (LWTs) classification developed by Hidalgo and Jougla (2018) uses the "Partition Around Medoids" clustering algorithm (PAM; Kaufman and Rousseeuw 1990) with Gower's distance as a measure of dissimilarity (Gower 1971).

The classification uses five daily variables: the daily thermal amplitude ($dT = TX - TN$ in °C), the daily mean precipitation rate (RR in mm h^{-1}), the daily mean specific humidity (Q in kg kg^{-1}), the daily mean wind speed (FF in m s^{-1}) and the daily mean wind direction (obtained from the daily average of the hourly wind components and expressed in 4 wind quadrants of 90° from the north).

The PAM algorithm uses a matrix of dissimilarity to represent the distance between each pair of days in the AROME re-analysis time series. To produce this matrix, the partial

similarity (S_V) is computed for each variable V and each pair of days (D_1, D_2) by normalising the absolute difference between the two days by the maximum amplitude of V over the complete period ($\Delta V = V_{MAX} - V_{MIN}$)

$$s_{V(D_1,D_2)} = 1 - \frac{\left|V_{D_1} - V_{D_2}\right|}{\Delta V}$$

In the case of the wind direction, which is considered here as a categorical variable (in sectors from 1 to 4), the partial similarity is expressed as:

$$s_{V(D_1,D_2)} = \left\{ \begin{array}{l} 1, \ if \ V_{D_1} = V_{D_2} \\ 0, \ else \end{array} \right\}$$

Gower's index of similarity (S_G) is computed for each pair of days as the average of the partial similarities of the five variables taken into account for the classification:

$$S_{G(D_1,D_2)} = \frac{1}{5} \sum_{j=1}^{5} s_{V_j(D_1,D_2)}$$

And Gower's distance (D_G) which is used to produce the matrix is expressed as:

$$D_{G(D_1,D_2)} = 1 - S_{G(D_1,D_2)}$$

From the dissimilarity matrix, the PAM algorithm chooses a first set of k medoids, and assigns each day to the nearest medoid by minimising the Gower distance, thus forming k clusters. To find a satisfactory non-random first set of clusters, PAM first selects the day with the lowest sum of the distances to all others, and then selects other days (until k is reached) always minimising the total sum of the distances (Schubert and Rousseeuw 2019).

From this initial set of medoids and clusters, PAM swaps all the medoids with all the available days and keeps the day associated with the smallest sum of the distances as a new medoid. The days are then again associated with the closest medoid. These two steps (inversion then reallocation) are repeated until the sum of the distances no longer decreases (Schubert and Rousseeuw 2019).

Hidalgo and Jougla (2018) conducted a sensitivity study to determine the optimal number of clusters. They applied several iterations of PAM by varying the number of prescribed clusters from 4 to 15 and then compared, for the different LWT classifications, the quality of the seasonal diurnal cycles reconstructed from the daily variables (see their temporal downscaling method in Hidalgo and Jougla 2018). For the Paris region, the classification into 12 LWTs (or clusters) gave the best results.

The attribution of LWTs on a new dataset on the basis of an existing classification follows the previous steps with some modifications. A new dissimilarity matrix is constructed for the new data, following the same principle, but retaining for normalisation the maximum amplitude ΔV of the reference classification. The PAM algorithm uses the 12 medoids of the reference classification to assign each day of the new period to one of the clusters by minimising the distance within a cluster while maximising the distance between clusters.

Appendix 2: Sub-daily atmospheric forcing computation

The downscaling methodology presented and evaluated here is restricted to daily minimum and maximum temperatures but can be extended to sub-daily time-steps.

While the LWTs attribution step remains the same, the combination of RCM sub-daily outputs with Meso-NH is more challenging. The finest sub-daily temporal resolution of the RCMs (e.g. three hours for EURO-CORDEX) is to be combined with Meso-NH. The LWTs being defined from daily variables, the simplest approach would be to combine with the three-hourly urban increment of the same Meso-NH day (from 0 to 21 UTC). However, the thermal signature of the city (i.e. the UHI) does not result from the same physical processes during the day and night. Daytime UHI depends on the current atmospheric conditions whereas the nocturnal UHI is strongly governed by the conditions during the previous day, especially the incoming solar radiation that drives the process of heat storage in the construction materials. Therefore, rather than concatenating the daily cycles of the urban increment simulated by Meso-NH at 0 UTC, the transition time between two daily cycles is shifted to 9 UTC when temperature differences between urban and rural areas are expected to be at minimum, ensuring a smoother transition between two cycles. This involves starting the Meso-NH daily cycle at 12 UTC for the selected date and then extending it to 9 UTC using the following day. This date can correspond to a different LWT but it is assumed that the urban increments between 0 and 9 UTC are influenced by the previous day's conditions. For this purpose, the next day of every simulation is also simulated (i.e. 104 days) resulting in a total of 359 simulated days. Following this approach, time series of sub-daily climate projections maps of 200 × 200 km taking into account the effect of the city on the atmosphere are created and can, in turn, be used to drive impact models.

Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated

otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/.

References

Arnfield AJ (2003) Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. Int J Climatol J R Meteorol Soc 23(1):1–26. https://doi.org/10.1002/joc.859

Barles S (2007) Urban metabolism and river systems: an historical perspective–Paris and the Seine, 1790–1970

Beck C, Philipp A (2010) Evaluation and comparison of circulation type classifications for the European domain. Phys Chem Earth Parts A/B/C 35(9–12):374–387. https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.01.001

Berne A, Delrieu G, Creutin JD, Obled C (2004) Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. J Hydrol 299(3–4):166–179. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.002

Bocher E, Petit G, Bernard J, Palominos S (2018) A geoprocessing framework to compute urban indicators: the MApUCE tools chain. Urban Clim 24:153–174. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2018.01.008

Boé J, Terray L, Habets F, Martin E (2006) A simple statistical–dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. J Geophys Res Atmos 111:D23. https://doi.org/10.1029/2005JD006889

Bohnenstengel SI, Evans S, Clark PA, Belcher S (2011) Simulations of the London urban heat island. Q J R Meteorol Soc 137(659):1625–1640. https://doi.org/10.1002/qj.855

Bougeault P, Lacarrere P (1989) Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta–scale model. Mon Weather Rev 117(8):1872–1890

Bueno B, Pigeon G, Norford LK, Zibouche K, Marchadier C (2012) Development and evaluation of a building energy model integrated in the TEB scheme.https://doi.org/10.5194/gmd-5-433-2012

Buyantuyev A, Wu J (2009) Urbanization alters spatiotemporal patterns of ecosystem primary production: a case study of the Phoenix metropolitan region, USA. J Arid Environ 73(4–5):512–520. https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2008.12.015

Cassou C, Terray L, Phillips AS (2005) Tropical Atlantic influence on European heat waves. J Clim 18(15):2805–2811. https://doi.org/10.1175/JCLI3506.1

Champeaux JL, Masson M, Chauvin F (2005) ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution. Meteorol Appl 12:29–32. https://doi.org/10.1017/S1350482705001519

Christensen OB, Drews M, Christensen JH, Dethloff K, Ketelsen K, Hebestadt I, Rinke A (2007) The HIRHAM regional climate model. Version 5 (beta)

Christensen JH, Kanikicharla KK, Aldrian E, An SI, Cavalcanti IFA, de Castro M, et al. (2013) Climate phenomena and their relevance for future regional climate change. In: Climate change 2013 the physical science basis: working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, pp 1217–1308. https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.028

Colin J, Déqué M, Radu R, Somot S (2010) Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations: influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. Tellus A Dyn Meteorol Oceanogr 62(5):591–604. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00467.x

Daniel M, Lemonsu A, Déqué M, Somot S, Alias A, Masson V (2019) Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions. Clim Dyn 52(5–6):2745–2764. https://doi.org/10.1007/s00382-018-4289-x

Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S et al (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q J R Meteorol Soc 137(656):553–597. https://doi.org/10.1002/qj.828

Doms G, Baldauf M (2011) A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part I. Dynamics and numerics. Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Doms G, Förstner J, Heise E, Herzog HJ, Mironov D, Raschendorfer M et al (2011) A description of the nonhydrostatic regional COSMO model. Part II. Physical parameterization. Deutscher Wetterdienst, Offenbach

Dousset B, Gourmelon F, Laaidi K, Zeghnoun A, Giraudet E, Bretin P, Mauri E, Vandentorren S (2011) Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area. Int J Climatol 31(2):313–323. https://doi.org/10.1002/joc.2222

Duchêne F, Van Schaeybroeck B, Caluwaerts S, De Troch R, Hamdi R, Termonia P (2020) A Statistical–dynamical methodology to downscale regional climate projections to urban scale. J Appl Meteorol Climatol 59(6):1109–1123. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0104.1

Duh JD, Shandas V, Chang H, George LA (2008) Rates of urbanisation and the resiliency of air and water quality. Sci Total Environ 400(1–3):238–256. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2008.05.002

ECMWF (2019) Changes in ECMWF model-evolution of the IFS. https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model

Ewing R, Rong F (2008) The impact of urban form on US residential energy use. Housing Policy Debate 19(1):1–30. https://doi.org/10.1080/10511482.2008.9521624

Eyring V, Bony S, Meehl GA, Senior CA, Stevens B, Stouffer RJ, Taylor KE (2016) Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. Geoscie Model Dev 9(5):1937–1958. https://doi.org/10.5194/gmdd-8-10539-2015

Faroux S, Kaptué Tchuenté AT, Roujean JL, Masson V, Martin E, Moigne PL (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. Geosci Model Dev 6(2):563–582. https://doi.org/10.5194/gmd-6-563-2013

Fletcher TD, Andrieu H, Hamel P (2013) Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters: a state of the art. Adv Water Resour 51:261–279. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.09.001

Foster SSD, Morris BL, Lawrence AR (1994). Effects of urbanization on groundwater recharge. In: Groundwater problems in urban areas: proceedings of the international conference organized by the institution of civil engineers and held in London, 2–3 June 1993. Thomas Telford Publishing, pp 43–63. https://doi.org/10.1680/gpiua.19744.0005

Frey-Buness F, Heimann D, Sausen R (1995) A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. Theoret Appl Climatol 50(3–4):117–131. https://doi.org/10.1007/BF00866111

Gardes T, Schoetter R, Hidalgo J, Long N, Marquès E, Masson V (2020) Statistical prediction of the nocturnal urban heat island intensity based on urban morphology and geographical factors-An investigation based on numerical model results for a

large ensemble of French cities. Sci Total Environ. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.139253
Gidhagen L, Olsson J, Amorim JH, Asker C, Belusic D, Carvalho AC, Lindstedt D (2020) Towards climate services for European cities: lessons learnt from the Copernicus project Urban SIS. Urban Clim 31:100549
Giorgi F, Jones C, Asrar GR (2009) Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. World Meteorol Organ Bull 58(3):175
Giorgi F, Coppola E, Solmon F, Mariotti L, Sylla MB, Bi X et al (2012) RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. Clim Res 52:7–29. https://doi.org/10.3354/cr01018
Gosling SN, Lowe JA, McGregor GR, Pelling M, Malamud BD (2009) Associations between elevated atmospheric temperature and human mortality: a critical review of the literature. Clim Change 92(3–4):299–341. https://doi.org/10.1007/s10584-008-9441-x
Gower JC (1971) A general coefficient of similarity and some of its properties. Biometrics. https://doi.org/10.2307/2528823
Graham LP, Andréasson J, Carlsson B (2007) Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods—a case study on the Lule River basin. Clim Change 81(1):293–307. https://doi.org/10.1007/s10584-006-9215-2
Gutiérrez C, Somot S, Nabat P, Mallet M, Corre L, van Meijgaard E et al (2020) Future evolution of surface solar radiation and photovoltaic potential in Europe: investigating the role of aerosols. Environ Res Lett 15(3):034035. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6666
Hammond MJ, Chen AS, Djordjević S, Butler D, Mark O (2015) Urban flood impact assessment: a state-of-the-art review. Urban Water J 12(1):14–29. https://doi.org/10.1080/1573062X.2013.857421
Hidalgo J, Jougla R (2018) On the use of local weather types classification to improve climate understanding: an application on the urban climate of Toulouse. PLoS One 13(12):e0208138. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0208138
Hidalgo J, Masson V, Baehr C (2014) From daily climatic scenarios to hourly atmospheric forcing fields to force soil–vegetation–atmosphere transfer models. Front Environ Sci 2:40. https://doi.org/10.3389/fenvs.2014.00040
Hoffmann P, Schoetter R, Schlünzen H (2018) Statistical–dynamical downscaling of the urban heat island in Hamburg, Germany. Meteorol Z 27:89–109. https://doi.org/10.1127/metz/2016/0773
Hogrefe C, Lynn B, Civerolo K, Ku JY, Rosenthal J, Rosenzweig C et al (2004) Simulating changes in regional air pollution over the eastern United States due to changes in global and regional climate and emissions. J Geophys Res Atmos 109:D22. https://doi.org/10.1029/2004JD004690
Hope D, Gries C, Zhu W, Fagan WF, Redman CL, Grimm NB et al (2008) Socioeconomics drive urban plant diversity. Urban Ecology. Springer, Boston, pp 339–347. https://doi.org/10.1007/978-0-387-73412-5_21
IPCC (2018) Global Research and Action Agenda on Cities and Climate Change Science. Cities IPCC, Geneve
Jacob D, Elizalde A, Haensler A, Hagemann S, Kumar P, Podzun R et al (2012) Assessing the transferability of the regional climate model REMO to different coordinated regional climate downscaling experiment (CORDEX) regions. Atmosphere 3(1):181–199. https://doi.org/10.3390/atmos3010181
Jänicke B, Meier F, Fenner D, Fehrenbach U, Holtmann A, Scherer D (2017) Urban–rural differences in near-surface air temperature as resolved by the Central Europe Refined analysis (CER): sensitivity to planetary boundary layer schemes and urban canopy models. Int J Climatol 37(4):2063–2079. https://doi.org/10.1002/joc.4835
Jougla R, Hidalgo J, Pouponneau B (2019) Identification des situations météorologiques locales pour une cinquantaine de villes françaises. La Météorol. https://doi.org/10.4267/2042/70370
Kain JS, Fritsch JM (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J Atmos Sci 47(23):2784–2802
Karl TR, Nicholls N, Ghazi A (1999) Clivar/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes workshop summary. Weather and climate extremes. Springer, Dordrecht, pp 3–7
Kaufman L, Rousseeuw PJ (1990) Partitioning around medoids (program pam). Find Groups Data Introd Cluster Anal 344:68–125
Kolokotroni M, Ren X, Davies M, Mavrogianni A (2012) London's urban heat island: impact on current and future energy consumption in office buildings. Energy Build 47:302–311. https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2011.12.019
Kovats RS, Hajat S (2008) Heat stress and public health: a critical review. Annu Rev Public Health 29:41–55. https://doi.org/10.1146/annurev.publhealth.29.020907.090843
Künzli N, Kaiser R, Medina S, Studnicka M, Chanel O, Filliger P et al (2000) Public-health impact of outdoor and traffic-related air pollution: a European assessment. Lancet 356(9232):795–801. https://doi.org/10.1016/S0140-6736(00)02653-2
Kwok YT, Schoetter R, Lau KKL, Hidalgo J, Ren C, Pigeon G, Masson V (2019) How well does the local climate zone scheme discern the thermal environment of Toulouse (France)? An analysis using numerical simulation data. Int J Climatol 39(14):5292–5315. https://doi.org/10.1002/joc.6140
Lac C, Chaboureau P, Masson V, Pinty P, Tulet P, Escobar J et al (2018) Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. Geosci Model Dev 11:1929–1969. https://doi.org/10.5194/gmd-11-1929-2018
Landrigan PJ, Fuller R, Acosta NJ, Adeyi O, Arnold R, Baldé AB et al (2018) The Lancet Commission on pollution and health. Lancet 391(10119):462–512. https://doi.org/10.1016/S0140-6736(17)32345-0
Langendijk GS, 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
Lauwaet D, Maiheu B, De Ridder K, Boënne W, Hooyberghs H, Demuzere M, Verdonck ML (2020) A new method to assess fine-scale outdoor thermal comfort for urban agglomerations. Climate 8(1):6. https://doi.org/10.3390/cli8010006
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.https://doi.org/10.5194/gmd-5-1377-2012
Lemonsu A, Kounkou-Arnaud R, Desplat J, Salagnac JL, Masson V (2013) Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate. Clim Change 116(3–4):679–692. https://doi.org/10.1007/s10584-012-0521-6
Lemonsu A, Beaulant AL, Somot S, Masson V (2014) Evolution of heat wave occurrence over the Paris basin (France) in the 21st century. Clim Res 61(1):75–91. https://doi.org/10.3354/cr01235
Lemonsu A, Viguie V, Daniel M, Masson V (2015) Vulnerability to heat waves: impact of urban expansion scenarios on urban heat island and heat stress in Paris (France). Urban Clim 14:586–605. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2015.10.007
Leung LR, Gustafson WI Jr (2005) Potential regional climate change and implications to US air quality. Geophys Res Lett 32:16. https://doi.org/10.1029/2005GL022911
Leutwyler D, Lüthi D, Ban N, Fuhrer O, Schär C (2017) Evaluation of the convection-resolving climate modeling approach on

continental scales. J Geophys Res Atmos 122(10):5237–5258. https://doi.org/10.1002/2016JD026013

Maraun D (2013) Bias correction, quantile mapping, and downscaling: revisiting the inflation issue. J Clim 26(6):2137–2143. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00821.1

Masson V (2000) A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. Bound Layer Meteorol 94(3):357–397. https://doi.org/10.1023/A:1002463829265

Masson V, Champeaux JL, 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 16(9):1261–1282. https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.9.1261

Masson V, Le Moigne P, Martin E, Faroux S, Alias A, Alkama R et al. (2013) The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. https://doi.org/10.5194/gmd-6-929-2013

Menut L, Tripathi OP, Colette A, Vautard R, Flaounas E, Bessagnet B (2013) Evaluation of regional climate simulations for air quality modelling purposes. Clim Dyn 40(9–10):2515–2533. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1345-9

Mignot E, Li X, Dewals B (2019) Experimental modelling of urban flooding: a review. J Hydrol 568:334–342. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.11.001

Mitchell VG, Mein RG, McMahon TA (2001) Modelling the urban water cycle. Environ Model Softw 16(7):615–629. https://doi.org/10.1016/S1364-8152(01)00029-9

Muratet A, Machon N, Jiguet F, Moret J, Porcher E (2007) The role of urban structures in the distribution of wasteland flora in the greater Paris area, France. Ecosystems 10(4):661. https://doi.org/10.1007/s10021-007-9047-6

Oke TR (1973) City size and the urban heat island. Atmos Environ (1967) 7(8):769–779. https://doi.org/10.1016/0004-6981(73)90140-6

Oke TR (1981) Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: comparison of scale model and field observations. J Climatol 1(3):237–254. https://doi.org/10.1002/joc.3370010304

Patz JA, Campbell-Lendrum D, Holloway T, Foley JA (2005) Impact of regional climate change on human health. Nature 438(7066):310–317. https://doi.org/10.1038/nature04188

Pergaud J, Masson V, Malardel S, Couvreux F (2009) A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. Bound Layer Meteorol 132(1):83

Perkins SE, Pitman AJ, Sisson SA (2013) Systematic differences in future 20 year temperature extremes in AR4 model projections over Australia as a function of model skill. Int J Climatol 33(5):1153–1167. https://doi.org/10.1002/joc.3500

Peterson T, Folland C, Gruza G, Hogg W, Mokssit A, Plummer N (2001) Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs. World Meteorological Organization, Geneva

Philipp A, Bartholy J, Beck C, Erpicum M, Esteban P, Fettweis X et al (2010) Cost733cat—a database of weather and circulation type classifications. Phys Chem Earth Parts A/B/C 35(9–12):360–373. https://doi.org/10.1016/j.pce.2009.12.010

Piani C, Haerter JO, Coppola E (2010) Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. Theoret Appl Climatol 99(1–2):187–192. https://doi.org/10.1007/s00704-009-0134-9

Pigeon G, Zibouche K, Bueno B, Le Bras J, Masson V (2014) Improving the capabilities of the town energy balance model with up-to-date building energy simulation algorithms: an application to a set of representative buildings in Paris. Energy Build 76:1–14. https://doi.org/10.1016/j.enbuild.2013.10.038

Pouponneau B, Pourret V, Faucou É, Mestre O, Sorel M, Bellini R et al (2017) Évaluation de la ressource éolienne terrestre en France. Météorologie. https://doi.org/10.4267/2042/62457

Revi A, Satterthwaite DE, Aragón-Durand F, Corfee-Morlot J, Kiunsi RBR, Pelling M, Roberts DC, Solecki W (2014) Urban areas. In: Field CB, Barros VR, Dokken DJ, Mach KJ, Mastrandrea MD, Bilir TE, Chatterjee M, Ebi KL, Estrada YO, Genova RC, Girma B, Kissel ES, Levy AN, MacCracken S, Mastrandrea PR, White LL (eds) 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. Cambridge University Press, Cambridge, pp 535–612

Rummukainen M (2010) State-of-the-art with regional climate models. Wiley Interd Rev Clim Change 1(1):82–96. https://doi.org/10.1002/wcc.8

Salmond J, Sabel CE, Vardoulakis S (2018) Towards the integrated study of urban climate, air pollution, and public health. https://doi.org/10.3390/cli6010014

Samuelsson P, Gollvik S, Kupiainen M, Kourzeneva E, van de Berg WJ (2015) The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4). SMHI, Norrköping

Santamouris M, Papanikolaou N, Livada I, Koronakis I, Georgakis C, Argiriou A, Assimakopoulos DN (2001) On the impact of urban climate on the energy consumption of buildings. Sol Energy 70(3):201–216. https://doi.org/10.1016/S0038-092X(00)00095-5

Schoetter R, Masson V, Bourgeois A, Pellegrino M, Lévy JP (2017) Parametrisation of the variety of human behaviour related to building energy consumption in the Town Energy Balance (SURFEX-TEB v. 8.2). Geoscientific Model Development, 10(7), 2801. doi: https://doi.org/10.5194/gmd-10-2801-2017

Schoetter R, Masson V, Amossé A, Bernard J, Bocher E, Bonhomme M et al (2019) Caractérisation du tissu urbain français pour la modélisation du climat urbain et de son interaction avec la consommation énergétique dans les bâtiments. Météorologie. https://doi.org/10.4267/2042/70169

Schoetter R, Hidalgo J, Jougla R, Masson V, Rega M, Pergaud J (2020) A statistical-dynamical downscaling for the urban heat island and building energy consumption—analysis . J Appl Meteorol Climatol 59(5):859–883. https://doi.org/10.1175/JAMC-D-19-0182.1

Schubert E, Rousseeuw PJ (2019) Faster k-medoids clustering: improving the PAM, CLARA, and CLARANS algorithms. In: International conference on similarity search and applications. Springer, Cham, pp 171–187

Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F et al (2011) The AROME-France convective-scale operational model. Mon Weather Rev 139(3):976–991. https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1

Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM, Wang W, Powers JG (2005) A description of the advanced research WRF version 2 (No. NCAR/TN-468+ STR). National Center for Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div.

Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, et al. (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, p 1535

Taylor KE, Stouffer RJ, Meehl GA (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull Am Meteorol Soc 93(4):485–498. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1

Tobin I, Vautard R, Balog I, Bréon FM, Jerez S, Ruti PM et al (2015) Assessing climate change impacts on European wind energy from ENSEMBLES high-resolution climate projections. Clim Change 128(1–2):99–112. https://doi.org/10.1007/s10584-014-1291-0

Tornay N, Schoetter R, Bonhomme M, Faraut S, Masson V (2017) GENIUS: a methodology to define a detailed description of buildings for urban climate and building energy consumption

simulations. Urban Clim 20:75–93. https://doi.org/10.1016/j.uclim.2017.03.002

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

van Meijgaard E, van Ulft LH, van de Berg WJ, Bosveld FC, van den Hurk BJJM, Lenderink G, Siebesma AP (2008) The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1. KNMI, De Bilt, p 43

van Meijgaard E, van Ulft LH, Lenderink G, De Roode SR, Wipfler EL, Boers R, van Timmermans RMA (2012) Refinement and application of a regional atmospheric model for climate scenario calculations of Western Europe (No. KVR 054/12). KVR.

Vautard R, Menut L, Beekmann M, Chazette P, Flamant PH, Gombert D et al (2003) A synthesis of the Air Pollution Over the Paris Region (ESQUIF) field campaign. J Geophys Res Atmos 108:D17. https://doi.org/10.1029/2003JD003380

Vautard R, Gobiet A, Jacob D, Belda M, Colette A, Déqué M et al (2013) The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. Clim Dyn 41(9–10):2555–2575. https://doi.org/10.1007/s00382-013-1714-z

Viguie V, Lemonsu A, Hallegatte S, Beaulant AL, Marchadier C, Masson V et al (2020) Early adaptation to heat waves and future reduction of air-conditioning energy use in Paris. Environ Res Lett. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab6a24

Walters D, Baran AJ, Boutle I, Brooks M, Earnshaw P, Edwards J et al (2019) The Met Office Unified Model global atmosphere 7.0/7.1 and JULES global land 7.0 configurations. Geosci Model Dev 12(5):1909–1963. https://doi.org/10.5194/gmd-12-1909-2019

Wilby RL (2007) A review of climate change impacts on the built environment. Built Environ 33(1):31–45. https://doi.org/10.2148/benv.33.1.31

Wilby RL, Wigley TM (1997) Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations. Prog Phys Geogr 21(4):530–548. https://doi.org/10.1177/030913339702100403

Wu J (2014) Urban ecology and sustainability: the state-of-the-science and future directions. Landsc Urban Plann 125:209–221. https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2014.01.018

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

4.4 Préparation des données climatiques pour le modèle TEB

L'utilisation du modèle TEB en mode forcé pour réaliser des études d'impacts du changement climatique en ville nécessite des jeux de données météorologiques spécifiques. Ces forçages atmosphériques ne sont pas systématiquement produits par les RCM au format désiré, et certaines données ont donc besoin d'être recalculées ou adaptées aux problématiques urbaines.

4.4.1 Données climatiques requises pour forcer TEB

Les données requises pour forcer la plateforme de modélisation des surfaces continentales SURFEX (incluant TEB) sont le rayonnement solaire incident diffus et direct, le rayonnement infrarouge incident, la pression atmosphérique, les taux de précipitations solides et liquides, la température de l'air, l'humidité spécifique de l'air, la vitesse et la direction du vent (tableau 4.1). Certaines de ces données ne sont pas directement fournies par les projections climatiques des modèles EURO–CORDEX et sont donc recalculées à partir des variables disponibles et de modèles statistiques.

Tableau 4.1. Description des données climatiques nécessaires au forçage de SURFEX et de la reconstruction par la méthode de descente d'échelle. RCM dénote les valeurs fournies par le RCM, Meso–NH les champs de spatialisation calculés à partir des simulations haute résolution, et SPA le champ spatialisé combinant RCM et Meso–NH.

Variable			**Méthode de calcul**	**Résolution**
Température de l'air	T	(K)	$f\left(T_{RCM}, T_{Meso-NH}\right)$	1 km
Pression atmosphérique	PS	(Pa)	$f\left(PS_{RCM}, PS_{Meso-NH}\right)$	1 km
Rayonnement infrarouge incident	LW↓	($\mathrm{W\,m^{-2}}$)	$f\left(LW\downarrow_{RCM}, T_{SPA}\right)$	1 km
Humidité spécifique de l'air	q	($\mathrm{kg\,kg^{-1}}$)	$f\left(U_{RCM}, T_{SPA}, PS_{SPA}\right)$	1 km (U unif)
Taux de précipitations liquides	RRliq	($\mathrm{mm\,s^{-1}}$)	$f\left(RR_{RCM}, T_{SPA}\right)$	1 km (RR unif)
Taux de précipitations solides	RRsol	($\mathrm{mm\,s^{-1}}$)	$f\left(RR_{RCM}, T_{SPA}\right)$	1 km (RR unif)
Force du vent	FF	($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	FF_{RCM}	Uniforme
Rayonnement solaire direct incident	$\mathrm{SW}_{dir}\downarrow$	($\mathrm{W\,m^{-2}}$)	$SW\downarrow_{RCM}$	Uniforme
Rayonnement solaire diffus incident	$\mathrm{SW}_{dif}\downarrow$	($\mathrm{W\,m^{-2}}$)	$SW\downarrow_{RCM}$	Uniforme
Direction du vent	DD	(°)	Constante	Uniforme

La séparation entre pluie et neige n'ayant pas un effet déterminant sur l'ICU, elle est simplement effectuée en fonction d'un seuil appliquée sur la température de l'air. Suivant

les observations faites par Jennings *et al.* (2018) sur l'Europe, le seuil de 1 K est choisi :

$$RR = \begin{cases} RRliq & \text{si } T \geq 1K \\ RRsol & \text{sinon} \end{cases} \tag{4.5}$$

La partition du $SW \downarrow$ en deux composantes de rayonnement direct ($SW_{dir} \downarrow$) et diffus ($SW_{dif} \downarrow$) peut avoir un impact plus important sur les résultats des simulations TEB, par exemple pour le calcul d'indicateurs de stress thermique comme l'UTCI qui dépend du rayonnement reçu par un individu dans la rue-canyon (section 2.1). Le modèle statistique de Erbs *et al.* (1982) est utilisé ici. Il détermine la fraction DF de $SW \downarrow$ diffus par rapport au $SW \downarrow$ total en fonction d'un indice de visibilité du ciel. Cet indice est défini comme la fraction FT de $SW \downarrow$ total observé au sol (ici simulé par les RCM) par rapport au $SW \downarrow$ théorique attendu sur un plan parallèle au sol situé en haut de l'atmosphère :

$$FT(t) = \frac{SW \downarrow (t)}{I(t) \times \cos(\alpha(t))} \tag{4.6}$$

avec $SW \downarrow (t)$ le rayonnement fourni en surface par le RCM au pas de temps t, $I(t)$ le rayonnement théoriquement attendu en haut de l'atmosphère et $\alpha(t)$ l'angle zénithal.

La fraction DF suit des lois statistiques établies selon les conditions sur FT :

$$DF(t) = \begin{cases} 1 - 0,09 \times FT(t) & \text{si } FT(t) \leq 0,22 \\ 0,9511 - 0,1604 \times FT(t) + 4,388 \times FT(t)^2 & \\ \quad -16,638 \times FT(t)^3 + 12,336 \times FT(t)^4 & \text{si } 0,22 \leq FT(t) < 0,8 \\ 0,165 & \text{sinon} \end{cases} \tag{4.7}$$

Le modèle de Erbs *et al.* (1982) a été appliqué aux données de rayonnement mesurées sur le site de la Météopole à Toulouse entre le 16/06/2012 et le 31/12/2018. La figure 4.3 représente les cycles diurnes saisonniers moyens (DJF et JJA) observés et reconstruits. Le modèle est capable de représenter la dynamique journalière du $SW \downarrow$ avec une légère sous-estimation du diffus en DJF et sur-estimation en JJA. Les biais moyens restent néanmoins très faibles (inférieur à 20 et 40 $\mathrm{W\,m^{-2}}$ en DJF et JJA, respectivement).

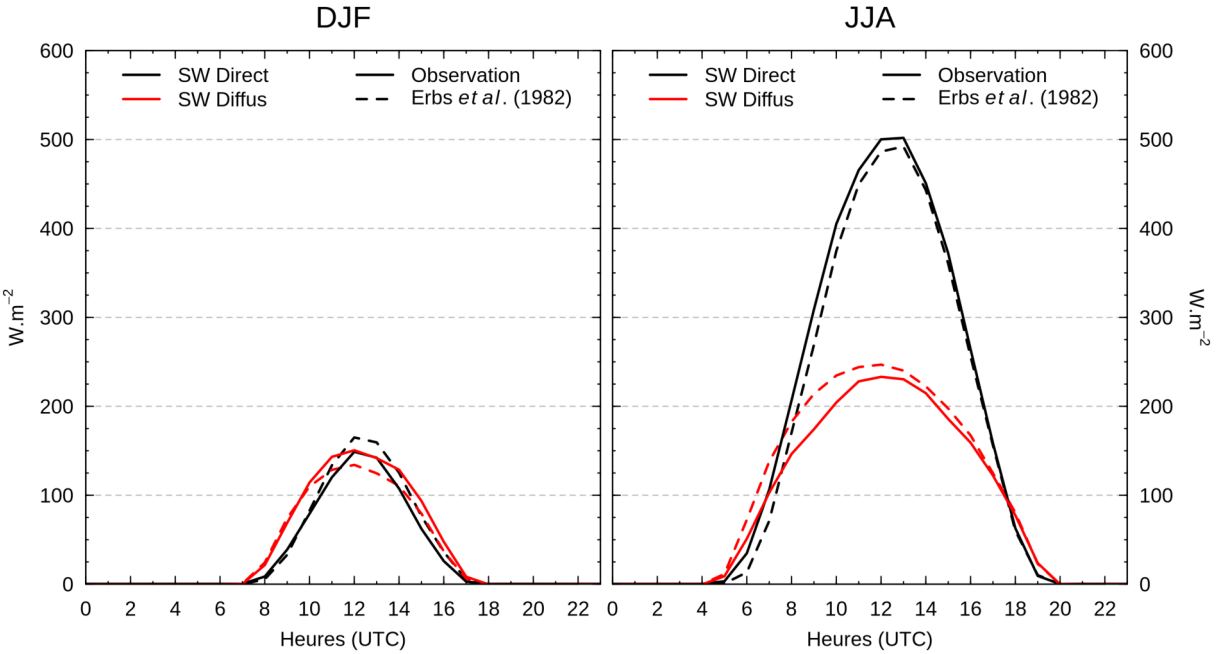


FIGURE 4.3. Comparaison des cycles diurnes moyens saisonniers (DJF et JJA) des rayonnements courtes longueurs d'onde direct et diffus calculés à partir du modèle de Erbs *et al.* (1982) et observés à Toulouse.

La méthode de descente d'échelle décrite précédemment spatialise la température (en nouveaux champs T_{SPA}) à partir des champs fournis par les simulations Meso–NH. L'évolution de la température étant associée à l'évolution d'autres variables comme l'humidité spécifique (q) ou le rayonnement longues longueurs d'onde incident ($LW \downarrow$), sa correction peut entraîner l'apparition d'inconsistances physiques. Pour éviter des problèmes de sursaturation en eau de l'air, q est recalculée à partir des températures spatialisées et en conservant l'humidité relative (U, uniforme) initiale du RCM, c.-à-d. la quantité de vapeur d'eau effectivement contenue dans l'air par rapport à la quantité maximale possible. Le rayonnement atmosphérique $LW \downarrow$ dépend de la température de l'atmosphère selon la formule de Stefan-Boltzmann ($\epsilon\sigma T^4$, avec ϵ l'émissivité de l'atmosphère et σ la constante de Stefan-Boltzmann). Il est donc recalculé ici à partir des T_{SPA} spatialisées. Enfin, la partition des précipitations en pluie et neige selon un seuil en température (présentée plus haut) tient également compte des variations spatiales de température. Les autres variables de rayonnement solaire incident ($SW \downarrow$) et force et direction du vent (FF et DD) ne sont volontairement pas spatialisés en raison des trop grandes hétérogénéités spatiales et temporelles observées, dues à la variabilité météorologique locale (p. ex. la présence de nuages pour $SW \downarrow$ ou d'effets orographiques pour FF). Ces variables conservent la valeur initiale du RCM, qui est étendue à tout le domaine de manière uniforme. L'ensemble des adaptations appliquées sur les données de forçages est synthétisé dans le tableau 4.1.

4.4.2 Résolution temporelle des forçages atmosphériques

Pour capturer le cycle journalier des conditions micro-climatiques spécifiques au milieu urbain, les données de forçage alimentent habituellement le système SURFEX au pas de temps horaire, voire infra-horaire. Étant donné que les projections des modèles climatiques EURO–CORDEX ne fournissent des données que toutes les 3 heures, des analyses préliminaires ont été réalisées afin d'évaluer la sensibilité des résultats au pas de temps de forçage. Des simulations ont été faites avec SURFEX (TEB) sur un point de grille de référence (localisé sur Paris et donc urbanisé) en appliquant des forçages atmosphériques horaires, puis dégradés au pas de temps tri-horaire sur la période 2001–2010. La comparaison des deux configurations (non présentée ici) a montré une faible variabilité dans les résultats obtenus, pour la $T2M$ ainsi que les températures des différentes facettes du canyon (c.-à-d. route, mur et toit).

La méthode de descente d'échelle fournit donc des données de forçage au pas de temps tri-horaire. Au cours des simulations SURFEX, les forçages atmosphériques sont recalculés à chaque pas de temps physique de modèle par une interpolation linéaire simple. Cette approche, satisfaisante pour la majorité des variables de forçage, est imparfaite pour le rayonnement courtes longueurs d'onde incident lorsque le pas de temps de forçage est long (comme ici, avec des données tri-horaires). Le lever et le coucher du soleil peuvent être mal capturés et décalés dans le temps. Le maximum journalier d'ensoleillement peut être lui aussi décalé et sensiblement sous-estimé, tout comme le cumul journalier d'ensoleillement. Un changement d'interpolation a été implémenté dans SURFEX, en interpolant linéairement la fraction de rayonnement théorique FT (équation 4.6) plutôt que $SW_{dir} \downarrow$ et $SW_{dif} \downarrow$. L'hypothèse sous-jacente est que l'évolution de FT est au moins tout aussi linéaire que celle du rayonnement mais qu'elle permet de mieux prendre en compte le pic de rayonnement solaire attendu en milieu de journée, et également d'éviter des valeurs de rayonnement positives en début et fin de journée, alors que le soleil est couché. Cette méthode a été comparée à une interpolation linéaire simple, face aux observations de rayonnement du site de la Météopole à Toulouse. Les cycles diurnes saisonniers moyens (figure 4.4) sont grandement améliorés avec une meilleure estimation du lever et du coucher du soleil, ainsi que du midi solaire.

4.4.3 Niveau atmosphérique des forçages

Les conditions atmosphériques de température, humidité et vent imposées au modèle doivent être appliquées au-dessus du sommet de la couche de canopée urbaine, suffisamment haut pour s'affranchir des effets turbulents importants présents dans la sous-couche rugueuse et de l'influence directe des obstacles individuels. Les variables

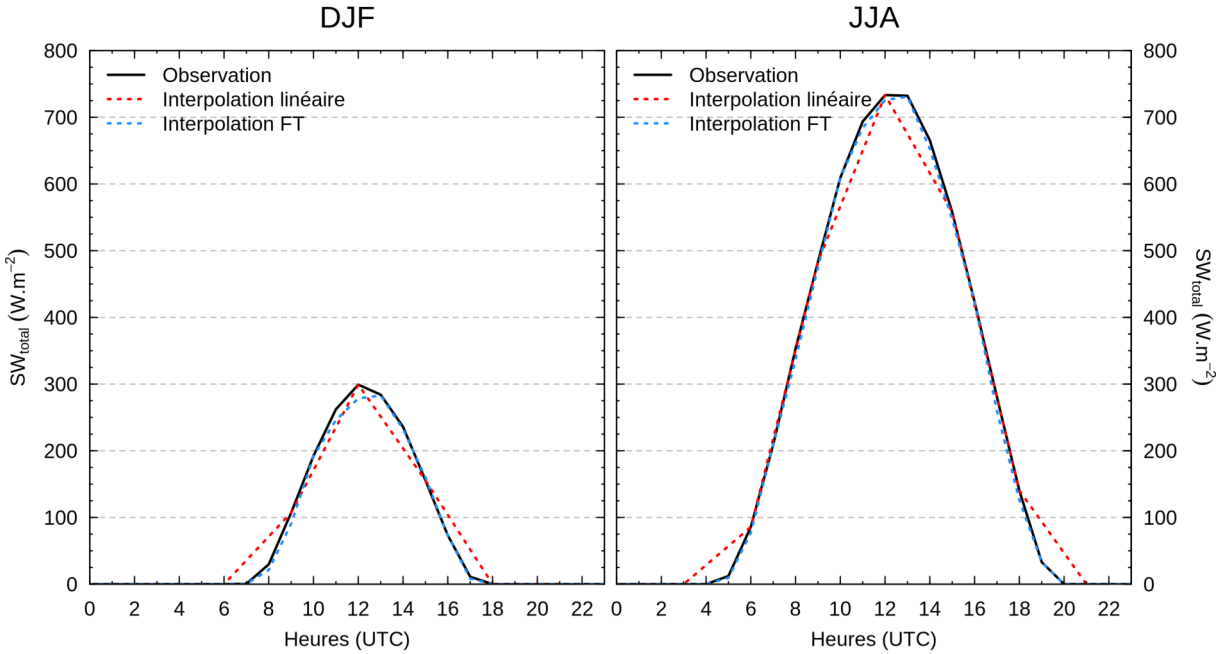


FIGURE 4.4. Comparaison des cycles diurnes moyens saisonniers (DJF et JJA) du rayonnement courtes longueurs d'onde obtenus grâce à la nouvelle méthode d'interpolation implémentée dans SURFEX face à une interpolation linéaire et au cycle horaire observé à Toulouse.

météorologiques fournies par les RCM sont classiquement disponibles à 2 m au-dessus du sol pour la température et l'humidité de l'air, et à 2 m pour le vent. Il est nécessaire de les adapter en les remontant (c.-à-d. en les recalculant) à un niveau d'altitude supérieur, i.e. environ deux fois la hauteur moyenne des bâtiments pour se placer dans la couche à flux constants. On s'inspire des travaux de Lemonsu *et al.* (2013) qui ont développé une méthodologie de corrections itératives des forçages par une série de plusieurs simulations SURFEX.

Les séries tri-horaires de température et d'humidité spécifique de l'air en surface issues des RCM sont utilisées pour forcer le modèle SURFEX à l'altitude désirée (qui est ici choisie à 50 m au-dessus de la surface) sur 1 point de référence dont l'occupation du sol correspond au type de couvert naturel dominant de la zone autour de Paris. La vitesse du vent est, quant à elle, recalculée à 50 m en appliquant un profil logarithmique et une rugosité aérodynamique propre au couvert naturel. Après la première simulation, les diagnostics de température et d'humidité calculés à 2 m par SURFEX sont comparés aux données de surface des RCM. Ainsi, avec l'hypothèse que les biais sont identiques entre les variables à 2 m et les variables à 50 m, les différences de température calculées à 2 m entre les diagnostics SURFEX et les variables initiales RCM sont utilisées à chaque itération pour corriger les forçages de température à 50 m. La correction de l'humidité

spécifique (comme dans la méthode de débiaisage des RCM) est calculée à chaque itération à partir de la nouvelle température et en conservant l'humidité relative. Finalement, le rayonnement longues longueurs d'onde incident est ajusté pour être cohérent avec la correction en température. En appliquant les forçages corrigés à l'itération suivante, les diagnostics SURFEX en surface convergent progressivement vers les valeurs du RCM. Des tests préliminaires effectués par Lemonsu *et al.* (2013) et de nouveau validés ici, ont montré que 3 simulations itératives étaient suffisantes.

4.5 Conclusion

L'étude d'évaluation faites sur les données EURO–CORDEX a permis d'illustrer l'apport de la descente d'échelle statistico-dynamique dans la reconstruction de champs d'ICU par rapport à ceux simulés par les RCM. La comparaison des différentes étapes à la ré-analyse AROME a permis de souligner le fait que la qualité finale des champs reconstruits était à la fois influencée par la qualité des simulations climatiques régionales, ainsi que la qualité des simulations urbaines à haute résolution. Des différences importantes ont été observées dans les simulations urbaines entre chaque TTS, soit en termes d'intensité des ICU, soit en termes de qualité des simulations. Toutefois les les faibles biais relevés sur les champs d'ICU reconstruits témoignent de la robustesse statistique de l'approche.

Outre le travail présenté ici mené sur l'expérience *évaluation*, la méthodologie de descente d'échelle statistico-dynamique a été appliquée, pour la reconstruction des champs en surface de TN et TX, à 45 couples de GCM/RCM EURO–CORDEX 0,11° disposant des données journalières requises pour les expériences *historique* et *RCP*8,5. La méthode complète de création des forçages atmosphériques à 50 m de hauteur et à 1 km de résolution a également été réalisée pour 12 de ces couples fournissant les données tri-horaires. Le tableau 4.2 liste les 12 jeux de forçages construits, combinant 5 RCM et 6 GCM ou ESM forceurs.

Tableau 4.2. Liste des couples de GCM/RCM sur lesquels la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique a été appliquée et dont les forçage tri-horaires sont disponibles sur la période 1976–2099.

INSTITUT	**GCM**	**Membre**	**RCM**	**Version**
CLMcom-ETH	MPI-M-MPI-ESM-LR	r1i1p1	COSMO-crCLIM-v1-1	v1
CLMcom-ETH	NCC-NorESM1-M	r1i1p1	COSMO-crCLIM-v1-1	v1
CNRM	CNRM-CERFACS-CM5	r1i1p1	ALADIN63	v2
GERICS	NCC-NorESM1-M	r1i1p1	REMO2015	v1
ICTP	MOHC-HadGEM2-ES	r1i1p1	RegCM4-6	v1
SMHI	CNRM-CERFACS-CM5	r1i1p1	RCA4	v1
SMHI	ICHEC-EC-EARTH	r12i1p1	RCA4	v1
SMHI	ICHEC-EC-EARTH	r3i1p1	RCA4	v1
SMHI	IPSL-IPSL-CM5A-MR	r1i1p1	RCA4	v1
SMHI	MOHC-HadGEM2-ES	r1i1p1	RCA4	v1
SMHI	MPI-M-MPI-ESM-LR	r1i1p1	RCA4	v1a
SMHI	NCC-NorESM1-M	r1i1p1	RCA4	v1

Chapitre 5

Évaluation des apports de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique pour des études d'impacts sur la ville de Paris

Sommaire

Avant-propos **119**

5.1 Présentation des configurations des différentes expériences . **119**

5.1.1 Projection climatique CNRM–CM5/ALADIN63 119

5.1.2 Description des différents jeux de forçages atmosphériques . . . 121

5.1.3 Caractéristiques de la configuration SURFEX (TEB) 122

5.1.4 Choix des indicateurs d'impacts 124

5.2 Évaluation des températures et des îlots de chaleur urbains selon SDD **126**

5.2.1 Températures et îlots de chaleur urbains nocturnes 126

5.2.2 Températures et îlots de chaleur urbains diurnes 129

5.3 Sensibilité des résultats aux configurations de forçage **132**

5.3.1 Différences de conditions de forçage atmosphérique 132

5.3.2 Températures et îlots de chaleur urbains 134

5.3.3 Indicateurs d'impacts 136

5.4 Évolution de l'impact du climat urbain parisien en changement climatique **140**

5.4.1 Températures et îlots de chaleur urbains 140

5.4.2 Confort thermique des habitants (UTCI) 141

5.4.3 Consommation d'énergie 144
5.5 Conclusion 146

Avant-propos

Le chapitre 4 a décrit la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique jusqu'à la reconstruction complète des forçages climatiques requis pour alimenter le système de modélisation des surfaces continentales SURFEX (TEB) à 1 km de résolution horizontale et au pas de temps tri-horaire sur la région parisienne. Cette méthode a été appliquée pour 12 des 45 couples de GCM/RCM sur la période 1976–2099. Dans le cadre de la thèse, compte tenu du temps requis pour fixer la configuration SURFEX (TEB), faire tourner les simulations et analyser tous les résultats, nous avons fait le choix de nous concentrer sur l'analyse d'un seul jeu de simulation avec un membre GCM/RCM pour compléter le travail d'évaluation de la méthodologie. L'analyse complète de l'ensemble des simulations SURFEX (TEB) forcées par toutes les données climatiques disponibles sera mené dans la continuité du travail de thèse.

Ce dernier chapitre cherche à évaluer plus globalement le cadre de modélisation qui a été développé pour les études d'impacts en milieu urbain, en testant toute la chaîne de traitement et de modélisation, depuis la descente d'échelle, jusqu'aux simulations SURFEX (TEB) sur Paris et sa région. Il s'agit ici de qualifier les apports d'une telle méthodologie par rapport à des configurations de modélisation où le modèle d'impacts – ici SURFEX (TEB) – est forcé par des conditions climatiques établies par des approches plus simples. Cette analyse s'appuie sur les forçages climatiques reconstruits à partir des projections fournies par le RCM ALADIN63 forcé par l'ESM (*Earth System Model*) CNRM–CM5 (contenant le GCM ARPEGE–Climat pour la représentation de l'atmosphère), qui présente l'intérêt de fournir les champs de température, humidité et vent près de la surface mais aussi à 50 m au-dessus de la surface.

5.1 Présentation des configurations des différentes expériences

5.1.1 Projection climatique CNRM–CM5/ALADIN63

Comme discuté en sous-section 3.2.1, l'ensemble EURO–CORDEX simule une hausse des températures de l'ordre de 1 K entre 1976–2005 et 2020–2049, puis supérieure à 3 K entre 1976–2005 et 2070–2099. Le couple CNRM-CM5/ALADIN63, utilisé dans la suite de ce chapitre, a été comparé aux autres couples EURO–CORDEX, afin d'évaluer comment se situent ses tendances en température par rapport à celles de l'ensemble. Il simule une hausse en TN légèrement inférieure à la moyenne de l'ensemble en milieu de siècle (+0,8 K contre +1,1 K), et égale à la moyenne de l'ensemble en fin de siècle (figure 5.1, gauche). On notera, néanmoins, qu'ALADIN63 fait partie des RCM présentant des réchauffements

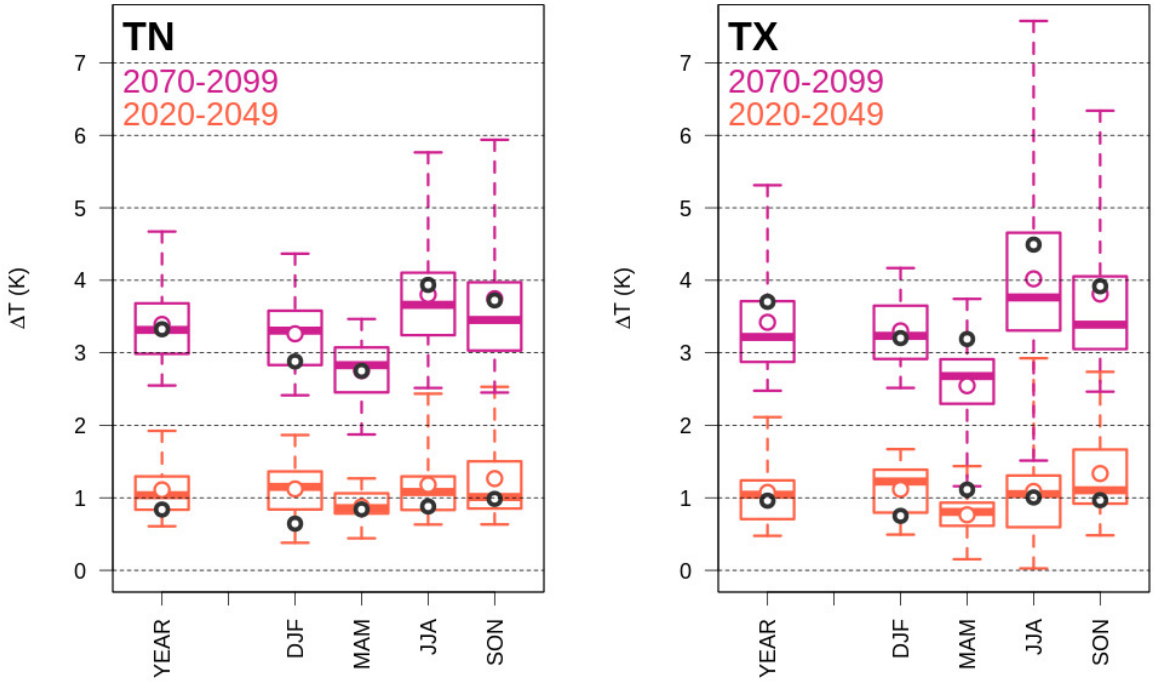


FIGURE 5.1. Statistiques des anomalies de températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Deux périodes d'anomalies sont calculées par rapport à la période 1976–2005 : un futur proche 2020–2049 et un lointain à la période 2070–2099. Les moyennes de la simulation ALADIN63 sont représentées par les cercles noirs.

plus faibles en DJF et plus forts en JJA. En TX, ALADIN63 montre un réchauffement moyen de 3,7 K, le classant parmi les 25 % des RCM les plus chauds (figure 5.1, droite), en raison notamment d'un réchauffement particulièrement important en MAM et JJA.

La grande disparité entre les projections EURO–CORDEX, notée précédemment en termes de réchauffement, peut être due à des biais propres à chaque RCM, ou aux GCM forceurs. De multiples méthodes existent pour dé-biaiser les modèles de climat, en fonction des analyses visées (Maraun, 2016). Dans le cadre d'études d'impacts axées sur des questions de confort thermique et de consommation d'énergie, et reposant sur des indicateurs liés à des dépassement de seuils en température, la correction des températures semble de première importance. Une première tentative de correction des biais d'ALADIN63 en TN et TX a été effectuée, mais les résultats obtenus n'ont pas été concluants. L'analyse des résultats finaux des simulations de climat urbain a montré que la correction n'améliorait pas de manière systématique voire dégradait les températures simulées par SURFEX, en comparaison d'une approche sans débiaisage. Sachant que les

biais d'ALADIN63 en température sont relativement faibles sur la période 1976–2005, le choix a été fait ici de ne pas corriger les données du RCM. La méthode de correction est toutefois présentée en annexe C.

5.1.2 Description des différents jeux de forçages atmosphériques

Les simulations SURFEX (TEB) sont réalisées sous différentes conditions de forçages atmosphériques afin de comparer et évaluer la sensibilité des résultats à la méthode de construction des données climatiques pour alimenter les modèles d'impacts. Trois jeux de forçages atmosphériques sont créés à partir des données tri-horaires EURO–CORDEX produites par le modèle de climat régional ALADIN63 sur la période 1971–2099, d'abord en mode scénario *historique* entre 1971 et 2005 puis en scénario *RCP*8,5 sur la période 2006–2099 :

Expérience SDD (pour *Statistical-Dynamical Downscaling*) : la méthodologie complète de descente d'échelle est appliquée aux données ALADIN63 en surface (à 2 m pour la température et l'humidité et à 10 m pour le vent) c.-à-d. combinant la remontée des variables à 50 m au-dessus de la surface par simulations itératives SURFEX et la spatialisation des variables météorologiques à partir des champs Meso–NH simulés à haute résolution.

Expérience Z02 : les données de forçage sont construites à partir des sorties du modèle ALADIN63 sur le point de grille le plus proche de la ville de Paris et sont appliquées sur toute la zone de manière uniforme. Les séries de température et humidité spécifique de l'air sont prises à 2 m au-dessus de la surface et à 10 m pour le vent. Cette expérience traduit l'approche la plus simple pour laquelle (1) seules les données standards disponibles dans la base de données EURO–CORDEX sont utilisées, et (2) aucune adaptation spécifique n'est faite (p. ex. conditions de forçage recalculées au-dessus de la canopée urbaine, prise en compte des effets urbains, ou spatialisation).

Expérience Z50 : comme pour l'expérience Z02, les données de forçages sont construites à partir des sorties du modèle ALADIN63 sur le point de grille le plus proche de la ville de Paris et appliquées de manière uniforme. Aucune adaptation n'est faite pour prendre en compte les effets urbains et spatialiser les forçages. Par contre, les données de température et d'humidité spécifique de l'air et de force du vent sont extraites des projections climatiques à 50 m au-dessus de la surface, donc au-dessus de la canopée urbaine.

Pour les trois expériences, le système SURFEX (TEB) est forcé au même niveau d'altitude c.-à-d. 50 m au-dessus de la surface pour la température et l'humidité spécifique de l'air, et pour le vent. La partition des précipitations totales en précipitations liquides et solides en fonction d'une température seuil, ainsi que la partition du rayonnement solaire total incident en composantes de rayonnement diffus et direct selon la formulation de Erbs *et al.* (1982), décrites en sous-section 4.4.1, sont calculées de la même façon pour les trois expériences.

5.1.3 Caractéristiques de la configuration SURFEX (TEB)

Le système SURFEX (TEB) est utilisé pour simuler l'évolution du climat de Paris en continu entre 1976 et 2099. Le domaine de simulation s'étend sur une zone de 73 km × 73 km centrée sur Paris et couvrant la petite couronne (figure 5.2). La résolution horizontale de la simulation est fixée sur celles des forçages atmosphériques fournis par la descente d'échelle statistico-dynamique c.-à-d. 1 km. La résolution temporelle des forçages est contrainte par les projections climatiques qui sont disponibles au pas de temps tri-horaire. SURFEX interpole ensuite ces données à la résolution de son pas de temps physique (5 min) pour ensuite produire des diagnostics toutes les heures (sous-section 4.4.2).

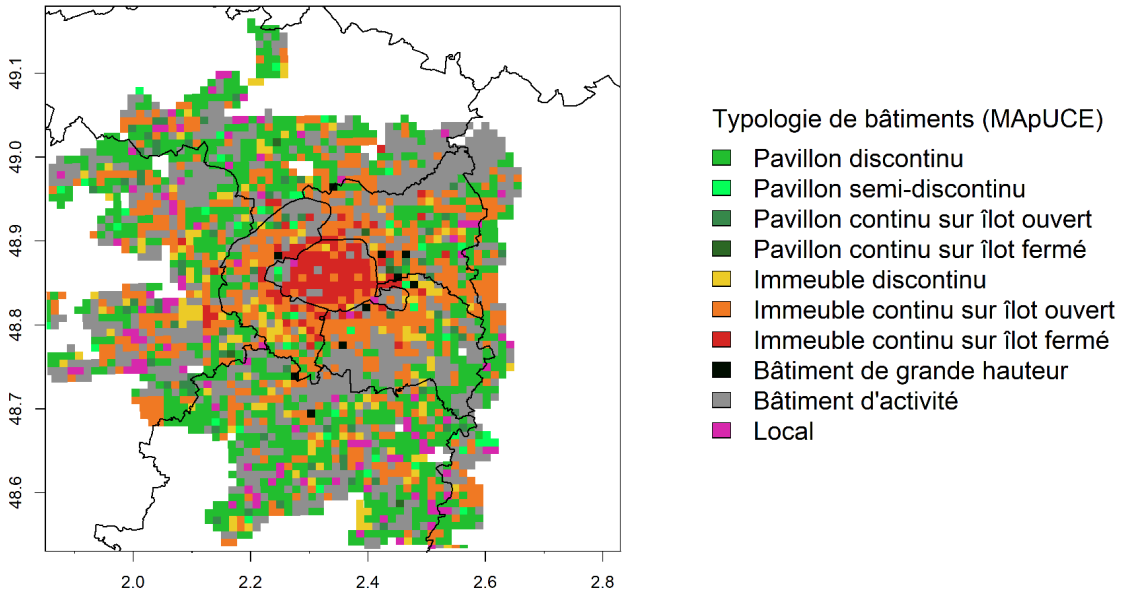


FIGURE 5.2. Domaine de simulation SURFEX et typologie de bâtiments définie dans le cadre du projet MApUCE.

Le modèle TEB est appliqué dans sa configuration la plus poussée, pour permettre le calcul de différents indicateurs impacts. Comme décrit dans la section 2.1, le module d'énergétique du bâtiment est activé, permettant de simuler le fonctionnement des

systèmes de chauffage et de climatisation, et de diagnostiquer la consommation d'énergie associée. La végétation urbaine est traitée explicitement en distinguant la végétation basse de pleine terre et la strate arborée. Le modèle intègre également le diagnostic de confort thermique avec un calcul, au pas de temps physique du modèle, de l'*Universal Thermal Comfort Index* (UTCI) dans l'espace extérieur en fonction des conditions d'ensoleillement et micro-climatiques dans le canyon urbain. Les espaces naturels (forêts et cultures) entourant les zones urbaines sont modélisés dans la plateforme SURFEX par le modèle ISBA dédié à la végétation et aux sols naturel. Il est appliqué ici dans sa version multi-couches ou diffusive ISBA-DF (Boone *et al.*, 2000 ; Decharme *et al.*, 2011) qui permet une discrétisation verticale du sol plus réaliste pour la modélisation des transferts d'eau verticaux et des gradients d'humidité dans le sol.

La prescription des propriétés des surfaces dans les zones urbaines, des caractéristiques architecturales et des usages de l'énergie s'appuie sur la base de données MApUCE (https ://mapuce.orbisgis.org/) issue du projet de recherche du même nom. Cette base de données fournit des informations typo-morphologiques (proportion de bâti, de route, de plancher à l'intérieur d'un bâtiment, hauteur, volume et compacité moyenne des bâtiments), selon un découpage en fonction d'ensemble de parcelles cadastrales mitoyennes (Bocher *et al.*, 2018). La distinction des strates de végétation a été complétée par Émilie Bernard dans le cadre de sa thèse (actuellement en cours au CNRM) grâce à des données fournies par l'Institut Paris Région et des données de télédétection satellitaires à très fine résolution. Les bâtiments sont décrits par deux bases de données, l'une de nature architecturale (Tornay *et al.*, 2017) utile à la description des propriétés thermo-radiatives des matériaux, l'autre décrivant les usages en distinguant les bâtiments de logements, d'activités tertiaires, ou commerciales et industrielles. Cette distinction permet d'associer des calendriers d'occupation et des températures de consigne pour le chauffage et la climatisation (Schoetter *et al.*, 2017). Pour cette étude, la température de consigne pour le chauffage est fixée dans les logements à 20 °C le jour lorsqu'ils sont occupés et à 19 °C la nuit ou lorsqu'ils sont vides. La température de consigne pour la climatisation est fixée à 25 °C uniquement en présence d'habitants, le jour comme la nuit.

Les données MApUCE couvrant exclusivement les zones urbanisées, les espaces naturels alentours sont cartographiés et définis par la base de données ECOCLIMAP–I (Faroux *et al.*, 2013) à 1 km de résolution. Elle prescrit, en particulier, les propriétés de la végétation incluant les taux de recouvrement de la végétation, les rugosités de surface, les hauteurs d'arbres, les résistances stomatales, les indices foliaires, etc.

5.1.4 Choix des indicateurs d'impacts

Les analyses présentées dans la suite du chapitre s'appuient sur un jeu d'indicateurs d'impacts calculés à partir des sorties de modélisation de SURFEX (TEB) (tableau 5.1). En plus des indicateurs de température et d'îlot de chaleur urbain (ICU), déjà utilisés dans les chapitres précédents, des indicateurs complémentaires relatifs au stress thermique et aux consommations énergétiques des bâtiments ont été calculés. Ils sont décrits dans le tableau 5.1.

Tableau 5.1. Liste des indicateurs d'impact simulés à partir du système SURFEX (TEB).

Indicateur	Définition (Unité)
T_{URB}	Température urbaine moyenne sur les pixels du masque urbain (°C)
T_{RUR}	Température rurale moyenne sur les pixels du masque rural (°C)
I_{ICU}	Intensité de l'îlot de chaleur urbain calculée à partir de la différence des températures urbaine et rurale moyennes (K)
TE_{ICU}	Étendue spatiale de l'îlot de chaleur urbain pour une intensité donnée, exprimée comme la fraction de ville impactée (%)
Heat stress	Moyenne du nombre d'heures par jour passées en conditions de stress thermique chaud modéré (UTCI $\geq$ 26 °C)
Cool stress	Moyenne du nombre d'heures par jour passées en conditions de stress thermique froid modéré (UTCI $<$ 9 °C)
Comfort	Bilan quotidien moyen du temps passé dans les différentes conditions de stress thermique, agrégé spatialement selon la surface de plancher (°C)
Heat consumption	Moyenne journalière de la consommation d'énergie liée au chauffage, agrégée spatialement selon la surface de plancher (W m^{-2})
Cool consumption	Moyenne journalière de la consommation d'énergie liée à la climatisation, agrégée spatialement selon la surface de plancher (W m^{-2})

Les indicateurs de confort *Heat stress*, *Cool stress* et *Comfort* sont calculés à partir de l'indice UTCI permettant d'évaluer les conditions de stress thermique pour les individus dans l'espace extérieur. Il est basé sur une modélisation du bilan thermique du corps humain (Fiala *et al.*, 2012) en fonction des conditions environnementales immédiates de température et humidité de l'air ambiant, de vent et de rayonnement. L'UTCI est fortement dépendant des condition de températures. En outre, il augmente avec le rayonnement incident car celui-ci augmente la température radiante moyenne à laquelle est soumise l'individu. À l'inverse, il diminue lorsque la vitesse du vent augmente car le vent favorise le mécanisme de sudation du corps humain. En hiver, le rayonnement étant assez faible, l'effet du vent est prépondérant. À l'inverse, en été, l'ensoleillement est beaucoup plus fort et joue, avec la température, un rôle majeur sur le confort thermique. Cet indice est exprimé comme une température ressentie (en °C) mais il est ici analysé selon les niveaux de stress chauds et froids qui lui sont associés et les temps passés en moyenne et par jour dans ces différents niveaux de stress. Calculés en chaque point de grille du domaine, ces indicateurs de confort peuvent être cartographiés pour analyser les variabilités spatiales. Ils peuvent également être agrégés spatialement sur l'ensemble de l'aire urbaine ou par zones (notamment par typologies de bâtiments) par une pondération en fonction des m^2 de plancher, ce qui permet de se rapprocher de la densité de population (sans disposer ici de carte de répartition de la population).

Les indicateurs *Heat consumption* et *Cool consumption* traduisent la consommation d'énergie moyenne des bâtiments liée au chauffage et à la climatisation, respectivement. Elle est calculée par le module de bâtiment BEM (Bueno *et al.*, 2012 ; Schoetter *et al.*, 2017) en fonction de la température intérieure du bâtiment, de températures de consigne (seuils d'activation du chauffage et de la climatisation) et de données de comportement (présence de personnes dans un bâtiment en fonction de l'heure, du jour et de sa typologie). Comme pour le confort, les indicateurs de consommation d'énergie sont ici agrégés spatialement en fonction des m^2 de plancher pour évaluer la consommation à l'échelle des logements.

Dans la suite de ce chapitre, l'analyse des résultats est organisée en quatre temps.

(1) Le premier objectif est d'évaluer la qualité de l'expérience SDD en étudiant la capacité des simulations SURFEX (TEB) à reproduire les températures de l'air en surface et le phénomène d'ICU sur le domaine d'étude. On compare pour cela les sorties SURFEX (TEB) à la climatologie produite en TN et TX à partir d'observations spatialisées sur la période 2000–2017 et aux indicateurs d'ICU déduits

de ces données (section 3.1).

(2) Le second objectif est de qualifier les apports potentiels de l'expérience SDD face aux expériences Z02 et Z50, basées sur des approches plus simples. Cette comparaison s'appuie sur les mêmes données de TN et TX, les mêmes indicateurs d'ICU et la même période d'étude 2000–2017 que pour la première étape.

(3) On s'intéresse, dans un troisième temps, à la comparaison des indicateurs d'impacts relatifs au confort thermique (UTCI) et à la consommation d'énergie des bâtiments, calculés à partir des trois expériences SDD, Z02, Z50. On ne dispose pas d'observations permettant de qualifier le réalisme de ces indicateurs d'impacts ; il s'agit plutôt ici d'estimer leur variabilité selon la configuration de modélisation ou comment le choix de la méthode peut influer sur les résultats. La période choisie, dans ce cas, est la période historique 1976–2005.

(4) La dernière étape porte sur l'analyse de l'évolution des indicateurs d'impacts avec le changement climatique. Cette analyse porte exclusivement sur l'expérience SDD, en comparant les résultats de la période historique 1976–2005 avec ceux obtenus en climat futur en milieu de siècle (2020–2049) et fin de siècle (2060–2099), selon le scénario RCP8,5.

5.2 Évaluation des températures et des îlots de chaleur urbains selon SDD

5.2.1 Températures et îlots de chaleur urbains nocturnes

La figure 5.3 présente l'évolution mensuelle des températures minimales journalières en zones urbaine et rurale, et des indicateurs associés d'intensité et d'étendue spatiale de l'ICU, pour les données observées (OBS) et l'expérience SDD (ainsi que les expériences Z02 et Z50, qui seront discutées dans la section suivante). Les observations présentent une saisonnalité bien marquée de l'ICUN tant en intensité qu'en étendue spatiale. Les ICUN sont plus faibles et moins étendus entre octobre et février puis s'intensifient entre mars et septembre. Les simulations SURFEX (TEB), selon l'expérience SDD, ne parviennent pas à bien reproduire cette saisonnalité. On retrouve bien l'intensification de l'ICUN entre février et avril mais il diminue ensuite et conserve des valeurs stables entre les mois de mai et janvier, de sorte qu'il est globalement sous-estimé en été et surestimé en hiver.

En hiver (DJF), les intensités d'ICUN simulées par SDD présentent un biais moyen de +0,7 K ($\overline{I_{ICUN_{DJF,SDD}}} = 1{,}8\,\mathrm{K}$ et $\overline{I_{ICUN_{DJF,OBS}}} = 1{,}1\,\mathrm{K}$; figure 5.3.e-f). La figure 5.4 présente la comparaison des distributions de I_{ICUN} observées et simulées selon SDD pour

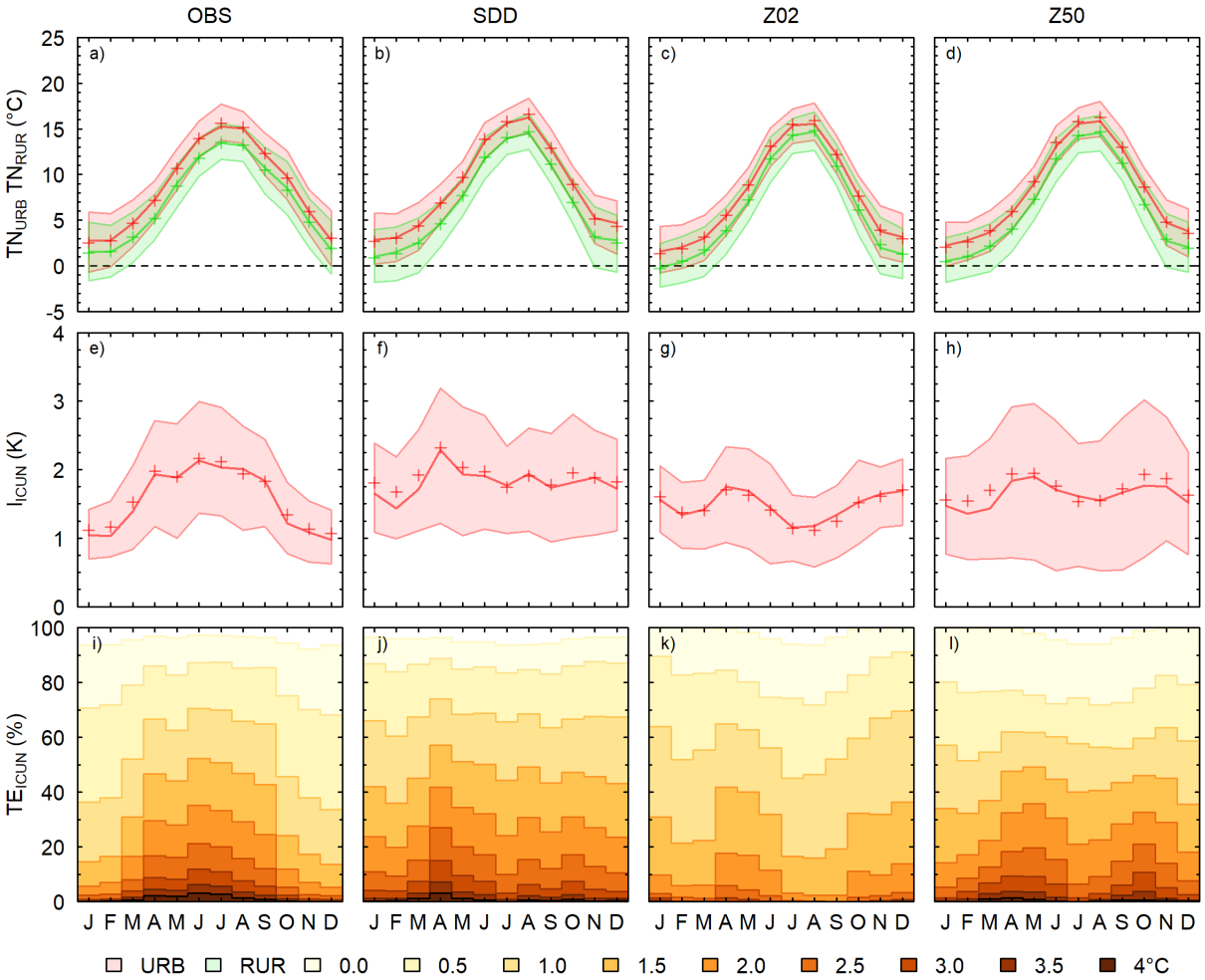


FIGURE 5.3. Évolution mensuelle des températures minimales urbaines (TN_{URB}) et rurales (TN_{RUR}), de l'intensité et de l'étendue des îlots de chaleur urbains nocturnes correspondants (I_{IUCN} et TE_{ICUN}, respectivement). Les statistiques mensuelles sont calculées sur la période 2000–2017 à partir des TN des trois expériences (SDD, Z02, Z50), ainsi que de celles de la DIRIC (OBS ; chapitre 3). Les courbes représentent les quantiles 25, 50 et 75 (a-h) ; les points représentent la moyenne (a-h) et les barres de i à l, la moyenne.

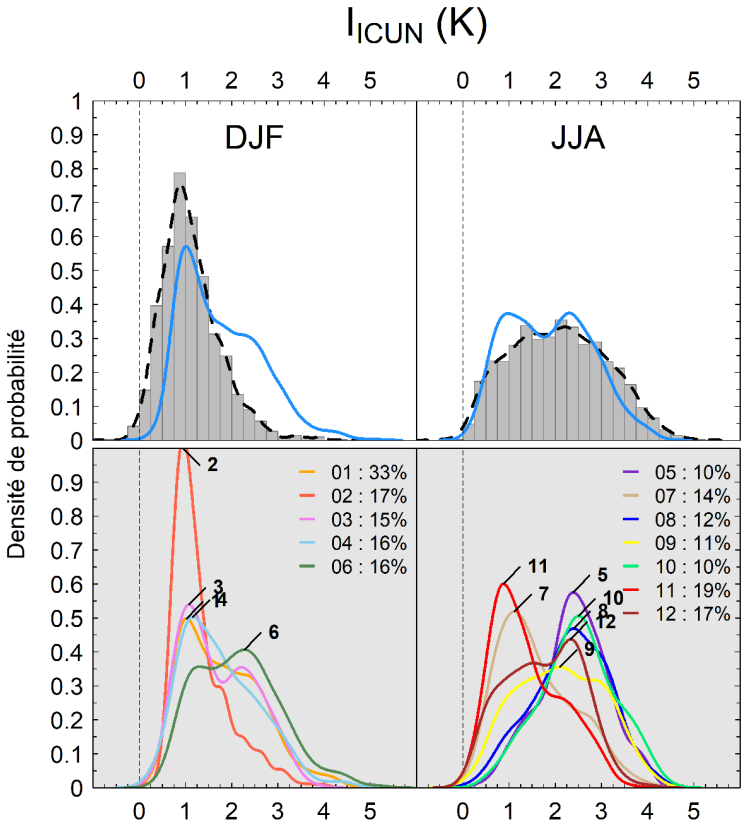


FIGURE 5.4. En haut : comparaison des distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par SDD (courbe bleue) et observées (histogramme et courbe noire) sur la période 2000–2017. En bas : distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par SDD par type de temps spécifique (TTS), pour toute fréquence d'occurrence supérieure à 5 %.

DJF (panneau de gauche), ainsi que la répartition selon les types de temps (en dessous). Cette comparaison montre que les intensités les plus fréquentes sont bien représentées avec des valeurs autour de 1 K pour SDD contre 0,9 K pour OBS. Mais le modèle surestime les occurrences de forts ICUN, d'intensités 2-3 K et au-delà, qui représentent un deuxième mode dans la distribution de SDD alors qu'ils sont très peu fréquents dans OBS. À l'inverse, le modèle sous-estime largement les occurrences d'ICUN de faibles intensités voire négatifs. Comme pour l'intensité, l'étendue spatiale de l'ICUN, c.-à-d. la proportion de la ville impactée par des températures plus chaudes que l'environnement rural, est également surévaluée (figure 5.3.i-j). À titre de comparaison, environ 15 % de la ville est affectée par un ICUN de 1,5 K dans les observations, contre 22 % pour SDD.

Les distributions par TTS montrent que les erreurs sur les ICUN faibles ne sont pas attribuables à de mauvaises occurrences en TTS, aucun TTS ne donnant lieu aux faibles intensités pouvant être observées (figure 5.4). Par contre, certains TTS favorisent des ICUN plus forts, c'est le cas du TTS06 dont la fréquence d'occurrence est sensiblement

surestimée. L'analyse des températures indique que les $TN_{RUR,DJF}$ sont très bien simulées avec des biais de l'ordre de +0,1 K, alors que les $TN_{URB,DJF}$ présentent un biais moyen de +0,6 K (figure B.1). Ces résultats laissent penser que la surestimation de la température en ville est attribuable, non pas aux conditions de forçages, mais plutôt à la simulation SURFEX (TEB) elle même, avec l'hypothèse probable que la température simulée à l'intérieur du canyon urbain reste trop élevée en hiver à cause de rejets trop importants de chaleur dus au chauffage des bâtiments.

En été (JJA), à l'inverse de DJF, SDD sous-évalue sensiblement les I_{ICUN} (figure 5.3.f) avec un biais moyen de −0,2 K. La comparaison des distributions des ICUN pour JJA montre que SDD reproduit une distribution assez proche des observations mais sous-estime les occurrences de forts ICUN (figure 5.4). À titre de comparaison, le quantile 0.9 est égal à 3,1 K pour SDD contre 3,5 K pour OBS. L'étendue spatiale des ICUN estivaux ($TE_{ICUN,JJA}$) est bien simulée par SDD pour des seuils de température inférieurs ou égaux à 2 K (figure 5.3.j). Au-delà, l'erreur atteint 4 % en moyenne pour la classe 3 K, mais ce qui représente une sous-évaluation relative de 40 % ($TE_{ICUN,JJA}[3K] = 10\,\%$ dans OBS contre 6 % dans SDD). À l'inverse de DJF, les températures rurales et urbaines sont systématiquement sur-estimées en JJA. Les intensités plus faibles d'ICUN résultent d'un biais chaud plus important sur les $TN_{RUR,JJA}$ que sur les $TN_{URB,JJA}$. Cette surestimation de la température de l'air en surface au cours de la nuit par le modèle de végétation ISBA a déjà été mis en évidence dans des travaux antérieurs (Daniel *et al.*, 2018), probablement en raison de la paramétrisation des échanges turbulents en surface.

5.2.2 Températures et îlots de chaleur urbains diurnes

Les indicateurs d'ICUX calculés à partir des températures maximales journalières observées en zones urbaine et rurale sont présentés en figure 5.5. Comme attendu et déjà discuté en section 3.1, les intensités sont beaucoup plus faibles que la nuit (figure 5.5.e). La saisonnalité est également différente, avec des étendues maximales (et relativement stables) entre janvier et juin, suivies par un affaiblissement durant les mois d'été et une ré-intensification progressive à l'automne. La même dynamique saisonnière est observée pour l'indicateur d'étendue spatiale (figure 5.5.i), qui présente néanmoins des valeurs faibles toute l'année, la ville étant peu impactée par le phénomène d'ICUX (moins de 20 % de la ville est soumise à un ICUX de 1 K).

La simulation SDD présente une saisonnalité un peu trop marquée des ICUX par rapport à OBS (figure 5.5.f et j). En DJF, les ICUX sont assez réalistes mais la distribution des $I_{ICUX_{DJF}}$ (figure 5.6, panneau de gauche) montre un décalage vers des intensités

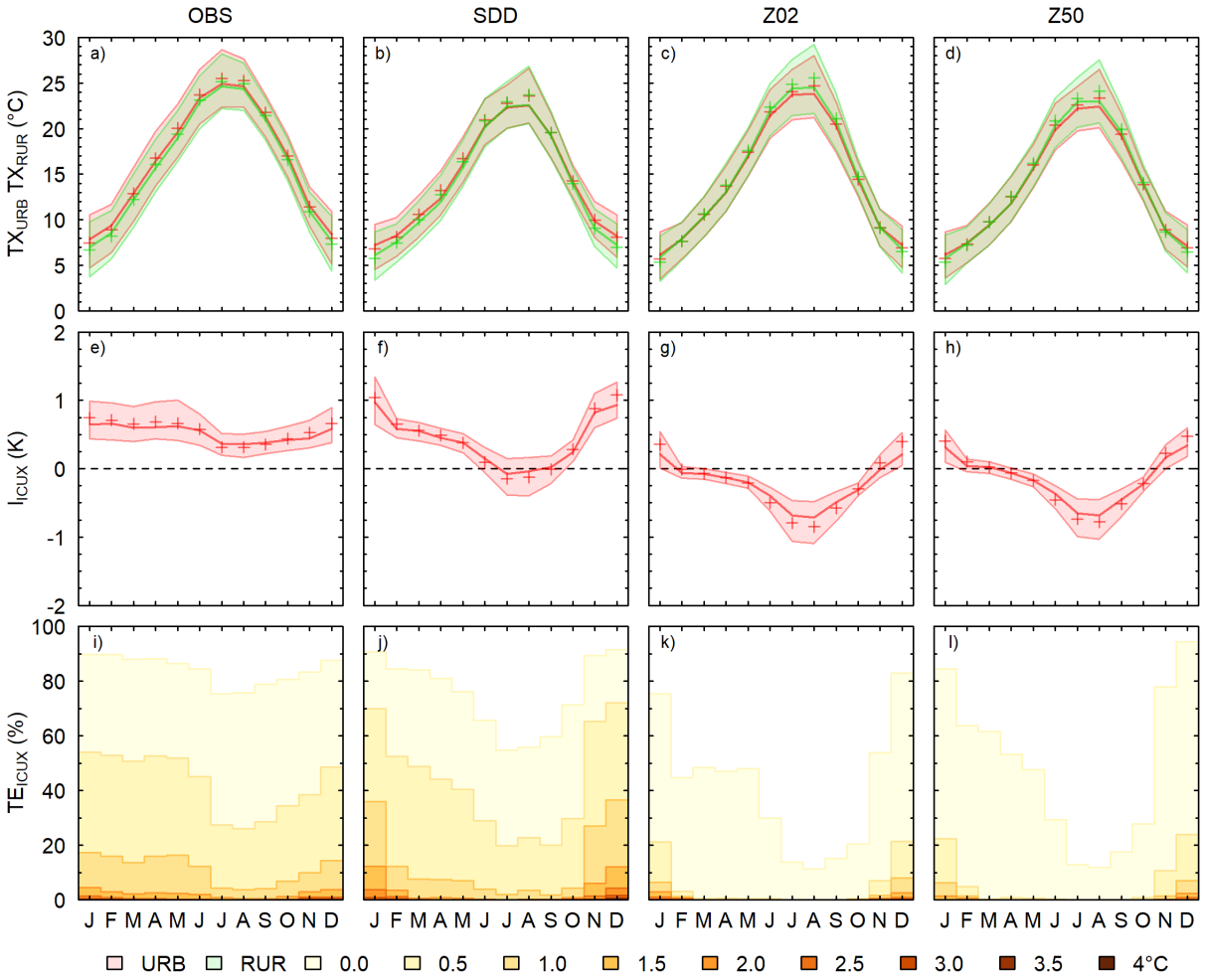


FIGURE 5.5. Même légende que pour la figure 5.3, mais en TX.

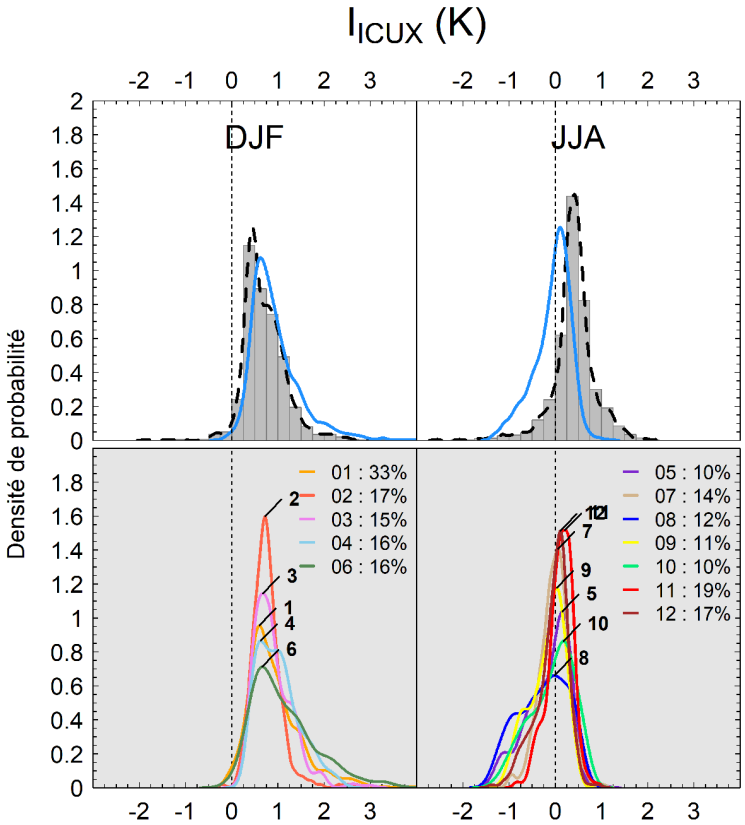


FIGURE 5.6. Même légende que pour la figure 5.4, mais en I_{ICUX}.

légèrement surestimées. Ce biais pourrait résulter de conditions atmosphériques trop chaudes au-dessus de la ville par rapport à la campagne, sachant que les résultats des simulations Meso–NH servant à corriger les forçages ont montré un biais positif de +0,6 K sur la modélisation de l'ICUX hivernal.

En JJA, au contraire, l'ICUX est sous-estimé et présente beaucoup plus d'occurrences d'ICUX négatifs que OBS (figure 5.6, panneau de droite). La répartition par TTS indique que tous les types de temps peuvent entraîner des ICUX négatifs, et plus particulièrement les TTS05, 08, 09 et 10 qui correspondent à des journées chaudes de forte amplitude thermique. Si l'on se réfère aux températures, on constate un réchauffement plus marqué en zone rurale à partir de mai-juin, qui coïncide avec une diminution de l'indice foliaire de la végétation (figure 5.7) et probablement une baisse du contenu en eau des sols. Par conséquent, la capacité évapotranspirative de la végétation diminue et explique les températures plus élevées observées en zone rurale et l'affaiblissement de l'ICUX voire son inversion sur les mois d'été.

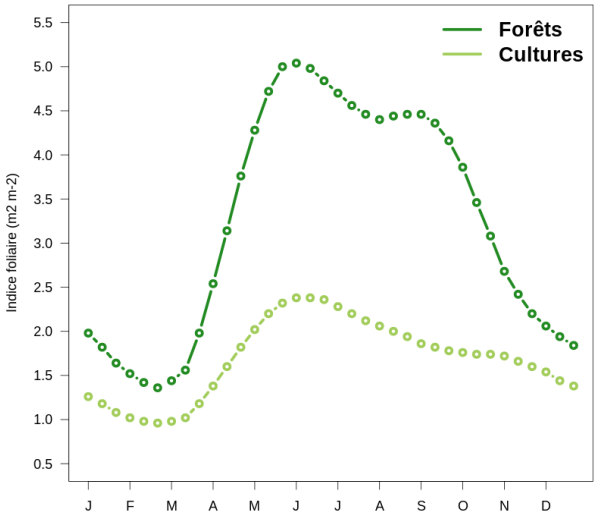


FIGURE 5.7. Évolution décadaire des valeurs d'indice foliaire attribuées dans la base de données ECOCLIMAP–I aux couverts de types forêts et cultures autour de Paris.

5.3 Sensibilité des résultats aux configurations de forçage

5.3.1 Différences de conditions de forçage atmosphérique

La figure 5.8 présente une comparaison des forçages des expériences Z02 et Z50 contre l'expérience SDD sous forme de distributions en quantiles (q-q plot), pour la température de l'air, l'humidité spécifique de l'air et la vitesse du vent appliquées à 50 m au-dessus de la surface, et le rayonnement grandes longueurs d'onde incident en surface. Les comparaisons sont présentées par saison (pour DJF et JJA uniquement), pour les heures de nuit et de jour (3 et 15 UTC, respectivement), et en distinguant zones urbaine et rurale. Pour rappel, Z02 et Z50 utilisent des forçages uniformes sur tout le domaine, de sorte qu'il n'y a pas de différence entre les points urbains et ruraux pour ces deux expériences, contrairement à SDD.

D'après les méthodes de construction des forçages présentées dans la sous-section 5.1.2, les différences entre Z50 et SDD peuvent résulter en zones rurales (1) du choix des points de grille ALADIN63 considérés (moyenne sur plusieurs points de campagne dans SDD et un seul point urbain dans Z50), (2) de la méthode de remontée des forçages à 50 m dans SDD (décrite en sous-section 4.4.3), (3) dans une moindre mesure de la correction du gradient régional. Pour l'expérience Z02, les forçages étant extraits des projections climatiques à 2 m au-dessus de la surface pour la température et l'humidité spécifique et à 10 m pour la vitesse du vent, les différences peuvent aussi être liées au niveau d'altitude et à l'influence potentiellement plus forte de la surface par rapport à SDD.

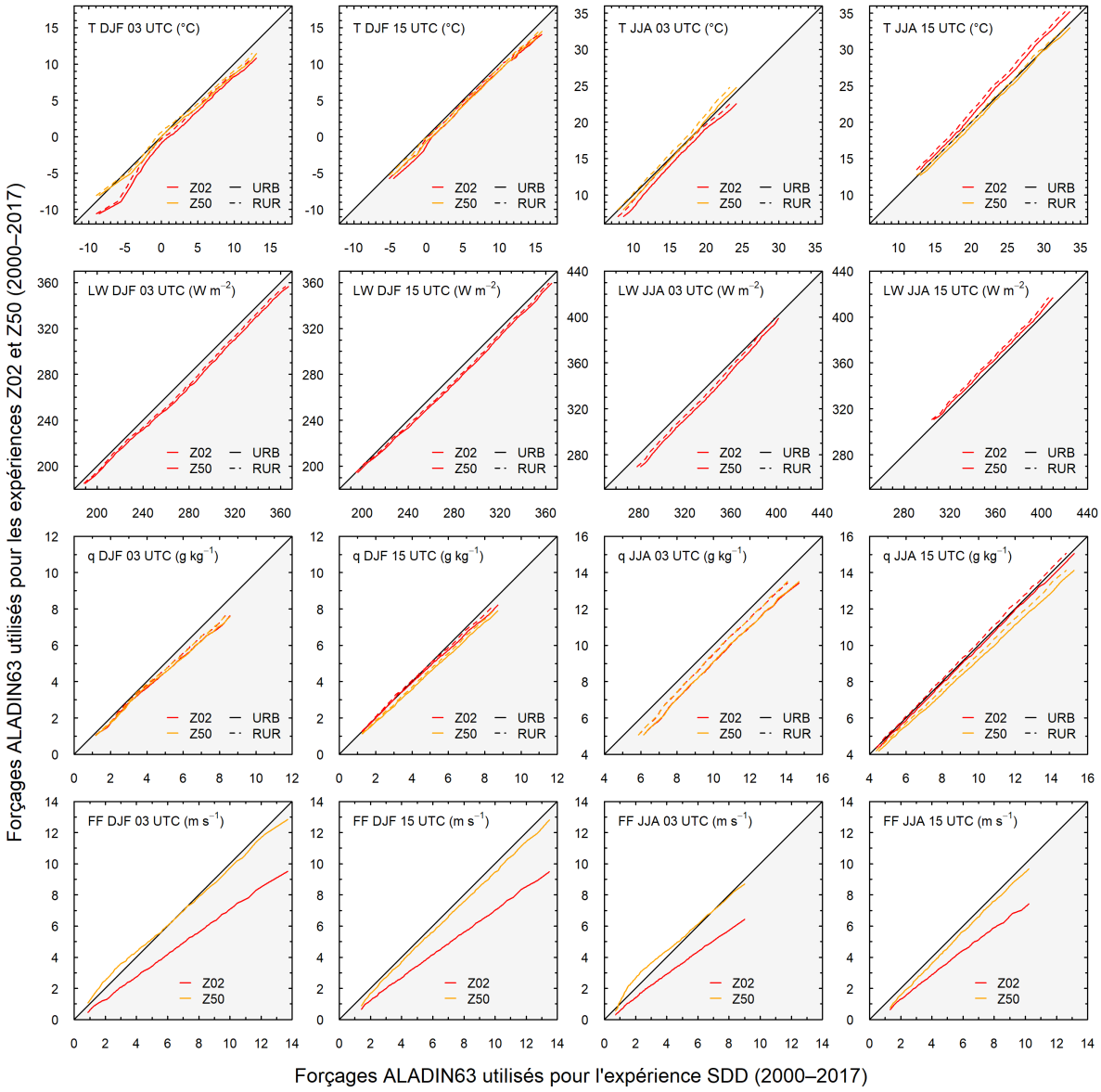


FIGURE 5.8. Comparaison des quantiles saisonniers (DJF et JJA) de nuit (3 UTC) et de jour (15 UTC) de 4 variables de forçage utilisées dans les expériences Z02 et Z50 à ceux utilisés dans l'expérience SDD. La zone grisée représente les quantiles pour lesquels SDD est supérieure à Z02 ou Z50.

Généralement, en DJF, aussi bien le jour que la nuit, les forçages de Z02 et Z50 présentent des conditions plus froides, plus sèches, et un rayonnement grandes longueurs d'onde plus faible que pour SDD, sur les zones rurales. Pour la température, la différence est plus marquée pour Z02 dans les extrêmes froids en deçà de 0 °C, la température étant plus froide près de la surface qu'en altitude en conditions de gel. Pour le vent, le cas Z02 présente aussi des vitesses beaucoup plus faibles que Z50 (et SDD) puisqu'il est extrait des projections climatiques à 10 m au-dessus de la surface et est donc fortement ralenti par l'effet de rugosité. Pour les points urbains, la différence en température, en humidité et en rayonnement entre SDD et Z02/Z50 est légèrement accentuée en réponse à la méthode SDD qui corrige les forçages de l'effet d'ICU : la température augmente (de façon variable selon les types de temps locaux et l'ICU associé), de même que l'humidité spécifique qui est corrigée pour maintenir une humidité relative constante, et le rayonnement atmosphérique qui est corrigé selon la loi de Stefan-Boltzmann.

En JJA, on relève les mêmes différences sur les forçages de vent qu'en DJF, puisque seul l'effet de la rugosité de la surface intervient ici. Pour la température, le forçage de Z50 est très comparable à celui de SDD en journée, et légèrement plus chaud la nuit sur les point ruraux mais comparables sur les points urbains. On note des différences significatives entre les forçages de Z02 et Z50 car la dynamique des températures de l'air en surface est plus marquée à cette saison sous l'effet d'un ensoleillement plus important : les surfaces, et donc la température de l'air à proximité, se réchauffent plus en journée et se refroidissent plus la nuit, de sorte que le forçage de Z02 est plus chaud que celui de SDD le jour et légèrement plus froid la nuit. Par conséquent, les conditions sont aussi plus humides en journée et plus sèches la nuit, et le rayonnement grandes longueurs d'onde est légèrement plus fort le jour et plus faible la nuit.

5.3.2 Températures et îlots de chaleur urbains

L'analyse des indicateurs ICUN (en température minimale journalière) pour les expériences Z02 et Z50 montre des performances globalement moins bonnes que pour l'expérience SDD. En valeurs moyennes, l'expérience Z50 présente des résultats sensiblement comparables à SDD mais dont la variance est beaucoup plus forte, et bien supérieure à celle des intensités d'ICUN de OBS (figure 5.3.h). En DJF, Z50 simule une large plage de variation d'ICUN (figure 5.9, gauche) : Z50 capture les cas d'ICUN faibles (inférieurs à 1 K) que ne représente pas SDD, mais surestime tout aussi fortement les occurrence de forts ICUN. En JJA, la distribution est aussi très étalée mais tend vers une sous-estimation générale des intensités d'ICUN (figure 5.9, droite). Les ICUN présentant des intensités plus faibles dans Z50 que dans SDD (aussi bien en été qu'en

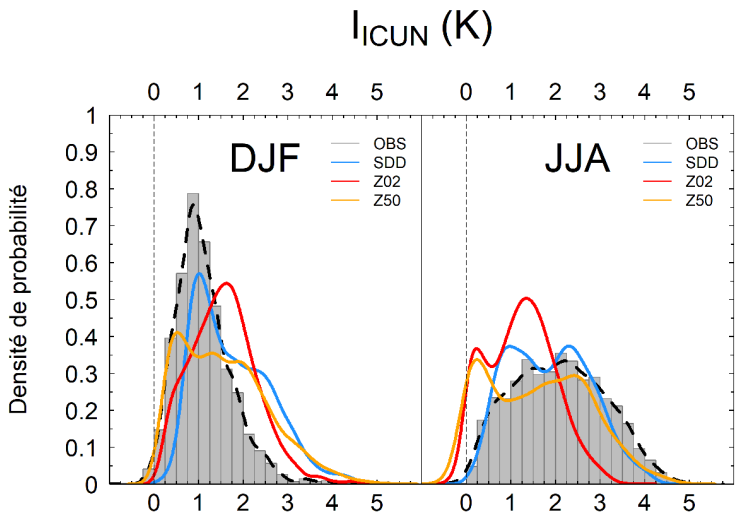


FIGURE 5.9. Comparaison des distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par les trois expériences SDD, Z02 et Z50 (courbes de couleur) et observées (histogrammes et courbes noires) sur la période 2000–2017.

hiver) sont le résultat de la non prise en compte des effets urbains dans les forçages de température. Ces situations correspondent plus particulièrement au TTS02, associé à des cas de précipitations. Comme pour l'expérience SDD, les ICUN trop forts en DJF découlent d'un réchauffement local trop important lié aux rejets de chaleur du chauffage, dans des conditions hivernales froides ($TN < 10\,°C$).

L'expérience Z02 ne simule pas du tout la saisonnalité des ICUN, tant en intensité qu'en étendue spatiale (figure 5.3.g-k). D'après les comparaisons des distributions, Z02 présente la particularité de simuler des ICUN globalement trop forts en DJF, le pic étant clairement décalé par rapport à OBS et aux expériences SDD et Z50 (figure 5.9, gauche). Comme évoqué dans la sous-section précédente, dans cette expérience, les températures de forçage sont nettement plus basses, particulièrement dans les extrêmes froids, de sorte que le chauffage des bâtiments est amplifié. La température de l'air en ville s'en trouve surestimée par rapport à SDD et Z50, tout comme l'intensité de l'ICUN. À l'inverse, les ICUN de JJA sont très sous-estimés (figure 5.9, droite). On retrouve le même biais que pour Z50 avec des ICUN faibles voire négatifs. D'autre part, cette expérience ne simule pas du tout les occurrences de forts ICUN.

En température maximale journalière, les ICUX sont systématiquement sous-estimés, quelle que soit la période de l'année (figure 5.5.g-h) et de façon assez comparable pour les deux expériences Z02 et Z50, par rapport à SDD et à OBS. Les ICUX sont majoritairement

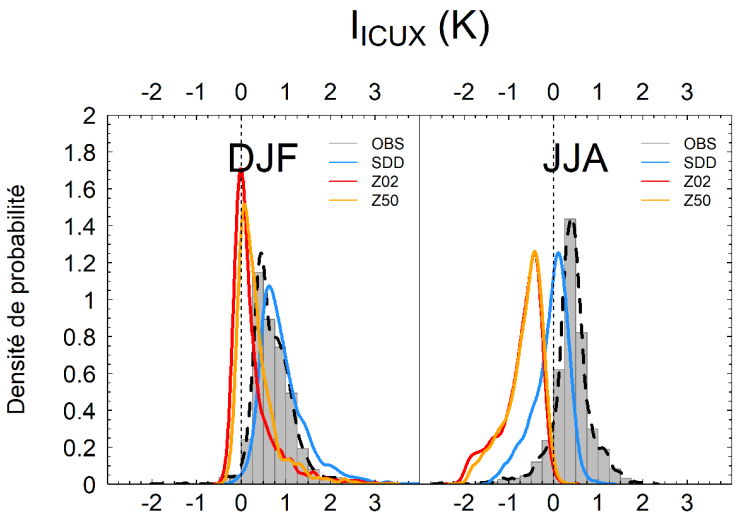


FIGURE 5.10. Même légende que pour la figure 5.9, mais en I_{ICUX}.

nuls en DJF et négatifs en JJA (figure 5.10). Cette signature résulte essentiellement des forçages en température qui sont appliqués de manière uniforme dans les expériences Z02 et Z50, sans tenir compte du réchauffement des basses couches de l'atmosphère par la ville.

5.3.3 Indicateurs d'impacts

Confort thermique des habitants (UTCI)

La figure 5.11 (panneau du haut) présente les cartes de temps passé en moyenne par jour (pour les mois d'hiver sur la période 1976–2005) en condition de stress thermique froid, c.-à-d. pour des valeurs d'UTCI inférieures à 9 °C (stress froid modéré ou plus). Pour l'expérience SDD, les conditions de stress froid varient spatialement sur la zone d'étude de 21 à 23 h par jours environ, ou 22 h 18 min par jour si l'on agrège les résultats sur la ville en fonction de la surface de plancher (voir le calcul des indicateurs en sous-section 5.1.3). La figure 5.11 (panneau du bas) présente les cartes équivalentes pour le temps passé par jour sur les mois d'été en condition de stress thermique chaud, c.-à-d. pour des valeurs d'UTCI supérieures à 26 °C (stress chaud modéré ou plus). Dans ce cas, les conditions varient spatialement de 1 à 3 h par en jour environ, avec une moyenne sur la ville de 2 h 20 min par jour.

Que ce soit pour DJF ou JJA, la variabilité spatiale observée sur les conditions de stress thermique résulte de l'effet combiné de la typologie urbaine (notamment la compacité) et des influences synoptiques. Les corrections apportées par les champs Meso–NH sur les

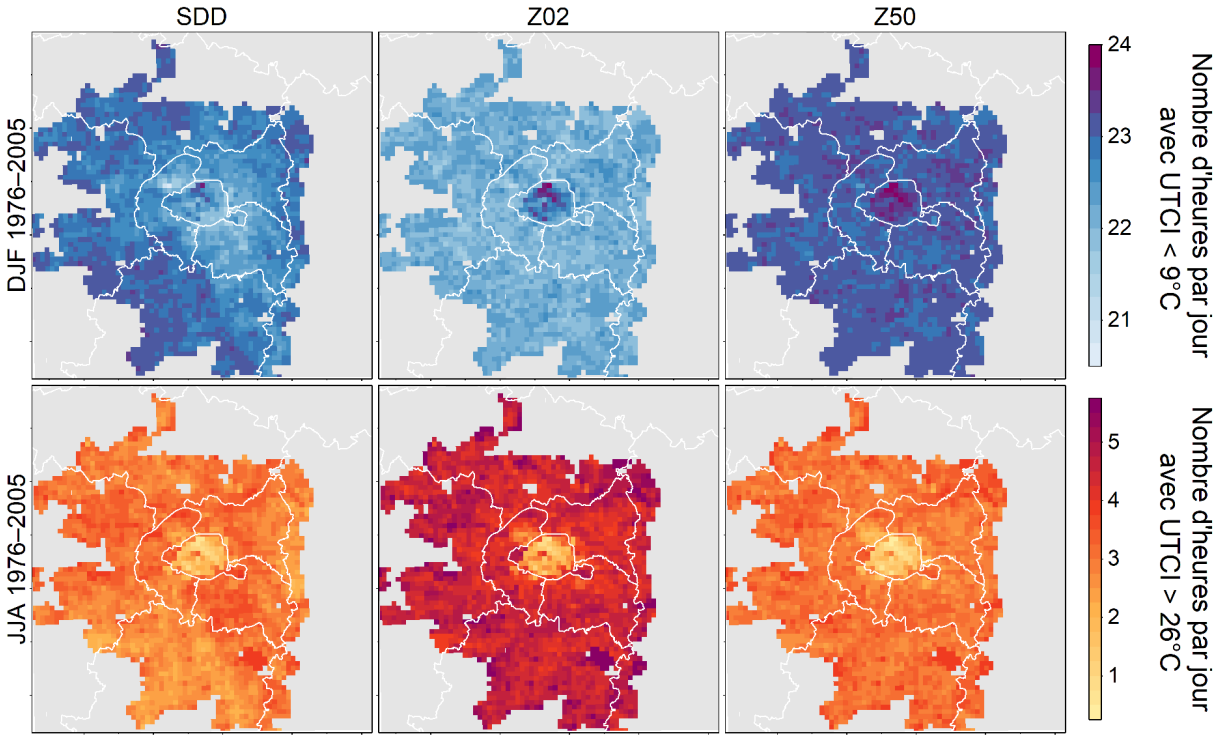


FIGURE 5.11. Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique froid (UTCI inférieur à 9 °C) en DJF (en haut) et en conditions de stress thermique chaud (UTCI supérieur à 26 °C) en JJA (en bas) pour les trois expériences SDD, Z02 et Z50 sur la période 1976–2005.

forçages de température de l'air et rayonnement grandes longueurs d'onde incident influent sur la réponse en UTCI. On constate la présence d'un gradient nord-est / sud-ouest avec des conditions de stress thermique froid plus marquées au sud-ouest en DJF (et à l'inverse moins de stress thermique chaud en JJA). On relève également des différences entre Paris intra muros et la petite couronne. Paris intra muros est caractérisé par un tissu urbain compact qui génère de l'ombrage et limite la pénétration du rayonnement dans les rues en journée, par rapport à une typologie péri-urbaine plus ouverte. Le vent y est aussi plus faible en réponse à l'effet de traînée des bâtiments sur l'écoulement. Les deux effets s'opposent et influent différemment sur le confort thermique selon les saisons. En DJF, le ralentissement du vent joue, de façon majoritaire, en faveur d'une augmentation de l'UTCI et donc d'une légère amélioration du confort thermique dans Paris intra muros (figure 5.11, en haut à gauche). En JJA, la diminution du rayonnement par la compacité urbaine entraîne des conditions de stress thermique chauds plus faibles dans Paris intra muros que dans les zones péri-urbaines (figure 5.11, en bas à gauche).

Les forçages atmosphériques étant spatialement uniformes pour les expériences Z02 et Z50, les résultats sur les conditions de stress thermique présentent des structures spatiales

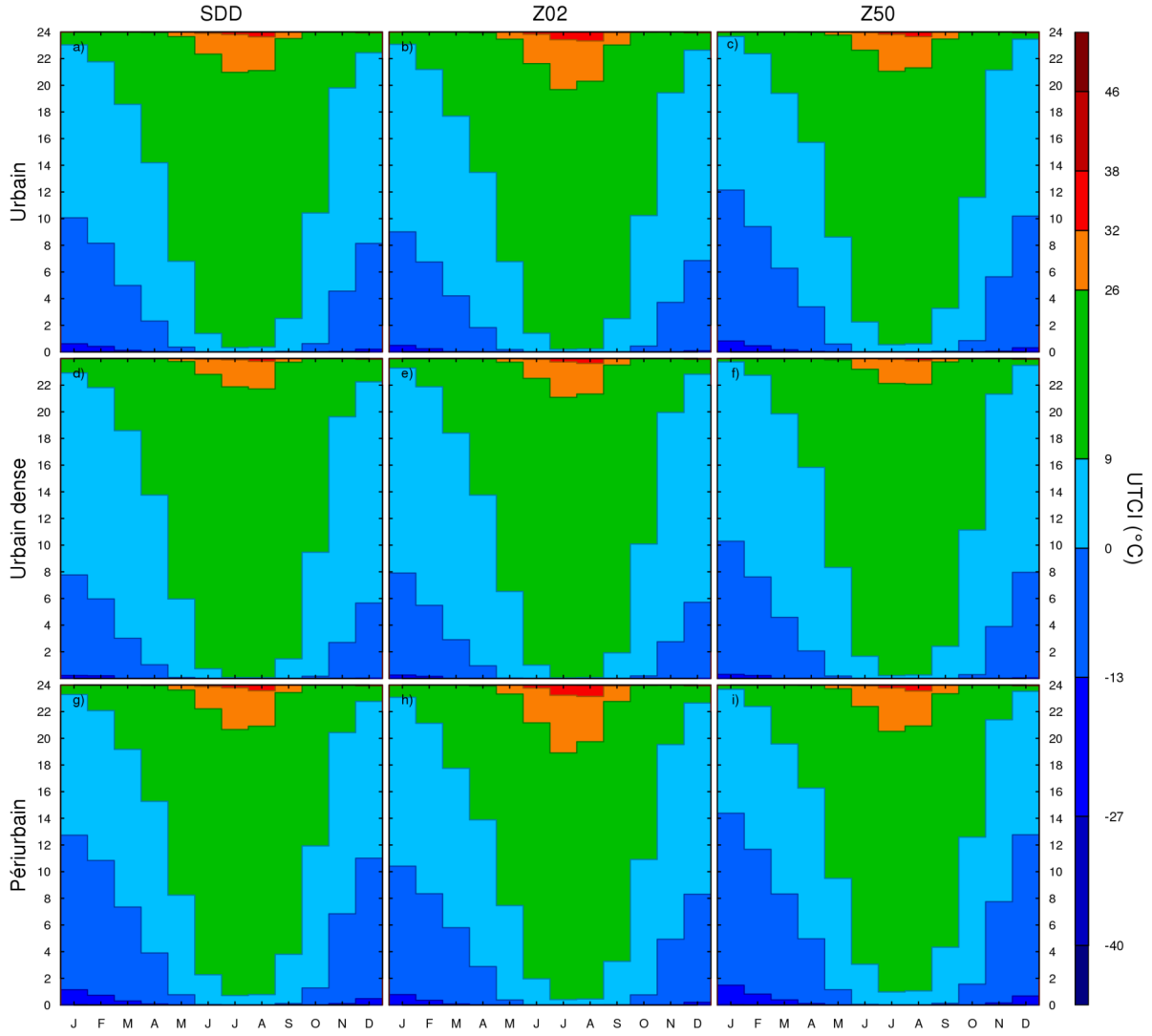


FIGURE 5.12. Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées dans différentes classes d'UTCI entre les trois expériences SDD, Z02 et Z50. Les moyennes sont calculées pour trois typologie de bâtiments et pondérées par la surface de plancher.

similaires, et directement gouvernées par les caractéristiques de surface et les typologies urbaines. On relève néanmoins de fortes différences en intensité. En DJF, les conditions de stress sont beaucoup plus froides pour Z50 que pour SDD (figure 5.11, en haut) car le forçage est plus froid en température et plus faible en rayonnement grandes longueurs d'onde (figure 5.8). À l'inverse, les conditions de stress sont moins froides pour Z02 car les conditions de forçage de vent présentent des vitesses beaucoup plus faibles (figure 5.8). En JJA, la température de forçage est plus élevée en journée dans l'expérience Z02 que dans SDD et le vent est toujours beaucoup plus faible, ce qui induit des conditions de stress thermique chaud plus élevées sur les zones péri-urbaines (l'effet du vent étant moindre dans Paris intra muros) (figure 5.11, en bas). Lorsque les résultats sont agrégés spatialement en

fonction de la superficie de plancher, les différences entre expériences sont finalement assez lissées car la pondération donne plus de poids aux zones plus urbanisées (figure 5.12). Globalement en DJF, Z02 n'entraîne pas de modification significative du temps passé en moyenne en condition de stress froid par rapport à SDD, alors que Z50 induit une augmentation de 48 min par jour. En JJA, Z50 ne présente pas de différence significative avec SDD, alors que Z02 entraîne une augmentation de 42 min par jour du temps passé en moyenne en condition de stress thermique chaud.

Consommation d'énergie

La consommation d'énergie agrégée sur la ville par rapport à la surface de plancher est présentée en figure 5.13 pour les trois expériences, pour le chauffage en DJF (à gauche) et la climatisation en JJA (à droite).

On obtient sur l'ensemble de la ville une consommation d'énergie liée au chauffage de 122 kWh/m^2/an pour l'expérience SDD (par m^2 de plancher). Les expériences Z02 et Z50 ne tiennent pas compte de l'effet de la ville sur la température de l'air au-dessus de la canopée urbaine. Par conséquent, les conditions atmosphériques sont plus froides et entraînent une demande en chauffage plus forte qui donne lieu à une augmentation de la consommation moyenne de 6,6 et 8,2 % pour Z02 et Z50, respectivement. Cette augmentation est légèrement plus élevée dans Z02 dans l'urbain dense, car la différence en température de forçage entre cette expérience et SDD est encore plus marquée pour les journées froides, notamment lors de jours de gel, ce qui amplifie encore la demande en chauffage.

Les consommations d'énergie liées à l'usage de la climatisation sont beaucoup plus faibles que pour le chauffage, c.-à-d. 0,2 kWh/m^2/an de plancher en moyenne sur la ville en JJA pour l'expérience SDD. Cette différence s'explique tout d'abord par les conditions climatiques sur la période 1976–2005 qui, en moyenne sur les mois d'été, engendrent peu de situations d'extrêmes chauds nécessitant l'activation de la climatisation. Néanmoins, cela repose également sur les configurations de modélisation choisies, et les protocoles d'usage de la climatisation. Dans les simulations SURFEX (TEB), la température de consigne pour la climatisation est fixée à 25 °C, ce qui s'approche de l'usage préconisé (26 °C selon le décret n° 2007-363 du 19 mars 2007) avec une mise en marche de la climatisation uniquement lorsque les bâtiments sont occupés. Par conséquent, les bâtiments de logements (collectifs ou individuels) n'ont pas recours à la climatisation pendant les jours de semaine et les horaires de bureau. L'expérience Z02 repose sur des forçages de température plus chauds en été en journée (figure 5.8) qui induisent

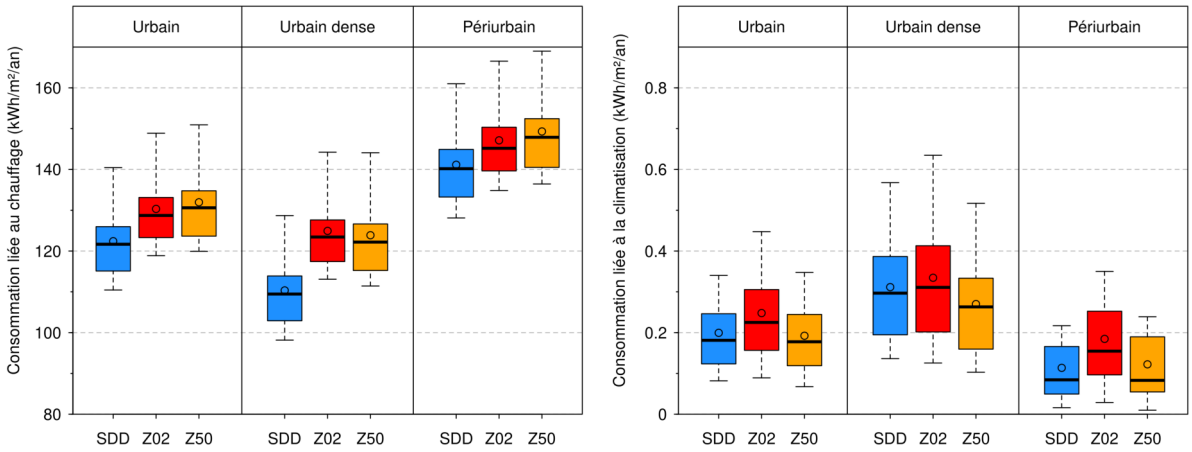


FIGURE 5.13. Comparaison des distributions saisonnières des consommations énergétiques liées au chauffage pour DJF (à gauche) et à la climatisation pour JJA (à droite) sur la période 1976–2005. Les distributions sont calculées pour les trois expériences SDD, Z02 et Z50, et pour trois typologies de bâtiments. Les valeurs de consommation sont pondérées par la surface de plancher. Les diagrammes en boîte représentent respectivement les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 ; les points représentent la moyenne.

une consommation d'énergie plus élevée de 26 %. À l'inverse, l'expérience Z50 simule des températures plus froides en ville et donne lieu à une diminution de -3 % de la consommation en climatisation.

5.4 Évolution de l'impact du climat urbain parisien en changement climatique

Après l'analyse et la comparaison des trois expériences SDD, Z02 et Z50 sur la période historique 1976–2005, cette dernière partie se concentre sur l'expérience SDD pour étudier l'évolution au cours du siècle des conditions climatiques en ville et des impacts associés sur le confort thermique et la consommation d'énergie. Deux horizons temporels sont considérés, c.-à-d. le milieu du XXIe siècle (2020–2049) qui est la période d'intérêt pour les décideurs, et la fin du siècle (2070–2099) qui permet d'étendre l'analyse à des conditions plus extrêmes, sous l'effet d'une accélération du réchauffement global en scénario RCP8,5.

5.4.1 Températures et îlots de chaleur urbains

On s'intéresse tout d'abord à l'évolution des conditions de température et d'îlot de chaleur urbain avec l'effet du changement climatique. La comparaison des TN et des indicateurs d'ICUN sur les trois périodes (figure 5.14) montre très peu d'impact car le réchauffement de la température de l'air est comparable en zones urbaine et rurale.

La hausse des températures simulées par SURFEX correspond à celle observée dans ALADIN63 (de l'ordre de 3 K en DJF et 4 K en JJA). On ne constate pas d'intensification du phénomène d'îlot de chaleur urbain, ce qui est en accord avec d'autres résultats de la littérature (Hoffmann *et al.*, 2012 ; Lemonsu *et al.*, 2013 ; Hamdi *et al.*, 2014, 2015). En fin de siècle, on observe même un léger affaiblissement de l'ICUN pour les mois de juillet et août (figure 5.14.f) dû à un réchauffement plus marqué de TN en milieu rural, probablement en raison de l'assèchement des sols et du réchauffement noté en journée (discuté juste après). Une analyse par type des temps montre que ce sont surtout les TTS associés aux forts ICUN sur la période historique qui perdent en intensité (de l'ordre d'1 K).

Le jour (figure 5.15), les intensités et les étendues spatiales de l'ICUX restent très comparables sur tout le siècle en DJF, toujours en réponse à des évolutions similaires des températures journalières maximales dans les zones urbaine et rurale. Par contre, les ICUX, qui étaient déjà plus faibles en JJA sur la période historique, deviennent même majoritairement négatifs en fin de siècle. Là encore, cet effet déjà noté dans de précédentes études (Hoffmann *et al.*, 2012 ; Lemonsu *et al.*, 2013 ; Hamdi *et al.*, 2014, 2015) résulte d'un fort assèchement des sols naturels autour de la ville qui entraîne un réchauffement plus marqué de la température de l'air en surface en campagne.

5.4.2 Confort thermique des habitants (UTCI)

La figure figure 5.16 présente le nombre d'heures en moyenne par jour passées en stress thermique froid (UTCI $\leq 9\,°C$) en DJF et chaud (UTCI $\geq 26\,°C$) en JJA pour la période 1976–2005, ainsi que les évolutions attendus en milieu et fin de siècle. Les résultats de la période historique sont légèrement différents de ceux présentés sur la figure 5.11 du fait des deux périodes différentes.

En DJF, on observe une amélioration du confort thermique sur toute la région parisienne, qui est modérée en milieu de siècle (24 min de gain en moyenne), mais nette en fin de siècle avec une baisse moyenne de plus de 3 h et 30 min du temps passé en stress thermique froid (figure 5.16, haut). Cette évolution conserve les tendances spatiales observées sur la période historique entre typologies de bâtiments : les zones urbaines denses (Paris intra muros et la proche banlieue), qui étaient déjà moins impactées par les conditions de stress froid, présentent une amélioration plus importante du confort hivernal que les zones péri-urbaines, avec 4 h de confort en plus contre 3 h (figure 5.17). En outre, on peut noter que les conditions de stress froid plus extrêmes diminuent drastiquement au cours du siècle, avec une quasi-disparition des situations correspondant à des UTCI $< -27\,°C$

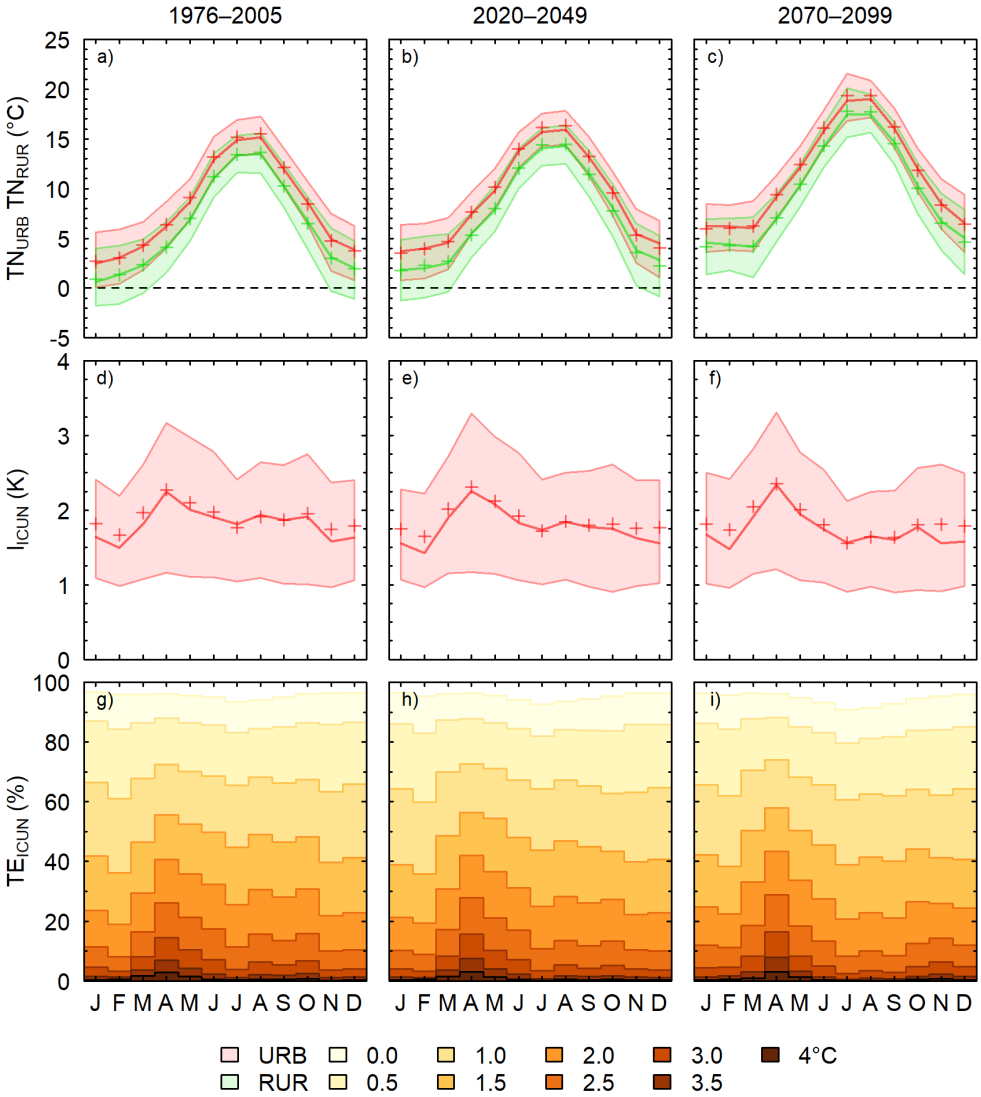


FIGURE 5.14. Évolution des températures minimales urbaines (TN_{URB}) et rurales (TN_{RUR}), de l'intensité et de l'étendue des îlots de chaleur urbains nocturnes correspondants (I_{IUCN} et TE_{ICUN}, respectivement) simulée par SDD pour les périodes 1976–2005, 2020–2049 et 2070–2099.

ou une division par plus de deux des fréquences d'UTCI $< -13\,°C$ (figure 5.17).

En JJA, on observe une intensification des conditions de stress thermique chaud (UTCI $> 26\,°C$) sans réel changement des motifs spatiaux observés sur la période historique (figure 5.16, bas). L'augmentation reste modérée pour le milieu du siècle, avec une hausse moyenne de 36 minutes par jour. C'est surtout en fin de siècle que le phénomène s'amplifie avec une augmentation moyenne de 4 h et 18 min du temps passé par jour en stress thermique chaud. Les cartes montrent une dégradation du confort d'été plus importante sur les région péri-urbaines de la couronne extérieure de Paris. En moyenne à la fin du

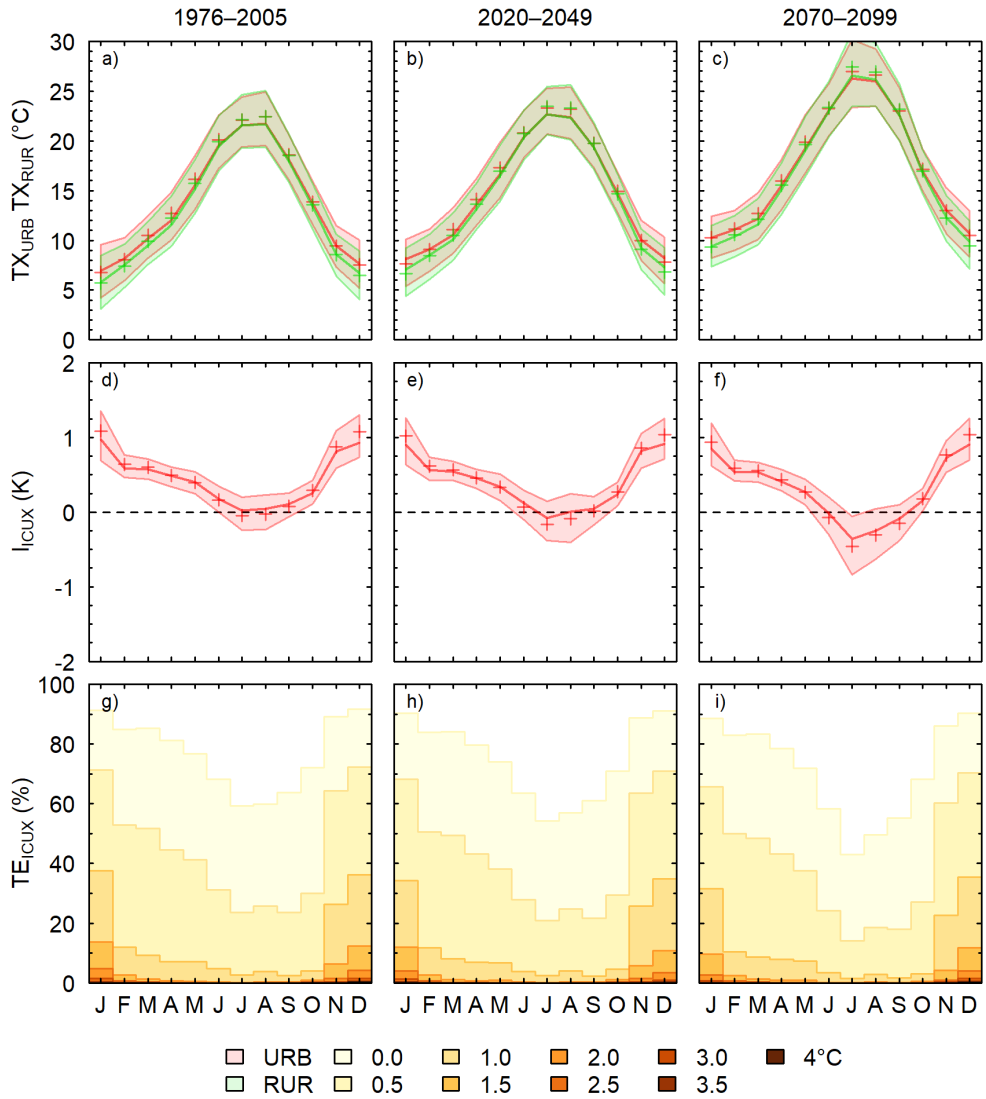


FIGURE 5.15. Même légende que pour la figure 5.14 pour les températures maximales journalières et les indicateurs associés.

siècle, les zones urbaines de Paris intra muros et proche banlieue sont soumises à 6 h d'inconfort de chaleur au cours de la journée, contre 7 h pour les zones péri-urbaines (figure 5.17).

D'une manière plus générale, à l'échelle annuelle, on constate en fin de siècle un gain en confort d'hiver plus important que la perte de confort d'été, en termes de nombre d'heures par jour passées dans les différents niveaux de stress (figure 5.17). Néanmoins, l'exposition plus fréquente et plus longue des populations à des conditions de stress thermique chaud peut engendrer des impacts sanitaires majeurs avec une augmentation de la morbidité et de la mortalité, surtout en conditions extrêmes lors de vagues de chaleur.

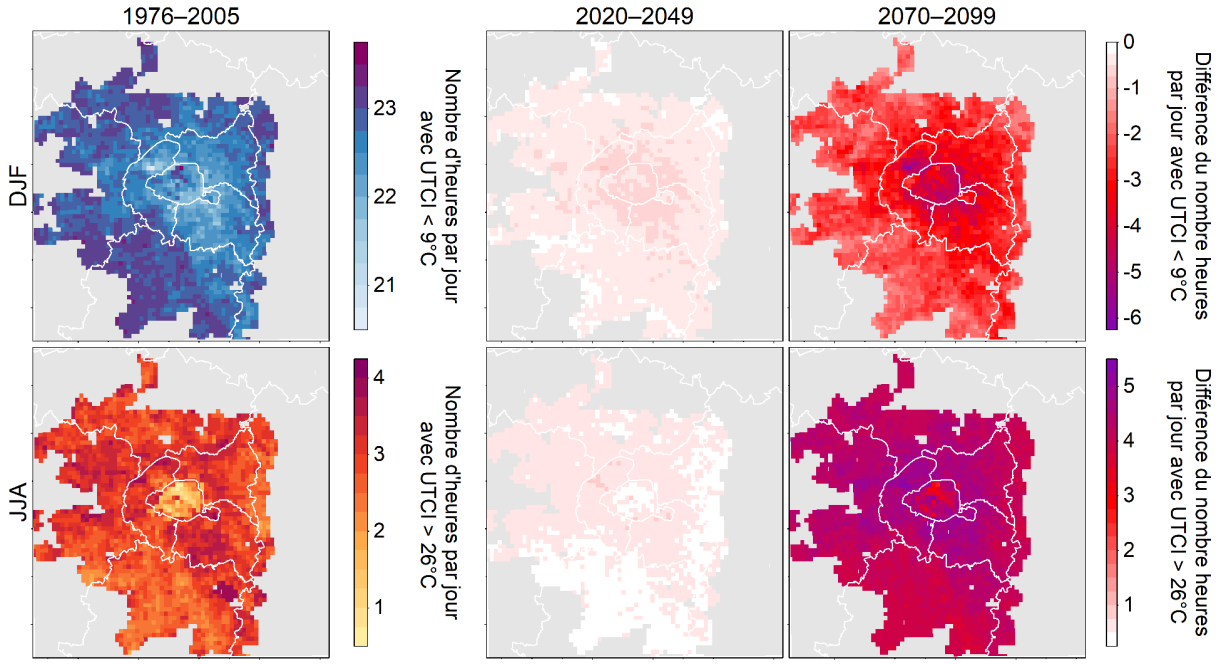


FIGURE 5.16. En haut : nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique froid (UTCI inférieur à 9 °C) en DJF sur la période historique (en haut, à gauche) et cartes de variation du nombre d'heures de stress froid en milieu de siècle (2020–2049 *vs* 1976–2005) et fin de siècle (2070–2099 *vs* 1976–2005). En bas : même légende mais pour le nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique chaud (UTCI supérieur à 26 °C) en JJA.

5.4.3 Consommation d'énergie

La figure 5.18 présente l'évolution des consommations d'énergie journalières moyennes liées à l'usage du chauffage en DJF et de la climatisation en JJA, et pondérées par la surface de plancher.

L'augmentation des températures hivernales entraîne une baisse de la demande énergétique pour le chauffage. En moyenne sur l'aire urbaine, cette diminution passe de 922 W m^{-2} de plancher entre 1976 et 2005 à 631 W m^{-2} à la fin du siècle, soit une évolution relative de −31 %. Les différences entre typologies de bâtiments restent similaires : la consommation d'énergie pour le chauffage est nettement plus importante dans l'urbain dense que dans le péri-urbain (près de trois fois plus forte), et les évolutions relatives sont très similaires (en relatif) avec une baisse respective de 8 et 6 % en milieu de siècle, et de 33 et 28 % en fin de siècle.

De manière inverse en JJA, face à l'augmentation des températures, l'utilisation de l'usage de la climatisation s'amplifie tout au long du siècle. Les consommations moyennes en fin de siècle restent toutefois assez faibles, surtout si on les compare aux consommations

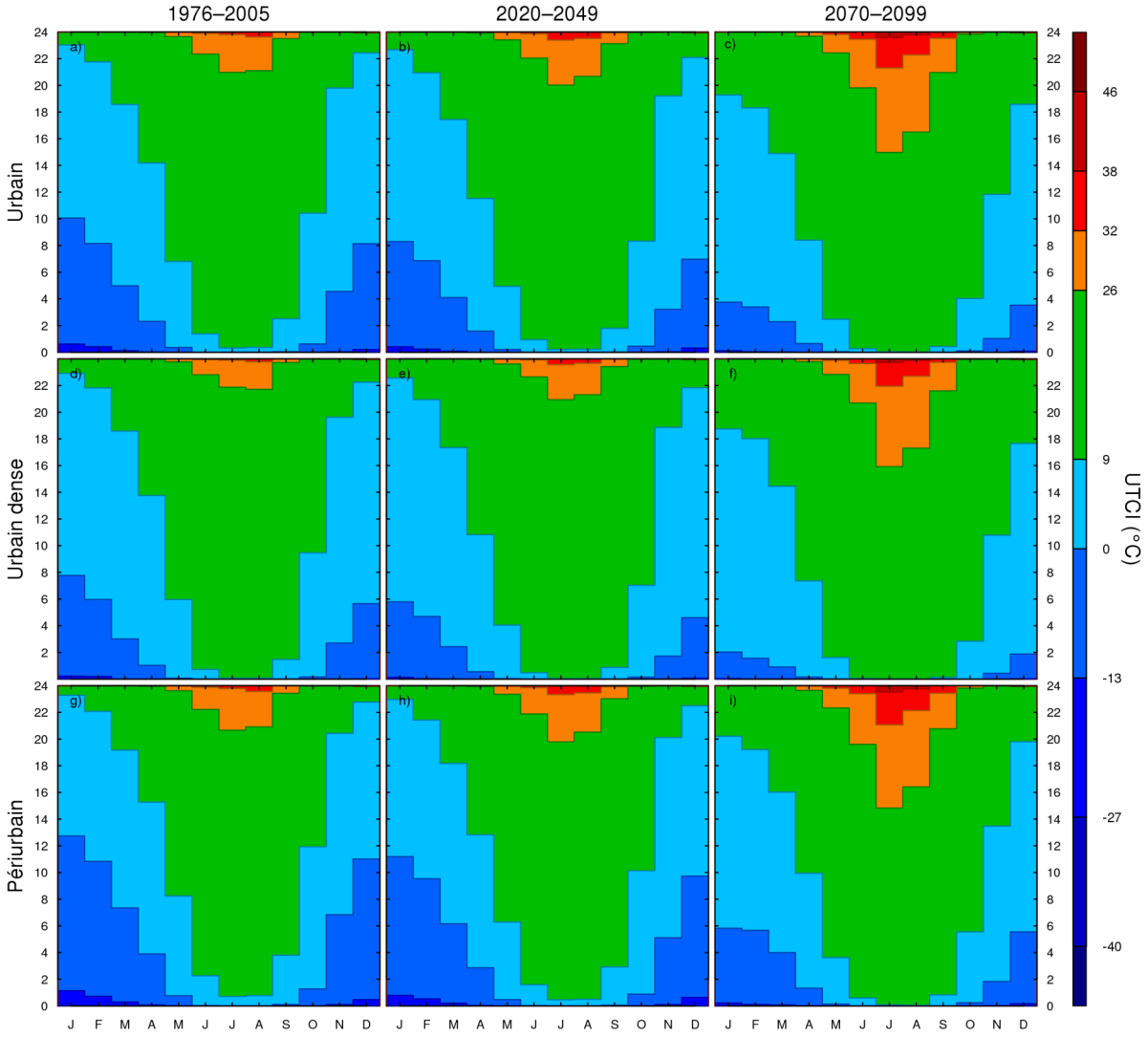


FIGURE 5.17. Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées dans différentes classes d'UTCI simulé par SDD pour les trois périodes 1976–2005, 2020–2049 *vs*) et 2070–2099. Les moyennes sont calculées pour trois typologie de bâtiments et pondérées par la surface de plancher.

hivernale. Ces faibles valeurs peuvent être expliquées par la prescription d'une température de consigne relativement élevée (25 °C), et par le fait que les zones les plus impactées (zones résidentielles péri-urbaines, sous-section 5.4.2) le sont à des heures où la population est absente du logement, durant la journée pour les jours ouvrés. Toutefois, si on regarde l'évolution relative, la consommation moyenne est multipliée par 5 au cours du siècle. Et si l'on se concentre sur les consommations les plus élevées (percentile 90, figure 5.18), on passe de 19 W m^{-2} à 130 W m^{-2}, soit une multiplication par 7 des besoins énergétiques. Ces pics estivaux sont vraisemblablement associés à l'augmentation du nombre et de l'intensité des vagues de chaleur attendues en fin de siècle.

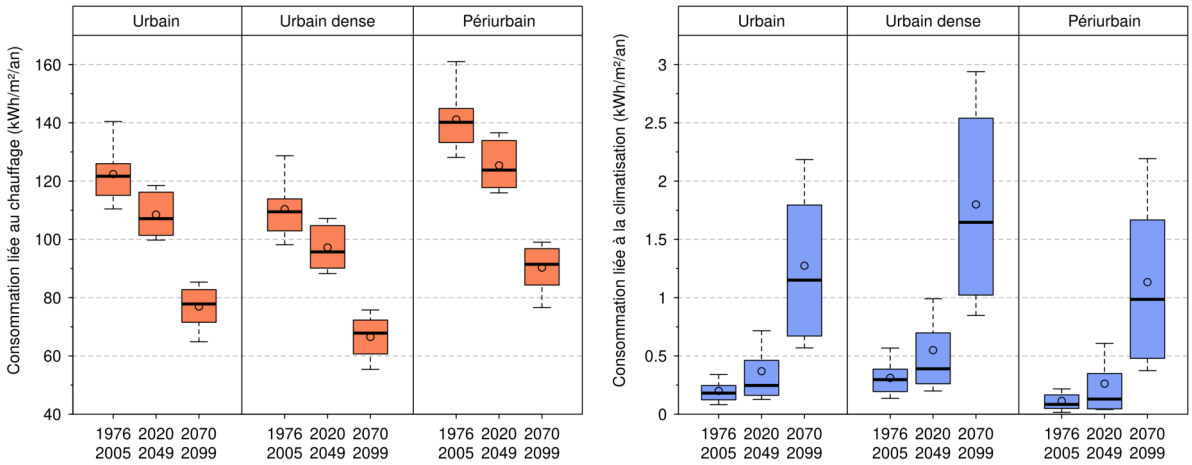


FIGURE 5.18. Évolution des distributions saisonnières des consommations énergétiques liées au chauffage pour DJF (à gauche) et à la climatisation pour JJA (à droite) entre les périodes 1976–2005, 2020–2049 et 2070–2099. Les distributions sont calculées pour l'expérience SDD et pour 3 typologies de bâti. Les valeurs de consommation sont pondérées par la surface de plancher. Les diagrammes en boîte représentent respectivement les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 ; les points représentent la moyenne.

5.5 Conclusion

Le système SURFEX (TEB) a montré sa capacité à simuler de manière assez satisfaisante les températures sur la région parisienne, en ville et en campagne, et les distributions d'intensité d'îlot de chaleur urbain. Certains biais ont néanmoins été observés, en particulier une surestimation de la température urbaine en hiver, probablement liée à une utilisation du chauffage trop importante, ou du moins un impact trop marqué des rejets de chaleur sur les températures dans la rue. Dans une moindre mesure, les plus fortes intensités d'ICU sont sous-estimées en été. D'une manière plus générale, l'évolution saisonnière des ICU simulée par SURFEX peut encore être améliorée, ce qui nécessitera des études de processus plus poussées.

La comparaison de trois expériences SDD, Z02 et Z50, réalisées avec le système SURFEX (TEB) et contraintes par différents jeux de forçages atmosphériques, a permis d'illustrer l'apport de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique. Elle permet de modéliser des températures et des îlots de chaleur urbains plus réalistes. Mais, elle est également déterminante pour une évaluation plus précise des impacts associés, que ce soit en termes de conditions de stress thermique pour les habitants, que de consommation énergétique des bâtiments pour le chauffage et la climatisation. Les différences sont constatées d'un part sur les valeurs globales des indicateurs d'impacts agrégés sur l'aire urbaine, mais aussi sur les cartes et l'identification des zones plus exposées et

potentiellement plus vulnérables.

En dernier lieu, l'analyse de la simulation forcée par la descente d'échelle d'ALADIN63 a permis une première quantification de l'évolution des indicateurs urbains sur le XXIe siècle. Nous avons notamment noté une augmentation comparable des températures minimales quotidiennes en zones urbaine et rurale, sous l'effet des tendances régionales au réchauffement, qui se traduit par une évolution très faible des intensités d'ICU de nuit. En été et en journée, le réchauffement entraîne un assèchement des sols naturels autour de la ville, qui induit une augmentation plus marquée des températures rurales et par conséquent, une diminution des intensités d'ICU voire l'occurrence d'îlots froids. L'analyse des impacts a mis en évidence une amélioration importante du confort d'hiver, mais une dégradation significative du confort d'été en fin de siècle qui pourrait entraîner des conséquences sanitaires sur les populations les plus exposées (notamment dans des logements non climatisés). Les cartes d'exposition montrent des variations selon les typologies urbaines et l'occupation du sol, avec une sensibilité plus grande des régions péri-urbaines au réchauffement. Le réchauffement s'accompagne aussi d'une évolution de la demande énergétique avec une baisse importante de la consommation d'énergie liée à l'usage du chauffage en hiver (supérieure à 30 % en fin de siècle). La consommation d'énergie liées à l'usage de la climatisation l'été augmente mais reste mineure en comparaison de la demande énergétique pour le chauffage, compte tenu des scénarios d'équipement et d'usage définis dans cette étude.

Conclusions et perspectives

L'objectif général de cette thèse était de développer une méthodologie complète pour les études d'impacts des effets combinés du climat urbain et du changement climatique en ville. Il s'agissait pour cela d'adapter la résolution spatiale et temporelle de projections climatiques régionales en y intégrant l'effet thermique de la ville, puis de mettre en œuvre une configuration de modélisation à la résolution kilométrique avec un modèle de climat urbain approprié pour le calcul d'indicateurs d'impacts relatifs aux îlots de chaleur urbain, au stress thermique et à la consommation d'énergie des bâtiments. Paris et sa région ont été ici choisis comme cas d'étude pour l'implémentation et l'évaluation de la méthodologie.

Conclusions

Une première étape de ce travail a consisté à produire une climatologie de référence sur la région parisienne à partir de jeux de données spatialisées aux résolutions kilométriques adaptées à l'étude du climat urbain. Cette étude a notamment permis de souligner la pertinence de l'utilisation de ces données à la fois pour le suivi des phénomènes et l'étude des processus physiques liés à l'environnement urbain, mais également pour la production d'indicateurs pouvant servir à l'évaluation des modèles de climat ou lors d'études d'impacts. Le croisement de longues séries d'observations de températures de l'air en surface et de températures de surface a également contribué à une meilleure compréhension des différences et des similitudes entre ces variables, ce qui constitue une question de recherche particulièrement d'actualité pour la valorisation des produits satellitaires dans le champ de l'aménagement urbain. Les indicateurs développés ont également servi à quantifier l'effet de Paris sur les cumuls journaliers de précipitations. Les résultats de cette première partie ont été réutilisés dans la suite de la thèse pour évaluer les modèles utilisés et étudier les impacts du changement climatique. Ils sont maintenant également utilisés dans l'équipe pour évaluer des simulations de climat urbain ou de climat régional à haute résolution.

Une deuxième étape de la thèse s'est concentrée sur le développement d'une méthodologie de descente d'échelle statistico-dynamique visant à spatialiser des projections climatiques régionales (ici l'ensemble EURO–CORDEX à 0,11° de résolution) à la résolution kilométrique sur la région parisienne, en intégrant l'effet du climat urbain sur les variables atmosphériques locales. La méthode proposée combine une approche statistique de classification des journées simulées par les modèles régionaux de climat en types de temps locaux avec des simulations urbaines à haute résolution produites avec le modèle atmosphérique Meso-NH couplé au modèle de canopée urbaine TEB. Les types de temps sélectionnés permettent de discrétiser des situations d'intérêt où la ville répond de manière différente sur le climat local, via le phénomène d'îlot de chaleur urbain. La méthode a été évaluée sur un ensemble de simulations climatiques réalistes (c.-à-d. forcées par des observations) sur la période 2000–2008, confirmant la pertinence du choix de l'approche par types de temps. Elle permet de discrétiser différents îlots de chaleur urbains selon les conditions météorologiques, et donc de corriger les forçages climatiques quotidiennement avec plus de réalisme ; ceci étant possible grâce à la capacité des modèles régionaux de climat à reproduire les fréquences saisonnières de types de temps locaux. Les cartes saisonnières d'îlots de chaleur urbain ainsi reconstruites apportent une nette plus-value par rapport aux données initiales des modèles de climat dont la résolution horizontale est limitée et qui n'incluent pas de paramétrisations physiques spécifiques à la modélisation des processus urbains.

Dernièrement, un cas d'application d'étude d'impacts en changement climatique a été conduit sur la région parisienne avec la plateforme de modélisation SURFEX (TEB), forcée par les données produites par la descente d'échelle statistico-dynamique appliquée au modèle régional de climat ALADIN63 en scénario RCP8,5. Les simulations de climat urbain ont été évaluées sur la période historique contre la climatologie d'observations et d'indicateurs développée en début de thèse. Elles ont également été comparées à des simulations contraintes par des jeux de forçages plus simples, où l'effet urbain n'est pas représenté. Les résultats en température et îlots de chaleur urbain sont assez satisfaisants et montrent une nette valeur ajoutée par rapport aux autres expériences, d'abord dans la représentation spatiale de l'effet urbain, mais également dans son impact sur différents indicateurs comme le confort thermique des habitants ou la consommation énergétique des bâtiments. Par la suite, la simulation a été analysée sur l'ensemble du XXIe siècle pour quantifier l'impact du changement climatique sur l'îlot de chaleur urbain, le confort thermique et la consommation énergétique.

Perspectives

Les différentes analyses réalisées au cours de cette thèse ont permis d'illustrer la robustesse de la méthode de descente d'échelle. Toutefois, la dernière étape de mise en œuvre des simulation de climat urbain en changement climatique a été uniquement testée avec un modèle de climat région et un scénario d'émission. Une prochaine étape consiste maintenant à appliquer toute la chaîne de modélisation jusqu'aux études d'impacts à l'ensemble EURO–CORDEX – ainsi qu'à d'autres scénarios de changement climatique – pour quantifier la dispersion des résultats simulés par les différents modèles et leurs implications sur la réponse urbaine et les indicateurs d'impacts.

Ce travail de thèse s'est concentré sur le domaine parisien, faisant suite à de nombreuses études antérieures menées sur la même région (Lemonsu *et al.*, 2015 ; Daniel *et al.*, 2018 ; De Munck *et al.*, 2018a ; Viguie *et al.*, 2020), et pour laquelle on disposait de nombreuses données d'évaluation. Néanmoins, la méthodologie d'étude d'impacts a été développée dans un soucis et un objectif de généricité. Elle repose sur des jeux de données disponibles sur un grand nombre de villes françaises, à savoir les classifications en types de temps locaux, et les climatologies à haute résolution du climat urbain simulées avec Meso-NH et TEB. Des travaux sont déjà en cours dans l'équipe pour valoriser l'ensemble de ce travail et appliquer désormais la méthodologie de façon plus systématique à l'ensemble des villes françaises.

Les résultats obtenus dans cette thèse - qui a pris place dans le cadre du projet de recherche européen URCLIM [1] et de la Convention Services Climatiques établie entre le Ministère de la Transition Écologique et Solidaire et le CNRS - contribuent largement à alimenter la réflexion actuelle sur la production et le transfert de nouveaux services climatiques urbains. Deux objectifs importants restent à atteindre et sont en cours de réflexion dans l'équipe. Il s'agit d'une part de mettre les forçages climatiques produits à disposition d'autres utilisateurs de disciplines scientifiques différentes pour de nouvelles études d'impacts. Il serait possible pour cela de s'appuyer sur des infrastructures existantes, par exemple les portail DRIAS [2] ou COPERNICUS [3]. D'autre part, un projet d'étude démarrera bientôt afin d'identifier et de mobiliser un panel d'acteurs publics potentiellement intéressés par les résultats de ces recherches. Il s'agira de clarifier, au travers d'enquêtes et entretiens, les besoins en lien avec les politiques publiques et la

1. URCLIM (Advance on Urban Climate Services) : projet du Consortium "European Research Area for Climate Services" (ERA4CS) initié par JPI Climate co-financé par l'Union Européene (n ° 690462)
2. DRIAS, Les futures du climat. http ://www.drias-climat.fr/
3. Programme européen de surveillance de la Terre initié par l'Agence spatiale européenne et l'Agence européenne pour l'environnement. https ://www.copernicus.eu/

prise de décision, et de proposer en réponse de nouveaux supports et éventuellement de nouveaux indicateurs.

Enfin, en parallèle de ces travaux, de nouvelles études sont actuellement en cours au laboratoire avec un modèle de climat régional à convection profonde résolue, permettant une modélisation climatique intégrée et à haute résolution pour les études d'impacts en milieu urbain. Ces études s'appuient sur le modèle AROME, modèle de prévision numérique du temps de Météo-France, utilisé dans ce cadre en mode climatique à une résolution horizontale de 2.5 km, et forcé par le modèle de climat régional ALADIN. Des simulations ont déjà été réalisées sur la région parisienne, sur une période passée pour évaluer la capacité du modèle à simuler les caractéristiques du climat urbain, et en conditions de changement climatique. Des comparaisons entre les deux approches de descente d'échelle dynamique et statistico-dynamique sont envisagées. Il s'agira de quantifier le gain des deux approches, et les limitations éventuelles de la méthode statistico-dynamique par rapport à un couplage en ligne dynamique.

Sigles et acronymes

ALADIN Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational

AROME Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle

ARPEGE Action de Recherche Petite Échelle Grande Échelle

BES Bilan d'énergie de surface

CCU Couche de canopée urbaine

CLA Couche limite atmosphérique

CLS Couche limite superficielle

CLU Couche limite urbaine

CMIP *Coupled Model Intercomparison Project*

CNRM Centre National de Recherches Météorologiques

CORDEX *CORdinated Downscaling Experiment*

ECMWF *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

ECOCLIMAP *ECOsystem CLImate MAP*

ESM *Earth System Model*

GCM *Global Circulation Model*

GES Gaz à effet de serre

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

ICU Îlot de chaleur urbain

ICUS Îlot de chaleur urbain de surface

IFS *Integrated Forecasting System*

ISBA *Interface Soil Biosphere Atmosphere*

LA Laboratoire d'Aérologie

Meso–NH *Mesoscale Non–Hydrostatic*

OMM Organisation Météorologique Mondiale

PAM *Partitioning Around Medoids*

RADOME Réseau d'Acquisition de Données et d'Observations Météorologiques Étendu

RCM *Regional Climate Model*

RCP *Representative Concentration Pathways*

SCI Sous-couche inertielle

SCR Sous-couche rugueuse

SURFEX SURfaces Externalisées

TEB *Town Energy Balance*

TTS Type de temps spécifique

UCM *Urban Canopy Model*

UTCI *Universal Thermal Comfort Index*

WCRP *World Climate Research Program*

Bibliographie

Alberti, M. (2008a). Futures of Urban Ecosystems. *Advances in Urban Ecology : Integrating Humans and Ecological Processes in Urban Ecosystems*, 225-250.

Alberti, M. (2008b). Humans as a Component of Ecosystems. *Advances in Urban Ecology : Integrating Humans and Ecological Processes in Urban Ecosystems*, 27-59.

Antrop, M. (2004). Landscape change and the urbanization process in Europe. *Landscape and urban planning*, *67*(1-4), 9-26.

Arnfield, A. J. (2003). Two decades of urban climate research : a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *International Journal of Climatology : a Journal of the Royal Meteorological Society*, *23*(1), 1-26.

Barles, S. (2007). Urban metabolism and river systems : an historical perspective–Paris and the Seine, 1790–1970. *Hydrology and Earth System Sciences*, *11*(6), 1757-1769.

Baró, F., Chaparro, L., Gómez-Baggethun, E., Langemeyer, J., Nowak, D. J. & Terradas, J. (2014). Contribution of ecosystem services to air quality and climate change mitigation policies : the case of urban forests in Barcelona, Spain. *Ambio*, *43*(4), 466-479.

Bartholome, 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.

Beck, C. & Philipp, A. (2010). Evaluation and comparison of circulation type classifications for the European domain. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *35*(9-12), 374-387.

Berne, A., Delrieu, G., Creutin, J.-D. & Obled, C. (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology*, *299*(3-4), 166-179.

Blair, R. B. (1996). Land use and avian species diversity along an urban gradient. *Ecological applications*, *6*(2), 506-519.

Blair, R. B. (1999). Birds and butterflies along an urban gradient : surrogate taxa for assessing biodiversity ? *Ecological applications*, *9*(1), 164-170.

Blanchet, G. (1961). Le climat du Bassin Parisien, d'après Pierre Pédelaborde. *Revue de Géographie Alpine*, *49*(2), 373-378.

Bocher, E., Petit, G., Bernard, J. & Palominos, S. (2018). A geoprocessing framework to compute urban indicators : The MApUCE tools chain. *Urban climate*, *24*, 153-174.

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

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. *Climate Dynamics*, *54*(5), 2981-3002.

Bohnenstengel, S., Evans, S., Clark, P. A. & Belcher, S. (2011). Simulations of the London urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*(659), 1625-1640.

Bolund, P. & Hunhammar, S. (1999). Ecosystem services in urban areas. *Ecological economics*, *29*(2), 293-301.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T. & Noilhan, J. (2000). The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(9), 1544-1569. https://doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<1544:TIOTIO>2.0.CO;2

Bouchama, A. (2004). The 2003 European heat wave. *Intensive care medicine*, *30*(1), 1-3.

Bougeault, P. & Lacarrere, P. (1989). Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta–scale model. *Monthly weather review*, *117*(8), 1872-1890.

Bueno, B., Pigeon, G., Norford, L., Zibouche, K. & Marchadier, C. (2012). Development and evaluation of a building energy model integrated in the TEB scheme. *Geoscientific Model Development*.

Buscail, C., Upegui, E. & Viel, J.-F. (2012). Mapping heatwave health risk at the community level for public health action. *International journal of health geographics*, *11*(1), 1-9.

Buyantuyev, A. & Wu, J. (2009). Urbanization alters spatiotemporal patterns of ecosystem primary production : A case study of the Phoenix metropolitan region, USA. *Journal of Arid Environments*, *73*(4-5), 512-520.

Calvet, C. (1984). *Climatologie de la région parisienne*. Ministère des transporte. Direction de la météorologie.

Canellas, C., Gibelin, A.-L., Lassègues, P., Kerdoncuff, M., Dandin, P. & Simon, P. (2014). Les normales climatiques spatialisées Aurelhy 1981-2010 : températures et précipitations. *La météorologie*.

Cantat, O. (1986). Influence de l'urbanisation sur le climat de la région parisienne. *Physio-Géo*, (16), 25-40.

Cantat, O. (2004). L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois. Environnement, aménagement, société*, (191), 75-102.

Cassou, C., Terray, L. & Phillips, A. S. (2005). Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of climate*, *18*(15), 2805-2811.

Čeplová, N., Kalusová, V. & Lososová, Z. (2017). Effects of settlement size, urban heat island and habitat type on urban plant biodiversity. *Landscape and Urban Planning*, *159*, 15-22.

Champeaux, J., Masson, V. & Chauvin, F. (2005). ECOCLIMAP : a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological Applications : A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, *12*(1), 29-32.

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

Chen, X.-L., Zhao, H.-M., Li, P.-X. & Yin, Z.-Y. (2006). Remote sensing image-based analysis of the relationship between urban heat island and land use/cover changes. *Remote sensing of environment*, *104*(2), 133-146.

Choisnel, E. & Vivier, J.-F. (1993). Les saisons météorologiques, le climat urbain les a-t-il masquées ?, In *Les Annales de la Recherche Urbaine*. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS.

Christensen, J. H. & Christensen, O. B. (2007). A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic change*, *81*(1), 7-30.

Christensen, J. H., Hewitson, B., Busuioc, A., Chen, A., Gao, X., Held, R., Jones, R., Kolli, R. K., Kwon, W., Laprise, R. Et al. (2007a). Regional climate projections, In *Climate Change, 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, University Press, Cambridge, Chapter 11*. Cambridge University Press.

Christensen, J. H., Kanikicharla, K. K., Aldrian, E., An, S. I., Cavalcanti, I. F. A., de Castro, M., Dong, W., Goswami, P., Hall, A., Kanyanga, J. K. Et al. (2013). Climate phenomena and their relevance for future regional climate change, In *Climate change 2013 the physical science basis : Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.

Christensen, O. B., Drews, M., Christensen, J. H., Dethloff, K., Ketelsen, K., Hebestadt, I. & Rinke, A. (2007b). The HIRHAM regional climate model. Version 5 (beta).

Coccolo, S., Kämpf, J., Scartezzini, J.-L. & Pearlmutter, D. (2016). Outdoor human comfort and thermal stress : A comprehensive review on models and standards. *Urban Climate*, *18*, 33-57.

Cohen, A. J., Anderson, H. R., Ostro, B., Pandey, K. D., Krzyzanowski, M., Künzli, N., Gutschmidt, K., Pope III, C. A., Romieu, I., Samet, J. M. Et al. (2004). Urban air pollution. *Comparative quantification of health risks : global and regional burden of disease attributable to selected major risk factors*, *2*, 1353-1433.

Colin, J., Déqué, M., Radu, R. & Somot, S. (2010). Sensitivity study of heavy precipitation in Limited Area Model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, *62*(5), 591-604.

Coll, C., Caselles, V., Galve, J. M., Valor, E., Niclos, R., Sánchez, J. M. & Rivas, R. (2005). Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data. *Remote sensing of Environment*, *97*(3), 288-300.

Coll, C., Wan, Z. & Galve, J. M. (2009). Temperature-based and radiance-based validations of the V5 MODIS land surface temperature product. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *114*(D20).

Coquillat, S., Boussaton, M.-P., Buguet, M., Lambert, D., Ribaud, J.-F. & Berthelot, A. (2013). Lightning ground flash patterns over Paris area between 1992 and 2003 : Influence of pollution ? *Atmospheric research*, *122*, 77-92.

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*, *23*, 287-308.

Daniel, M., Lemonsu, A., Déqué, M., Somot, S., Alias, A. & Masson, V. (2019). Benefits of explicit urban parameterization in regional climate modeling to study climate and city interactions. *Climate Dynamics*, *52*(5-6), 2745-2764.

Daniel, M. (2017). *Villes, climat urbain et climat régional sur la France : étude par une approche de modélisation climatique couplée* (thèse de doct.). Université Toulouse III - Paul Sabatier.

Daniels, E., Lenderink, G., Hutjes, R. & Holtslag, A. (2016). Observed urban effects on precipitation along the Dutch West coast. *International Journal of Climatology*, *36*(4), 2111-2119.

Davis, R. S. (2001). Flash flood forecast and detection methods, In *Severe Convective Storms*. Springer.

De Bono, A., Peduzzi, P., Kluser, S. & Giuliani, G. (2004). Impacts of summer 2003 heat wave in Europe.

De Félice, P. & Schremmer, F. (1964). Étude de la variation des précipitations dans quelques stations de France et d'Algérie. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, *13*(2), 173-192.

de la météorologie nationale, F. D. & Bessemoulin, J. (1974). *Atlas climatique de la France*. Ministère des transports, Secrétariat général à l'aviation civile, Direction ...

De Munck, C., Lemonsu, A., Masson, V., Le Bras, J. & Bonhomme, M. (2018a). Evaluating the impacts of greening scenarios on thermal comfort and energy and water consumptions for adapting Paris city to climate change. *Urban Climate*, *23*, 260-286.

De Munck, C., Lemonsu, A., Masson, V., Le Bras, J. & Bonhomme, M. (2018b). Evaluating the impacts of greening scenarios on thermal comfort and energy and water consumptions for adapting Paris city to climate change. *Urban Climate*, *23*, 260-286.

De Munck, C., Pigeon, G., Masson, V., Marchadier, C., Meunier, F., Bousquet, P., Tremeac, B., Merchat, M., Poeuf, P. & Lemonsu, A. (2013a). How much air conditioning can increase air temperatures for a city like Paris (France) ? *International Journal of Climatology*, *33*, 210-227.

De Munck, C., Lemonsu, A., Bouzouidja, R., Masson, V. & Claverie, R. (2013b). The GREENROOF module (v7. 3) for modelling green roof hydrological and energetic performances within TEB. *Geoscientific Model Development*, *6*(6), 1941-1960.

De Ridder, K., Maiheu, B., Lauwaet, D., Daglis, I. A., Keramitsoglou, I., Kourtidis, K., Manunta, P. & Paganini, M. (2017). Urban heat island intensification during hot spells—The case of Paris during the summer of 2003. *Urban Science*, *1*(1), 3.

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 : Atmospheres*, *116*(D20), n/a-n/a. https://doi.org/10.1029/2011JD016002
D20126

Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, d. P. Et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, *137*(656), 553-597.

Déqué, M., Dreveton, 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.

Dettwiller, J. & Changnon Jr, S. (1976). Possible urban effects on maximum daily rainfall at Paris, St. Louis and Chicago. *Journal of Applied Meteorology*, *15*(5), 517-519.

Dettwiller, J. (1970). *Évolution séculaire du climat de Paris : influence de l'urbanisation.* Dir. de la Météorologie Nationale.

Dickinson, R. E. (1983). Land surface processes and climate—Surface albedos and energy balance, In *Advances in geophysics.* Elsevier.

Djongyang, N., Tchinda, R. & Njomo, D. (2010). Thermal comfort : A review paper. *Renewable and sustainable energy reviews*, *14*(9), 2626-2640.

Doms, G., Förstner, J., Heise, E., Herzog, H., Mironov, D., Raschendorfer, M., Reinhardt, T., Ritter, B., Schrodin, R., Schulz, J.-P. Et al. (2011). A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part II : Physical Parameterization. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany.*

Doms, G. & Schättler, U. (2002). A description of the nonhydrostatic regional model LM. *Part I : Dynamics and Numerics, Deutscher Wetterdienst, Offenbach.*

Dosio, A. (2016). Projections of climate change indices of temperature and precipitation from an ensemble of bias-adjusted high-resolution EURO-CORDEX regional climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *121*(10), 5488-5511.

Douglas, I. (1983). The urban environment.

Dousset, B., Gourmelon, F., Laaidi, K., Zeghnoun, A., Giraudet, E., Bretin, P., Mauri, E. & Vandentorren, S. (2011). Satellite monitoring of summer heat waves in the Paris metropolitan area. *International Journal of Climatology*, *31*(2), 313-323.

Douvinet, J., Planchon, O., Cantat, O., Delahaye, D. & Cador, J.-M. (2009). Variabilité spatio-temporelle et dynamique des pluies de forte intensité à l'origine des «crues rapides» dans le Bassin Parisien (France). *Climatologie*, *6*, 47-72.

Duan, S.-B. & Li, Z.-L. (2015). Intercomparison of operational land surface temperature products derived from MSG-SEVIRI and Terra/Aqua-MODIS data. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, *8*(8), 4163-4170.

Duchêne, F., Van Schaeybroeck, B., Caluwaerts, S., De Troch, R., 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.

Duh, J.-D., Shandas, V., Chang, H. & George, L. A. (2008). Rates of urbanisation and the resiliency of air and water quality. *Science of the total environment*, *400*(1-3), 238-256.

ECMWF. (2019). Changes in ECMWF model—evolution of the IFS [https ://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model].

Eliasson, I. (1996). Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use. *Atmospheric Environment*, *30*(3), 379-392.

Endreny, T. A. (2006). Land use and land cover effects on runoff processes : urban and suburban development. *Encyclopedia of hydrological sciences.*

Erbs, D., Klein, S. & Duffie, J. (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar energy*, *28*(4), 293-302.

Escourrou, G. (1984a). L'évolution du climat français : Océanisation et influence de l'urbanisation. *Revue géographique de l'Est*, *24*(1), 17-26.

Escourrou, G. (1984b). Quelques remarques sur la climatologie urbaine (Some remarks about urban climatology). *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, *61*(500), 83-97.

Escourrou, G. (1990). La spécificité du climat de l'agglomération parisienne/The unique character of the Paris urban area's climate. *Géocarrefour*, *65*(2), 85-89.

Escourrou, G. (1991). Le climat et Ia ville. *Nathan University Editions, Paris.*

Ewing, R. & Rong, F. (2008). The impact of urban form on US residential energy use. *Housing policy debate*, *19*(1), 1-30.

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.

Faroux, S., Kaptué Tchuenté, A., 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.

Fiala, D., Havenith, G., Bröde, P., Kampmann, B. & Jendritzky, G. (2012). UTCI-Fiala multi-node model of human heat transfer and temperature regulation. *International journal of biometeorology*, *56*(3), 429-441.

Fletcher, T. D., Andrieu, H. & Hamel, P. (2013). Understanding, management and modelling of urban hydrology and its consequences for receiving waters : A state of the art. *Advances in water resources*, *51*, 261-279.

Foster, S., Morris, B. & Lawrence, A. (1994). Effects of urbanization on groundwater recharge, In *Groundwater problems in urban areas : Proceedings of the International Conference organized by the Institution of Civil Engineers and held in London, 2–3 June 1993*. Thomas Telford Publishing.

Freitas, S. C., Trigo, I. F., Bioucas-Dias, J. M. & Gottsche, F.-M. (2009). Quantifying the uncertainty of land surface temperature retrievals from SEVIRI/Meteosat. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *48*(1), 523-534.

Frey-Buness, F., Heimann, D. & Sausen, R. (1995). A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, *50*(3-4), 117-131.

Fumière, Q., Déqué, M., Nuissier, O., Somot, S., Alias, A., Caillaud, C., Laurantin, O. & Seity, Y. (2020). Extreme rainfall in Mediterranean France during the fall : added value of the CNRM-AROME Convection-Permitting Regional Climate Model. *Climate Dynamics*, *55*(1), 77-91.

Gallo, K. P., Tarpley, J. D., McNab, A. L. & Karl, T. R. (1995). Assessment of urban heat islands : a satellite perspective. *Atmospheric research*, *37*(1-3), 37-43.

Gallo, K., Hale, R., Tarpley, D. & Yu, Y. (2011). Evaluation of the relationship between air and land surface temperature under clear-and cloudy-sky conditions. *Journal of applied meteorology and climatology*, *50*(3), 767-775.

Gao, C., Jiang, X., Wu, H., Tang, B., Li, Z. & Li, Z. (2012). Comparison of land surface temperatures from MSG-2/SEVIRI and Terra/MODIS. *Journal of Applied Remote Sensing*, *6*(1), 063606.

Gardes, T., Schoetter, R., Hidalgo, J., Long, N., Marquès, E. & Masson, V. (2020). Statistical prediction of the nocturnal urban heat island intensity based on urban morphology and geographical factors-An investigation based on numerical model results for a large ensemble of French cities. *Science of The Total Environment*, 139253.

Germaine, S. & Wakeling, B. (2001). Lizard species distributions and habitat occupation along an urban gradient in Tucson, Arizona, USA. *Biological Conservation*, *97*(2), 229-237.

Gibelin, A.-L., Dubuisson, B., Corre, L., Deaux, N., Jourdain, S., Laval, L., Piquemal, J.-M., Mestre, O., Dennetière, D., Desmidt, S. Et al. (2014). Evolution de la température en France depuis les années 1950 : constitution d'un nouveau jeu de séries homogénéisées de référence. *La Météorologie*.

Gidhagen, L., Olsson, J., Amorim, J. H., Asker, C., Belusic, D., Carvalho, A. C., Engardt, M., Hundecha, Y., Körnich, H., Lind, P. Et al. (2020). Towards climate services for European cities : Lessons learnt from the Copernicus project Urban SIS. *Urban Climate*, *31*, 100549.

GIEC. (2013). *Résumé à l'intention des décideurs, Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*

[sous la direction de Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley]. Cambridge University Press.

Giorgi, F. (2019). Thirty Years of Regional Climate Modeling : Where Are We and Where Are We Going next ? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *124*(11), 5696-5723. https://doi.org/10.1029/2018JD030094

Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G., Nair, V., Giuliani, G. Et al. (2012). RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Climate Research*, *52*, 7-29.

Giorgi, F., Jones, C., Asrar, G. R. Et al. (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, *58*(3), 175.

Givone, C. (1997). Circulation et contrôle des données climatologiques à Météo-France. *La Météorologie*.

Göbel, P., Dierkes, C. & Coldewey, W. (2007). Storm water runoff concentration matrix for urban areas. *Journal of contaminant hydrology*, *91*(1-2), 26-42.

Goel, P. (2006). *Water pollution : causes, effects and control*. New Age International.

Gómez-Baggethun, E. & Barton, D. N. (2013). Classifying and valuing ecosystem services for urban planning. *Ecological economics*, *86*, 235-245.

Gosling, S. N., Lowe, J. A., McGregor, G. R., Pelling, M. & Malamud, B. D. (2009). Associations between elevated atmospheric temperature and human mortality : a critical review of the literature. *Climatic change*, *92*(3), 299-341.

Gower, J. C. (1971). A general coefficient of similarity and some of its properties. *Biometrics*, 857-871.

Graham, L. P., Andréasson, J. & Carlsson, B. (2007). Assessing climate change impacts on hydrology from an ensemble of regional climate models, model scales and linking methods–a case study on the Lule River basin. *Climatic Change*, *81*(1), 293-307.

Gregory, K. J. (2006). The human role in changing river channels. *Geomorphology*, *79*(3-4), 172-191.

Grimmond, C. (2006). Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*, *84*(1-3), 3-22.

Grimmond, C., Blackett, M., Best, M., Baik, J.-J., Belcher, S., Beringer, J., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Coutts, A., Dandou, A., Fortuniak, K., Gouvea, M., Hamdi, R., Hendry, M., Kanda, M., Kawai, T., Kawamoto, Y., Kondo, H., ... Zhang, N. (2011). Initial results from Phase 2 of the international urban energy balance model comparison. *International Journal of Climatology*, *31*(2), 244-272. https://doi.org/10.1002/joc.2227

Grimmond, C., Blackett, M., Best, M., Barlow, J., Baik, J.-J., Belcher, S., Bohnenstengel, S., Calmet, I., Chen, F., Dandou, A., Fortuniak, K., Gouvea, M., Hamdi, R., Hendry, M., Kawai, T., Kawamoto, Y., Kondo, H., Krayenhoff, E., Lee, S.-H., ... Zhang, N. (2010). The International Urban Energy Balance Models Comparison Project : First Results from Phase 1. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *49*(6), 1268-1292. https://doi.org/10.1175/2010JAMC2354.1

Grisollet, H. (1958). *Climatologie de Paris et de la région parisienne*. Direction de la météorologie nationale.

Gutiérrez, C., Somot, S., Nabat, P., Mallet, M., Corre, L., Van Meijgaard, E., Perpiñán, O. & Gaertner, M. Á. (2020). Future evolution of surface solar radiation and photovoltaic potential in Europe : investigating the role of aerosols. *Environmental Research Letters*, *15*(3), 034035.

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.

Hamdi, R., Giot, O., De Troch, R., Deckmyn, A. & Termonia, P. (2015). Future climate of Brussels and Paris for the 2050s under the A1B scenario. *Urban climate*, *12*, 160-182.

Hamdi, R., Van de Vyver, H., De Troch, R. & Termonia, P. (2014). Assessment of three dynamical urban climate downscaling methods : Brussels's future urban heat island under an A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*, *34*(4), 978-999.

Hammond, M. J., Chen, A. S., Djordjević, S., Butler, D. & Mark, O. (2015). Urban flood impact assessment : A state-of-the-art review. *Urban Water Journal*, *12*(1), 14-29.

Han, J.-Y. & Baik, J.-J. (2008). A theoretical and numerical study of urban heat island–induced circulation and convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *65*(6), 1859-1877.

Han, J.-Y., Baik, J.-J. & Lee, H. (2014). Urban impacts on precipitation. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, *50*(1), 17-30.

Hansen, A. J., Knight, R. L., Marzluff, J. M., Powell, S., Brown, K., Gude, P. H. & Jones, K. (2005). Effects of exurban development on biodiversity : patterns, mechanisms, and research needs. *Ecological Applications*, *15*(6), 1893-1905.

Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*, *48*(4).

Hardison, E. C., O'Driscoll, M. A., DeLoatch, J. P., Howard, R. J. & Brinson, M. M. (2009). Urban Land Use, Channel Incision, and Water Table Decline Along

Coastal Plain Streams, North Carolina 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, *45*(4), 1032-1046.

Hartmann, D. L., Tank, A. M. K., Rusticucci, M., Alexander, L. V., Brönnimann, S., Charabi, Y. A. R., Dentener, F. J., Dlugokencky, E. J., Easterling, D. R., Kaplan, A. Et al. (2013). Observations : atmosphere and surface, In *Climate change 2013 the physical science basis : Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.

Hémon, D. & Jougla, E. (2003). Surmortalité liée à la canicule d'août 2003. *Rapport d'étape INSERM, Paris*.

Hensen, J. L. M. Et al. (1991). *On the thermal interaction of building structure and heating and ventilating system*. Technische Universiteitt Eindhoven.

Hidalgo, J. & Jougla, R. (2018). On the use of local weather types classification to improve climate understanding : An application on the urban climate of Toulouse. *PloS one*, *13*(12), e0208138.

Hidalgo, J., Masson, V. & Pigeon, G. (2008). Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment : numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *102*(3), 243. https://doi.org/10.1007/s00703-008-0345-0

Hidalgo, J., Masson, V. & Baehr, C. (2014). From daily climatic scenarios to hourly atmospheric forcing fields to force Soil-Vegetation-Atmosphere transfer models. *Frontiers in Environmental Science*, *2*, 40.

Hoffmann, P., Krueger, O. & Schlünzen, K. H. (2012). A statistical model for the urban heat island and its application to a climate change scenario. *International Journal of Climatology*, *32*(8), 1238-1248.

Hoffmann, P., Schoetter, R. & Schlünzen, H. (2018). Statistical-dynamical downscaling of the urban heat island in Hamburg, Germany. *Meteorologische Zeitschrift*, *27*, 89-109.

Hogrefe, C., Lynn, B., Civerolo, K., Ku, J.-Y., Rosenthal, J., Rosenzweig, C., Goldberg, R., Gaffin, S., Knowlton, K. & Kinney, P. (2004). Simulating changes in regional air pollution over the eastern United States due to changes in global and regional climate and emissions. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *109*(D22).

Hope, D., Gries, C., Zhu, W., Fagan, W. F., Redman, C. L., Grimm, N. B., Nelson, A. L., Martin, C. & Kinzig, A. (2003). Socioeconomics drive urban plant diversity. *Proceedings of the national academy of sciences*, *100*(15), 8788-8792.

Howard, L. (1833). *The climate of London : deduced from meteorological observations made in the metropolis and at various places around it* (T. 3). Harvey ; Darton, J. ; A. Arch, Longman, Hatchard, S. Highley [and] R. Hunter.

Hu, L., Brunsell, N. A., Monaghan, A. J., Barlage, M. & Wilhelmi, O. V. (2014). How can we use MODIS land surface temperature to validate long-term urban model simulations ? *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *119*(6), 3185-3201.

Huff, F. & Changnon Jr, S. (1973). Precipitation modification by major urban areas. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *54*(12), 1220-1233.

Huff, F. & Vogel, J. L. (1978). Urban, topographic and diurnal effects on rainfall in the St. Louis region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *17*(5), 565-577.

IGN. (2011). *BD TOPO version 2.1, http ://professionnels.ign.fr/sites/default/files/DC_BDTOPO_2_1.pdf* (rapp. tech.). Institut Géographique National.

Imhoff, M. L., Tucker, C. J., Lawrence, W. T. & Stutzer, D. C. (2000). The use of multisource satellite and geospatial data to study the effect of urbanization on primary productivity in the United States. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *38*(6), 2549-2556.

Irmak, M. A., Yilmaz, S., Mutlu, E. & Yilmaz, H. (2020). Analysis of different urban spaces on thermal comfort in cold regions : A case from Erzurum. *Theoretical and Applied Climatology*, *141*(3), 1593-1609.

Jacob, D., Bärring, L., Christensen, O. B., Christensen, J. H., De Castro, M., Deque, M., Giorgi, F., Hagemann, S., Hirschi, M., Jones, R. Et al. (2007). An inter-comparison of regional climate models for Europe : model performance in present-day climate. *Climatic change*, *81*(1), 31-52.

Jacob, D., Elizalde, A., Haensler, A., Hagemann, S., Kumar, P., Podzun, R., Rechid, D., Remedio, A. R., Saeed, F., Sieck, K. Et al. (2012). Assessing the transferability of the regional climate model REMO to different coordinated regional climate downscaling experiment (CORDEX) regions. *Atmosphere*, *3*(1), 181-199.

Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O. B., Bouwer, L. M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G. Et al. (2014). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional environmental change*, *14*(2), 563-578.

Jacobson, C. R. (2011). Identification and quantification of the hydrological impacts of imperviousness in urban catchments : A review. *Journal of environmental management*, *92*(6), 1438-1448.

Jänicke, B., Meier, F., Fenner, D., Fehrenbach, U., Holtmann, A. & Scherer, D. (2017). Urban–rural differences in near-surface air temperature as resolved by the Central Europe Refined analysis (CER) : sensitivity to planetary boundary layer schemes and urban canopy models. *International Journal of Climatology*, *37*(4), 2063-2079.

Jennings, K. S., Winchell, T. S., Livneh, B. & Molotch, N. P. (2018). Spatial variation of the rain–snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature communications*, *9*(1), 1-9.

Jin, H., Liu, S. & Kang, J. (2019). Thermal comfort range and influence factor of urban pedestrian streets in severe cold regions. *Energy and Buildings*, *198*, 197-206.

Jin, M. (2004). Analysis of land skin temperature using AVHRR observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*(4), 587-600.

Jin, M., Dickinson, R. E. & Zhang, D. (2005). The footprint of urban areas on global climate as characterized by MODIS. *Journal of climate*, *18*(10), 1551-1565.

Jougla, R., Hidalgo, J. & Pouponneau, B. (2019). Identification des situations météorologiques locales pour une cinquantaine de villes françaises. *La Météorologie*.

Justice, C. O., Vermote, E., Townshend, J. R., Defries, R., Roy, D. P., Hall, D. K., Salomonson, V. V., Privette, J. L., Riggs, G., Strahler, A. Et al. (1998). The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) : Land remote sensing for global change research. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, *36*(4), 1228-1249.

Kain, J. S. & Fritsch, J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *47*(23), 2784-2802.

Kalnay, E. & Cai, M. (2003). Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature*, *423*(6939), 528-531.

Kappes, H., Katzschner, L. & Nowak, C. (2012). Urban summer heat load : Meteorological data as a proxy for metropolitan biodiversity. *Meteorologische Zeitschrift*, *21*(5), 525-528.

Karl, T. R., Nicholls, N. & Ghazi, A. (1999). Clivar/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes workshop summary, In *Weather and climate extremes*. Springer.

Kaufman, L. & Rousseeuw, P. J. (1990). Partitioning around medoids (program pam). *Finding groups in data : an introduction to cluster analysis*, *344*, 68-125.

Kaufman, L. & Rousseeuw, P. J. (2009). *Finding groups in data : an introduction to cluster analysis* (T. 344). John Wiley & Sons.

Kaye, J. P., McCulley, R. & Burke, I. (2005). Carbon fluxes, nitrogen cycling, and soil microbial communities in adjacent urban, native and agricultural ecosystems. *Global Change Biology*, *11*(4), 575-587.

Kennedy, C., Cuddihy, J. & Engel-Yan, J. (2007). The changing metabolism of cities. *Journal of industrial ecology*, *11*(2), 43-59.

Kevin, J.-P. W., Kotlarski, S., Scherrer, S. C. & Schär, C. (2017). The Alpine snow-albedo feedback in regional climate models. *Climate dynamics*, *48*(3-4), 1109-1124.

Kolokotroni, M., Ren, X., Davies, M. & Mavrogianni, A. (2012). London's urban heat island : Impact on current and future energy consumption in office buildings. *Energy and buildings*, *47*, 302-311.

Kotlarski, S., Keuler, K., Christensen, O. B., Colette, A., Déqué, M., Gobiet, A., Goergen, K., Jacob, D., Lüthi, D., Van Meijgaard, E. Et al. (2014). Regional climate modeling on European scales : a joint standard evaluation of the EURO-CORDEX RCM ensemble. *Geoscientific Model Development*, *7*, 1297-1333.

Kounkou-Arnaud, R. & Brion, D. (2018). Optimal interpolation of daily temperatures around Paris, taking into account urban fraction, In *International Conference of Urban Climate ICUC*.

Kounkou-Arnaud, R., Desplat, J., Lemonsu, A. & Salagnac, J.-L. (2014). Epicea : étude des impacts du changement climatique à Paris. *La Météorologie*.

Kounkoud-Arnaud, R. & Brion, D. (2018). Optimal interpolation of daily temperatures around Paris, taking into account urban fraction, In *10th International Conference on Urban Climate*.

Kovats, R. S. & Hajat, S. (2008). Heat stress and public health : a critical review. *Annu. Rev. Public Health*, *29*, 41-55.

Kowarik, I. (2008). On the role of alien species in urban flora and vegetation, In *Urban ecology*. Springer.

Krayenhoff, E. S. (2014). *A multi-layer urban canopy model for neighbourhoods with trees* (thèse de doct.). University of British Columbia.

Ku, H. F., Hagelin, N. W. & Buxton, H. T. (1992). Effects of urban storm-runoff control on ground-water recharge in Nassau County, New York. *Groundwater*, *30*(4), 507-514.

Künzli, N., Kaiser, R., Medina, S., Studnicka, M., Chanel, O., Filliger, P., Herry, M., Horak Jr, F., Puybonnieux-Texier, V., Quénel, P. Et al. (2000). Public-health impact of outdoor and traffic-related air pollution : a European assessment. *The Lancet*, *356*(9232), 795-801.

Kwok, Y. T., Schoetter, R., Lau, K. K.-L., Hidalgo, J., Ren, C., Pigeon, G. & Masson, V. (2019). How well does the local climate zone scheme discern the thermal environment of Toulouse (France) ? An analysis using numerical simulation data. *International Journal of Climatology*, *39*(14), 5292-5315.

Laaidi, 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.

Lac, C., Chaboureau, P., Masson, V., Pinty, P., Tulet, P., Escobar, J., Leriche, M., Barthe, C., Aouizerats, B., Augros, C. Et al. (2018). Overview of the Meso-NH model version 5.4 and its applications. *Geoscientific Model Development*, *11*, 1929-1969.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E. & Vilà-Guerau de Arellano, J. (1998). The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, *16*(1), 90-109. https://doi.org/10.1007/s00585-997-0090-6

Lagouarde, J.-P. & Irvine, M. (2008). Directional anisotropy in thermal infrared measurements over Toulouse city centre during the CAPITOUL measurement campaigns : first results. *Meteorology and atmospheric physics*, *102*(3-4), 173.

Landrigan, P. J., Fuller, R., Acosta, N. J., Adeyi, O., Arnold, R., Baldé, A. B., Bertollini, R., Bose-O'Reilly, S., Boufford, J. I., Breysse, P. N. Et al. (2018). The Lancet Commission on pollution and health. *The lancet*, *391*(10119), 462-512.

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.

Lauwaet, D., Maiheu, B., De Ridder, K., Boënne, W., Hooyberghs, H., Demuzere, M. & Verdonck, M.-L. (2020). A new method to assess fine-scale outdoor thermal comfort for urban agglomerations. *Climate*, *8*(1), 6.

Le Roy, B., Lemonsu, A., Kounkou-Arnaud, R., Brion, D. & Masson, V. (2019). Long time series spatialized data for urban climatological studies : A case study of Paris, France. *International Journal of Climatology*, *40*(7), 3567-3584. https://doi.org/10.1002/joc.6414

Le Roy, B., Lemonsu, A. & Schoetter, R. (2021). A statistical–dynamical downscaling methodology for the urban heat island applied to the EURO-CORDEX ensemble. *Climate Dynamics*, *56*(7), 2487-2508. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05600-z

Lemonsu, A., Beaulant, A., Somot, S. & Masson, V. (2014a). Evolution of heat wave occurrence over the Paris basin (France) in the 21st century. *Climate Research*, *61*(1), 75-91. https://doi.org/10.3354/cr01235

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*.

Lemonsu, A., Bastin, S., Masson, V. & Drobinski, P. (2006). Vertical Structure of the Urban Boundary Layer over Marseille Under Sea-Breeze Conditions. *Boundary-Layer Meteorology*, *118*(3), 477-501.

Lemonsu, A., Beaulant, A. L., Somot, S. & Masson, V. (2014b). Evolution of heat wave occurrence over the Paris basin (France) in the 21st century. *Climate Research*, *61*(1), 75-91.

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.

Lemonsu, A. & Masson, V. (2002). Simulation of a Summer Urban Breeze Over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, *104*(3), 463-490. https://doi.org/10.1023/A:1016509614936

Lemonsu, A., Viguie, V., Daniel, M. & Masson, V. (2015). Vulnerability to heat waves : Impact of urban expansion scenarios on urban heat island and heat stress in Paris (France). *Urban Climate*, *14*, 586-605.

Leung, L. R. & Gustafson Jr, W. I. (2005). Potential regional climate change and implications to US air quality. *Geophysical Research Letters*, *32*(16).

Leutwyler, D., Lüthi, D., Ban, N., Fuhrer, O. & Schär, C. (2017). Evaluation of the convection-resolving climate modeling approach on continental scales. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *122*(10), 5237-5258.

Li, D. & Bou-Zeid, E. (2013). Synergistic interactions between urban heat islands and heat waves : The impact in cities is larger than the sum of its parts. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *52*(9), 2051-2064.

Li, G.-F., Xiang, X.-Y., Tong, Y.-Y. & Wang, H.-M. (2013a). Impact assessment of urbanization on flood risk in the Yangtze River Delta. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, *27*(7), 1683-1693.

Li, Z.-L., Tang, B.-H., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Wan, Z., Trigo, I. F. & Sobrino, J. A. (2013b). Satellite-derived land surface temperature : Current status and perspectives. *Remote sensing of environment*, *131*, 14-37.

Liu, Z., He, C. & Wu, J. (2016). The relationship between habitat loss and fragmentation during urbanization : an empirical evaluation from 16 world cities. *PLoS One*, *11*(4), e0154613.

Liu, Z., He, C., Zhou, Y. & Wu, J. (2014). How much of the world's land has been urbanized, really ? A hierarchical framework for avoiding confusion. *Landscape Ecology*, *29*(5), 763-771.

Loup, J. (1971). Dettwiller (J.).—Evolution séculaire du climat de Paris. Influence de l'urbanisation. *Revue de Géographie Alpine*, *59*(3), 382-383.

Lowry, W. P. (1974). Project METROMEX : Its history, status, and future. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *55*(2), 87-88.

Lowry, W. P. (1977). Empirical estimation of urban effects on climate : a problem analysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *16*(2), 129-135.

Lowry, W. P. (1998). Urban effects on precipitation amount. *Progress in Physical Geography*, *22*(4), 477-520.

Mage, D., Ozolins, G., Peterson, P., Webster, A., Orthofer, R., Vandeweerd, V. & Gwynne, M. (1996). Urban air pollution in megacities of the world. *Atmospheric environment*, *30*(5), 681-686.

Maraun, D. (2013). Bias correction, quantile mapping, and downscaling : Revisiting the inflation issue. *Journal of Climate*, *26*(6), 2137-2143.

Maraun, D. (2016). Bias correcting climate change simulations-a critical review. *Current Climate Change Reports*, *2*(4), 211-220.

Martilli, A. (2002). Numerical study of urban impact on boundary layer structure : Sensitivity to wind speed, urban morphology, and rural soil moisture. *Journal of Applied Meteorology*, *41*(12), 1247-1266.

Masson, V. (2006). Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theoretical and Applied Climatology*, *84*(1), 35-45. https://doi.org/10.1007/s00704-005-0142-3

Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F. Et al. (2013a). The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *GMDD*, *5*(4), 3771-3851.

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.

Masson, V. (2000). A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-layer meteorology*, *94*(3), 357-397.

Masson, V., Bonhomme, M., Salagnac, J.-L., Briottet, X. & Lemonsu, A. (2014a). Solar panels reduce both global warming and urban heat island. *Frontiers in Environmental Science*, *2*, 14.

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.

Masson, V., Gomes, L., Pigeon, G., Liousse, C., Pont, V., Lagouarde, J.-P., Voogt, J., Salmond, J., Oke, T. R., Hidalgo, J. Et al. (2008). The canopy and aerosol particles interactions in Toulouse urban layer (CAPITOUL) experiment. *Meteorology and atmospheric physics*, *102*(3-4), 135.

Masson, V., Lemonsu, A., Hidalgo, J. & Voogt, J. (2020). Urban Climates and Climate Change. *Annual Review of Environment and Resources*, *45*(1), null. https://doi.org/10.1146/annurev-environ-012320-083623

Masson, V., Marchadier, C., Adolphe, L., Aguejdad, R., Avner, P., Bonhomme, M., Bretagne, G., Briottet, X., Bueno, B., De Munck, C. Et al. (2014b). Adapting cities to climate change : A systemic modelling approach. *Urban Climate*, *10*, 407-429.

Masson, V., Marchadier, C., Bretagne, G., Moine, M.-P., Houet, T., Bonhomme, M., Morel, T., Viguie, V., Avner, P., Aguejdad, R. Et al. (2013b). Projet ACCLIMAT - Adaptation au Changement CLIMatique de l'Agglomération Toulousaine.

Matson, M., Mcclain, E. P., McGinnis Jr, D. F. & Pritchard, J. A. (1978). Satellite detection of urban heat islands. *Monthly Weather Review*, *106*(12), 1725-1734.

Maurain, C. (1947). Le climat de Paris [En Français]. Presses Universitaires de France.

McKinney, M. L. (2002). Urbanization, Biodiversity, and ConservationThe impacts of urbanization on native species are poorly studied, but educating a highly urbanized human population about these impacts can greatly improve species conservation in all ecosystems. *Bioscience*, *52*(10), 883-890.

Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M. & Stouffer, R. J. (2000). The coupled model intercomparison project (CMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, *81*(2), 313-318.

Meehl, G. A. & Tebaldi, C. (2004). More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, *305*(5686), 994-997.

Menut, L., Tripathi, O. P., Colette, A., Vautard, R., Flaounas, E. & Bessagnet, B. (2013). Evaluation of regional climate simulations for air quality modelling purposes. *Climate Dynamics*, *40*(9-10), 2515-2533.

Mignot, E., Li, X. & Dewals, B. (2019). Experimental modelling of urban flooding : A review. *Journal of Hydrology*, *568*, 334-342.

Mildrexler, D. J., Zhao, M. & Running, S. W. (2011). A global comparison between station air temperatures and MODIS land surface temperatures reveals the cooling role of forests. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences*, *116*(G3).

Miller, J. R. & Hobbs, R. J. (2002). Conservation where people live and work. *Conservation biology*, *16*(2), 330-337.

Mills, G. (2014). Urban climatology : History, status and prospects. *Urban climate*, *10*, 479-489.

Minnis, P. & Khaiyer, M. M. (2000). Anisotropy of land surface skin temperature derived from satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, *39*(7), 1117-1129.

Mitchell, V. G., Mein, R. G. & McMahon, T. A. (2001). Modelling the urban water cycle. *Environmental Modelling & Software*, *16*(7), 615-629.

Mittelbach, G. G., Steiner, C. F., Scheiner, S. M., Gross, K. L., Reynolds, H. L., Waide, R. B., Willig, M. R., Dodson, S. I. & Gough, L. (2001). What is the observed relationship between species richness and productivity ? *Ecology*, *82*(9), 2381-2396.

Moemken, J., Reyers, M., Feldmann, H. & Pinto, J. G. (2018). Future changes of wind speed and wind energy potentials in EURO-CORDEX ensemble simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *123*(12), 6373-6389.

Moisselin, J.-M., Schneider, M. & Canellas, C. (2002). Les changements climatiques en France au XXè siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La météorologie*.

Moll, S., Skovgaard, M. & Schepelmann, P. (2005). Sustainable use and management of natural resources.

Morin, P. J. (2009). *Community ecology*. John Wiley & Sons.

Muratet, A., Machon, N., Jiguet, F., Moret, J. & Porcher, E. (2007). The role of urban structures in the distribution of wasteland flora in the greater Paris area, France. *Ecosystems*, *10*(4), 661.

Naughton, J. & McDonald, W. (2019). Evaluating the variability of urban land surface temperatures using drone observations. *Remote Sensing*, *11*(14), 1722.

Newman, P. W. (1999). Sustainability and cities : extending the metabolism model. *Landscape and urban planning*, *44*(4), 219-226.

Nichol, J. E. (1996). High-resolution surface temperature patterns related to urban morphology in a tropical city : a satellite-based study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *35*(1), 135-146.

Niemczynowicz, J. (1999). Urban hydrology and water management–present and future challenges. *Urban water*, *1*(1), 1-14.

Noilhan, J. & Planton, S. (1989). A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly weather review*, *117*(3), 536-549.

Nunez, M. & Oke, T. R. (1977). The energy balance of an urban canyon. *Journal of Applied Meteorology*, *16*(1), 11-19.

OCDE. (2015). *The metropolitan century : Understanding urbanisation and its consequences*. OECD Publishing. http://www.oecd.org/regional/regional-policy/The-Metropolitan-Century-Policy-Highlights%5C%20.pdf

Oke, T. R. (1973). City size and the urban heat island. *Atmospheric Environment (1967)*, *7*(8), 769-779.

Oke, T. R. (1981). Canyon geometry and the nocturnal urban heat island : comparison of scale model and field observations. *Journal of climatology*, *1*(3), 237-254.

Oke, T. R. (1988). The urban energy balance. *Progress in Physical geography*, *12*(4), 471-508.

Oke, T. R. (1976). The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, *14*(4), 268-277.

Oke, T. R. (1982). The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *108*(455), 1-24.

Oke, T. R. (1997). Urban environments. *The surface climates of Canada*, 303-327.

Oke, T. R., Mills, G. & Voogt, J. (2017). *Urban climates*. Cambridge University Press.

Oke, T. (1984). Methods in urban climatology. *Applied Climatology*, *14*, 19-29.

Oke, T. (1995). The heat island of the urban boundary layer : characteristics, causes and effects, In *Wind climate in cities*. Springer.

Oke, T., Cermak, J., Davenport, A., Plate, E. & Viegas, D. (1995). Wind climate in cities. *NATO ASI Series (Series E : Applied Sciences)*, *277*.

OMM. (2019). *Technical Regulations, Volume I - General Meteorological Standards and Recommended Practices* (rapp. tech.). Organisation Météorologique Mondiale. https://library.wmo.int/?lvl=notice_display&id=14073

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.

Padayachee, A. L., Irlich, U. M., Faulkner, K. T., Gaertner, M., Procheş, Ş., Wilson, J. R. & Rouget, M. (2017). How do invasive species travel to and through urban environments ? *Biological invasions*, *19*(12), 3557-3570.

Park, S., Tuller, S. E. & Jo, M. (2014). Application of Universal Thermal Climate Index (UTCI) for microclimatic analysis in urban thermal environments. *Landscape and Urban Planning*, *125*, 146-155.

Parris, K. M. & Hazell, D. L. (2005). Biotic effects of climate change in urban environments : The case of the grey-headed flying-fox (Pteropus poliocephalus) in Melbourne, Australia. *Biological Conservation*, *124*(2), 267-276.

Patz, J. A., Campbell-Lendrum, D., Holloway, T. & Foley, J. A. (2005). Impact of regional climate change on human health. *Nature*, *438*(7066), 310-317.

Pédelaborde, P. (1957). *Le climat du bassin parisien : essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique* (T. 1). MT Génin.

Peng, L., Liu, J.-P., Wang, Y., Chan, P.-w., Lee, T.-c., Peng, F., Wong, M.-s. & Li, Y. (2018). Wind weakening in a dense high-rise city due to over nearly five decades of urbanization. *Building and Environment*, *138*, 207-220.

Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S. & Couvreux, F. (2009). A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer meteorology*, *132*(1), 83.

Perkins, S., Pitman, A. & Sisson, S. (2013). Systematic differences in future 20 year temperature extremes in AR4 model projections over Australia as a function of model skill. *International journal of climatology*, *33*(5), 1153-1167.

Peterson, T., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A. & Plummer, N. (2001). *Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs*. Citeseer.

Philipp, A., Bartholy, J., Beck, C., Erpicum, M., Esteban, P., Fettweis, X., Huth, R., James, P., Jourdain, S., Kreienkamp, F. Et al. (2010). Cost733cat–A database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *35*(9-12), 360-373.

Piani, C., Haerter, J. & Coppola, E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, *99*(1-2), 187-192.

Pielke Sr, R. A., Adegoke, J., BeltraáN-Przekurat, A., Hiemstra, C. A., Lin, J., Nair, U. S., Niyogi, D. & Nobis, T. E. (2007). An overview of regional land-use and land-cover impacts on rainfall. *Tellus B : Chemical and Physical Meteorology*, *59*(3), 587-601.

Pigeon, G., Zibouche, K., Bueno, B., Le Bras, J. & Masson, V. (2014). Improving the capabilities of the Town Energy Balance model with up-to-date building energy simulation algorithms : an application to a set of representative buildings in Paris. *Energy and buildings*, *76*, 1-14.

Pigeon, G., Lemonsu, A., Long, N., Barrié, J., Masson, V. & Durand, P. (2006). Urban Thermodynamic Island in a Coastal City Analysed from an Optimized Surface Network. *Boundary-Layer Meteorology*, *120*(2), 315-351. https://doi.org/10.1007/s10546-006-9050-z

Piringer, M., Grimmond, C. S. B., Joffre, S. M., Mestayer, P., Middleton, D., Rotach, M., Baklanov, A., De Ridder, K., Ferreira, J., Guilloteau, E. Et al. (2002). Investigating the surface energy balance in urban areas–recent advances and future needs. *Water, Air and Soil Pollution : Focus*, *2*(5-6), 1-16.

Pouponneau, B., Pourret, V., Faucou, É., Mestre, O., Sorel, M., Bellini, R., Barthod, M., Dubois, C. & Martinoni-Lapierre, S. (2017). Évaluation de la ressource éolienne terrestre en France. *La Météorologie*.

Price, J. C. (1979). Assessment of the urban heat island effect through the use of satellite data. *Monthly Weather Review*, *107*(11), 1554-1557.

Prieur-Richard, A.-H., Walsh, B., Craig, M., Melamed, M. L., Colbert, M., Pathak, M., Connors, S., Bai, X., Barau, A. S., Bulkeley, H. Et al. (2019). Global research and action agenda on cities and climate change science.

Prihodko, L. & Goward, S. N. (1997). Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations. *Remote Sensing of Environment*, *60*(3), 335-346.

Qian, Y.-G., Li, Z.-L. & Nerry, F. (2013). Evaluation of land surface temperature and emissivities retrieved from MSG/SEVIRI data with MODIS land surface temperature and emissivity products. *International Journal of Remote Sensing*, *34*(9-10), 3140-3152.

Quan, J., Chen, Y., Zhan, W., Wang, J., Voogt, J. & Wang, M. (2014). Multi-temporal trajectory of the urban heat island centroid in Beijing, China based on a Gaussian volume model. *Remote Sensing of Environment*, *149*, 33-46.

Rajasekar, U. & Weng, Q. (2009). Urban heat island monitoring and analysis using a non-parametric model : A case study of Indianapolis. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *64*(1), 86-96.

Rao, P. K. (1972). Remote sensing of urban" heat islands" from an environmental satellite. *Bulletin of the American meteorological society*, *53*(7), 647-648.

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

Redon, E., Lemonsu, A., Masson, V., Morille, B. & Musy, M. (2017). Implementation of street trees within the solar radiative exchange parameterization of TEB in SURFEX v8. 0. *Geoscientific Model Development.*

Requillard, G. (1961). De l'influence thermique de Paris et de ses répercussions sur la banlieue proche. *Météorologie Nationale (manuscrit consultable à la bibliothèque de Météo-France).*

Revi, A., Satterthwaite, D., Aragón-Durand, F., Corfee-Morlot, J., Kiunsi, R., Pelling, M., Roberts, D. & Solecki, W. (2014). Urban areas 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 ed CB Field et al. *Field, CB, Barros, VR, Dokken, DJ et al*, 535-612.

Riley, S. P., Busteed, G. T., Kats, L. B., Vandergon, T. L., Lee, L. F., Dagit, R. G., Kerby, J. L., Fisher, R. N. & Sauvajot, R. M. (2005). Effects of urbanization on the distribution and abundance of amphibians and invasive species in southern California streams. *Conservation Biology*, *19*(6), 1894-1907.

Ringard, J., Chiriaco, M., Bastin, S. & Habets, F. (2019). Recent trends in climate variability at the local scale using 40 years of observations : the case of the Paris region of France. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *19*(20), 13129-13155.

Robine, J.-M., Cheung, S. L. K., Le Roy, S., Van Oyen, H., 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.

Roth, M., Oke, T. R. & Emery, W. J. (1989). Satellite-derived urban heat islands from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology. *International Journal of Remote Sensing*, *10*(11), 1699-1720.

Rummukainen, M. (2010). State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, *1*(1), 82-96.

Runnalls, K. & Oke, T. (2000). Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, British Columbia. *Physical Geography*, *21*(4), 283-304.

Rupp, R. F., Vásquez, N. G. & Lamberts, R. (2015). A review of human thermal comfort in the built environment. *Energy and Buildings*, *105*, 178-205.

Salmond, J., Sabel, C. E. & Vardoulakis, S. (2018). Towards the integrated study of urban climate, air pollution, and public health. Multidisciplinary Digital Publishing Institute.

Samuelsson, P., Gollvik, S., Kupiainen, M., Kourzeneva, E. & Van de Berg, W. J. (2015). *The surface processes of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA4)*. SMHI.

Santamouris, M., Papanikolaou, N., Livada, I., Koronakis, I., Georgakis, C., Argiriou, A. & Assimakopoulos, D. (2001). On the impact of urban climate on the energy consumption of buildings. *Solar energy*, *70*(3), 201-216.

Sarrat, C., Lemonsu, A., Masson, V. & Guédalia, D. (2006). Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmospheric Environment*, *40*(10), 1743-1758. https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.11.037

Schmid, P. E. & Niyogi, D. (2017). Modeling urban precipitation modification by spatially heterogeneous aerosols. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *56*(8), 2141-2153.

Schoech, S. J. & Bowman, R. (2001). Variation in the timing of breeding between suburban and wildland Florida Scrub-Jays : Do physiologic measures reflect different environments ?, In *Avian ecology and conservation in an urbanizing world*. Springer.

Schoetter, R., Hidalgo, J., Jougla, R., Masson, V., Rega, M. & Pergaud, J. (2020). A Statistical–Dynamical Downscaling for the Urban Heat Island and Building Energy

Consumption—Analysis of Its Uncertainties. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *59*(5), 859-883.

Schoetter, R., Masson, V., Amossé, A., Bernard, J., Bocher, E., Bonhomme, M., Bourgeois, A., Faraut, S., Gardes, T., Goret, M. Et al. (2019). Caractérisation du tissu urbain français pour la modélisation du climat urbain et de son interaction avec la consommation énergétique dans les bâtiments. *La Météorologie*.

Schoetter, R., Masson, V., Bourgeois, A., Pellegrino, M. & Lévy, J.-P. (2017). Parametrisation of the variety of human behaviour related to building energy consumption in the Town Energy Balance (SURFEX-TEB v. 8.2). *Geoscientific Model Development*, *10*(7), 2801.

Schubert, E. & Rousseeuw, P. J. (2019). Faster k-medoids clustering : improving the PAM, CLARA, and CLARANS algorithms, In *International conference on similarity search and applications*. Springer.

Schwarz, N., Lautenbach, S. & Seppelt, R. (2011). Exploring indicators for quantifying surface urban heat islands of European cities with MODIS land surface temperatures. *Remote Sensing of Environment*, *115*(12), 3175-3186.

Schwarz, N., Schlink, U., Franck, U. & Großmann, K. (2012). Relationship of land surface and air temperatures and its implications for quantifying urban heat island indicators—An application for the city of Leipzig (Germany). *Ecological Indicators*, *18*, 693-704.

Seinfeld, J. H. (1989). Urban air pollution : state of the science. *Science*, *243*(4892), 745-752.

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.

Shepherd, J. M. (2005). A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future. *Earth Interactions*, *9*(12), 1-27.

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.

Shochat, E., Lerman, S. B., Anderies, J. M., Warren, P. S., Faeth, S. H. & Nilon, C. H. (2010). Invasion, competition, and biodiversity loss in urban ecosystems. *BioScience*, *60*(3), 199-208.

Shochat, E., Lerman, S. B., Katti, M. & Lewis, D. B. (2004). Linking optimal foraging behavior to bird community structure in an urban-desert landscape : field experiments with artificial food patches. *The American Naturalist*, *164*(2), 232-243.

Shochat, E., Warren, P. S., Faeth, S. H., McIntyre, N. E. & Hope, D. (2006). From patterns to emerging processes in mechanistic urban ecology. *Trends in ecology & evolution*, *21*(4), 186-191.

Shuster, W. D., Bonta, J., Thurston, H., Warnemuende, E. & Smith, D. (2005). Impacts of impervious surface on watershed hydrology : A review. *Urban Water Journal*, *2*(4), 263-275.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W. & Powers, J. G. (2005). *A description of the advanced research WRF version 2* (rapp. tech.). National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale et Microscale ...

Sobrino, J. & Romaguera, M. (2004). Land surface temperature retrieval from MSG1-SEVIRI data. *Remote Sensing of Environment*, *92*(2), 247-254.

Souch, C. & Grimmond, S. (2006). Applied climatology : urban climate. *Progress in physical geography*, *30*(2), 270-279.

Stavropulos-Laffaille, X., Chancibault, K., Brun, J.-M., Lemonsu, A., Masson, V., Boone, A. & Andrieu, H. (2018). Improvements to the hydrological processes of the Town Energy Balance model (TEB-Veg, SURFEX v7. 3) for urban modelling and impact assessment. *Geoscientific Model Development*.

Stewart, I. D. (2019). Why should urban heat island researchers study history ? *Urban Climate*, *30*, 100484.

Stewart, I. D. (2011). A systematic review and scientific critique of methodology in modern urban heat island literature. *International Journal of Climatology*, *31*(2), 200-217.

Stocker, T. (2014). *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge university press.

Streutker, D. R. (2002). A remote sensing study of the urban heat island of Houston, Texas. *International Journal of Remote Sensing*, *23*(13), 2595-2608.

Streutker, D. R. (2003). Satellite-measured growth of the urban heat island of Houston, Texas. *Remote Sensing of Environment*, *85*(3), 282-289.

Susca, T., Gaffin, S. R. & Dell'Osso, G. (2011). Positive effects of vegetation : Urban heat island and green roofs. *Environmental pollution*, *159*(8-9), 2119-2126.

Tabary, P. (2007). The new French operational radar rainfall product. Part I : Methodology. *Weather and forecasting*, *22*(3), 393-408.

Tabary, P., Dupuy, P., L'Henaff, G., Gueguen, C., Moulin, L., Laurantin, O., Merlier, C. & Soubeyroux, J.-M. (2012). A 10-year (1997–2006) reanalysis of quantitative precipitation estimation over France : methodology and first results. *IAHS Publ*, *351*, 255-260.

Taha, H. (1997). Urban climates and heat islands : albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and buildings*, *25*(2), 99-103.

Taylor, K. E., Stouffer, R. J. & Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *93*(4), 485-498.

Teichmann, C., Eggert, B., Elizalde, A., Haensler, A., Jacob, D., Kumar, P., Moseley, C., Pfeifer, S., Rechid, D., Remedio, A. R. Et al. (2013). How does a regional climate model modify the projected climate change signal of the driving GCM : a study over different CORDEX regions using REMO. *Atmosphere*, *4*(2), 214-236.

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-γ-scale. *Atmospheric Research*, *54*(1), 15-39.

Tobin, I., Vautard, R., Balog, I., Bréon, F.-M., Jerez, S., Ruti, P. M., Thais, F., Vrac, M. & Yiou, P. (2015). Assessing climate change impacts on European wind energy from ENSEMBLES high-resolution climate projections. *Climatic Change*, *128*(1), 99-112.

Tomlinson, C. J., Chapman, L., Thornes, J. E. & Baker, C. (2011). Remote sensing land surface temperature for meteorology and climatology : a review. *Meteorological Applications*, *18*(3), 296-306.

Tomlinson, C., Chapman, L., Thornes, J. & Baker, C. (2012). Derivation of Birmingham's summer surface urban heat island from MODIS satellite images. *International Journal of Climatology*, *32*(2), 214-224.

Tornay, N., Schoetter, R., Bonhomme, M., Faraut, S. & Masson, V. (2017). GENIUS : A methodology to define a detailed description of buildings for urban climate and building energy consumption simulations. *Urban Climate*, *20*, 75-93.

Tran, H., Uchihama, D., Ochi, S. & Yasuoka, Y. (2006). Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities. *International journal of applied Earth observation and Geoinformation*, *8*(1), 34-48.

Trigo, I. F., Monteiro, I. T., Olesen, F. & Kabsch, E. (2008). An assessment of remotely sensed land surface temperature. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *113*(D17).

Un, D. (2015). World urbanization prospects : The 2014 revision. United Nations Department of Economics and Social Affairs. *Population Division : New York, NY, USA*, *41*.

Van den Heever, S. C. & Cotton, W. R. (2007). Urban aerosol impacts on downwind convective storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *46*(6), 828-850.

Van der Linden, P. & Mitchell, J. F. (2009). ENSEMBLES : Climate Change and its Impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLES project. *Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK*, *160*.

Van Meijgaard, E., Van Ulft, L., Lenderink, G., De Roode, S., Wipfler, E. L., Boers, R. & Van Timmermans, R. (2012). *Refinement and application of a regional atmospheric model for climate scenario calculations of Western Europe*. KVR.

Van Meijgaard, E., Van Ulft, L., Van de Berg, W., Bosveld, F., Van den Hurk, B., Lenderink, G. & Siebesma, A. (2008). *The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1*. Citeseer.

Varentsov, M., Wouters, H., Platonov, V. & Konstantinov, P. (2018). Megacity-induced mesoclimatic effects in the lower atmosphere : a modeling study for multiple summers over Moscow, Russia. *Atmosphere*, *9*(2), 50.

Vautard, R., Gobiet, A., Jacob, D., Belda, M., Colette, A., Déqué, M., Fernández, J., García-Díez, M., Goergen, K., Güttler, I. Et al. (2013). The simulation of European heat waves from an ensemble of regional climate models within the EURO-CORDEX project. *Climate Dynamics*, *41*(9-10), 2555-2575.

Vautard, R., Kadygrov, N., Iles, C., Boberg, F., Buonomo, E., Bülow, K., Coppola, E., Corre, L., Van Meijgaard, E., Nogherotto, R. Et al. (2020). Evaluation of the large EURO-CORDEX regional climate model ensemble. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, e2019JD032344.

Vautard, R., Menut, L., Beekmann, M., Chazette, P., Flamant, P. H., Gombert, D., Guédalia, D., Kley, D., Lefebvre, M.-P., Martin, D. Et al. (2003). A synthesis of the Air Pollution Over the Paris Region (ESQUIF) field campaign. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *108*(D17).

Vidal, J.-P., Martin, E., Franchistéguy, L., Baillon, M. & Soubeyroux, J.-M. (2010). A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, *30*(11), 1627-1644.

Viguie, 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*.

Voogt, J. A. & Oke, T. R. (2003). Thermal remote sensing of urban climates. *Remote sensing of environment*, *86*(3), 370-384.

Voogt, J. A. & Oke, T. (1998). Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, *19*(5), 895-920.

Walters, D., Baran, A. J., Boutle, I., Brooks, M., Earnshaw, P., Edwards, J., Furtado, K., Hill, P., Lock, A., Manners, J. Et al. (2019). The Met Office Unified Model global

atmosphere 7.0/7.1 and JULES global land 7.0 configurations. *Geoscientific Model Development*, *12*(5), 1909-1963.

Wan, Z., Zhang, Y., Zhang, Q. & Li, Z.-L. (2004). Quality assessment and validation of the MODIS global land surface temperature. *International journal of remote sensing*, *25*(1), 261-274.

Wan, Z. (2002). Estimate of noise and systematic error in early thermal infrared data of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Remote Sensing of Environment*, *80*(1), 47-54.

Wan, Z. (2008). New refinements and validation of the MODIS land-surface temperature/emissivity products. *Remote sensing of Environment*, *112*(1), 59-74.

Wan, Z. (2014). New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote sensing of Environment*, *140*, 36-45.

Wan, Z. & Dozier, J. (1996). A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, *34*(4), 892-905.

Wan, Z., Hook, S. & Hulley, G. (2015). MOD11A2 MODIS/Terra land surface temperature/emissivity 8-day L3 global 1km SIN grid V006. *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*, *10*.

Ward, K., Lauf, S., Kleinschmit, B. & Endlicher, W. (2016). Heat waves and urban heat islands in Europe : A review of relevant drivers. *Science of the Total Environment*, *569*, 527-539.

Weng, Q. (2003). Fractal analysis of satellite-detected urban heat island effect. *Photogrammetric engineering & remote sensing*, *69*(5), 555-566.

Weng, Q. (2009). Thermal infrared remote sensing for urban climate and environmental studies : Methods, applications, and trends. *ISPRS Journal of photogrammetry and remote sensing*, *64*(4), 335-344.

Wheater, H. & Evans, E. (2009). Land use, water management and future flood risk. *Land use policy*, *26*, S251-S264.

Wilby, R. L. (2007). A review of climate change impacts on the built environment. *Built environment*, *33*(1), 31-45.

Wilby, R. L. & Perry, G. L. (2006). Climate change, biodiversity and the urban environment : a critical review based on London, UK. *Progress in physical geography*, *30*(1), 73-98.

Wilby, R. L. & Wigley, T. M. (1997). Downscaling general circulation model output : a review of methods and limitations. *Progress in physical geography*, *21*(4), 530-548.

Williamson, S. N., Hik, D. S., Gamon, J. A., Kavanaugh, J. L. & Koh, S. (2013). Evaluating cloud contamination in clear-sky MODIS Terra daytime land surface

temperatures using ground-based meteorology station observations. *Journal of climate*, *26*(5), 1551-1560.

Wu, J. (2014). Urban ecology and sustainability : The state-of-the-science and future directions. *Landscape and urban planning*, *125*, 209-221.

Wulder, M. A., White, J. C., Loveland, T. R., Woodcock, C. E., Belward, A. S., Cohen, W. B., Fosnight, E. A., Shaw, J., Masek, J. G. & Roy, D. P. (2016). The global Landsat archive : Status, consolidation, and direction. *Remote Sensing of Environment*, *185*, 271-283.

Wup, U. (2019). World Urbanization Prospects : The 2018 Revision (ST/ESA/SER. A/420). *United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division : New York, NY, USA*.

Yu, X., Guo, X. & Wu, Z. (2014). Land surface temperature retrieval from Landsat 8 TIRS—Comparison between radiative transfer equation-based method, split window algorithm and single channel method. *Remote sensing*, *6*(10), 9829-9852.

Yuan, F. & Bauer, M. E. (2007). Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery. *Remote Sensing of environment*, *106*(3), 375-386.

Zaitchik, B. F., Macalady, A. K., Bonneau, L. R. & Smith, R. B. (2006). Europe's 2003 heat wave : a satellite view of impacts and land–atmosphere feedbacks. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, *26*(6), 743-769.

Zhan, W., Ju, W., Hai, S., Ferguson, G., Quan, J., Tang, C., Guo, Z. & Kong, F. (2014). Satellite-derived subsurface urban heat island. *Environmental science & technology*, *48*(20), 12134-12140.

Zhang, J. & Wang, Y. (2008). Study of the relationships between the spatial extent of surface urban heat islands and urban characteristic factors based on Landsat ETM+ data. *Sensors*, *8*(11), 7453-7468.

Zhou, B., Lauwaet, D., Hooyberghs, H., De Ridder, K., Kropp, J. P. & Rybski, D. (2016). Assessing seasonality in the surface urban heat island of London. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *55*(3), 493-505.

Zhou, B., Rybski, D. & Kropp, J. P. (2013). On the statistics of urban heat island intensity. *Geophysical research letters*, *40*(20), 5486-5491.

Zhou, B., Rybski, D. & Kropp, J. P. (2017). The role of city size and urban form in the surface urban heat island. *Scientific reports*, *7*(1), 1-9.

Zhou, D., Xiao, J., Bonafoni, S., Berger, C., Deilami, K., Zhou, Y., Frolking, S., Yao, R., Qiao, Z. & Sobrino, J. A. (2019). Satellite remote sensing of surface urban heat islands : progress, challenges, and perspectives. *Remote Sensing*, *11*(1), 48.

Zhou, Y., Li, X., Asrar, G. R., Smith, S. J. & Imhoff, M. (2018). A global record of annual urban dynamics (1992–2013) from nighttime lights. *Remote Sensing of Environment*, *219*, 206-220.

Zhou, Y., Smith, S. J., Zhao, K., Imhoff, M., Thomson, A., Bond-Lamberty, B., Asrar, G. R., Zhang, X., He, C. & Elvidge, C. D. (2015). A global map of urban extent from nightlights. *Environmental Research Letters*, *10*(5), 054011.

Table des figures

1.1 Exemple de la géométrie complexe de l'environnement urbain : vue aérienne d'un quartier d'affaires dans la ville de Chengdu en Chine. Source : Le Roy (2019). 8

1.2 Représentation schématique du bilan d'énergie de surface pour une zone naturelle (a) et du bilan d'énergie de la canopée urbaine (b). Source : Oke *et al.* (2017). 9

1.3 Représentation schématique de la couche limite atmosphérique urbaine à plusieurs échelles spatiales. Source : Piringer *et al.* (2002), modifiée par Oke & Rotach d'après Oke (1997) et Oke (1984). 11

1.4 Illustration des différences de précision dans la mesure des températures de surface en fonction des capteurs utilisés. Les résolutions ont comme ordre de grandeur des dizaines de centimètres (a), une centaine de mètres (b) et supérieur au kilomètre (c et d). Sources : a) et b) Atelier parisien d'urbanisme (APUR). 15

1.5 Évolution mensuelle des intensités de l'îlot de chaleur urbain (ICU) parisien sur la période 1976–2005. Thermo-isoplèthes calculées à partir des températures tri-horaires des stations Paris-Montsouris et Melun. Les heures 0, 3 et 6 sont dupliquées sur la partie haute du graphique pour une meilleure représentation des intensités nocturnes. 17

2.1 Représentation schématique du canyon urbain tel qu'utilisé dans la version historique de TEB. Les températures (T) et contenus en eau (W) sont calculés pour trois types de surface : le toit (R), le mur (W) et la route (r). Source et détails supplémentaires : Masson (2000). 26

2.2 Différentes approches pour la prise en compte de la végétation dans le milieu urbain. L'approche par *tile* (a) traite les surfaces urbaine et végétale séparément puis moyenne les résultats obtenus, tandis que l'approche intégrée (b) prend en compte les rétroactions entre les deux surfaces à l'intérieur du canyon. Source : Krayenhoff (2014). 28

2.3 Représentation schématique d'un bâtiment et de la rue canyon adjacente comme décrits dans TEB-BEM. Différents processus physiques sont représentés : le stockage de chaleur dans le bâtiment et les matériaux de constructions, les gains de chaleur interne, les flux solaires ou encore les flux de chaleur résiduelle (WASTE). Source : Bueno *et al.* (2012). 28

2.4 Représentation des échanges entre un modèle atmosphérique et un modèle de surface (ici un modèle de canopée urbaine) en mode couplé (a) et forcé (b). Source : représentation de l'espace urbain reprise depuis Oke *et al.* (2017). 32

2.5 Domaines des simulations Meso–NH utilisés pour la ville de Paris. Source : Robert Schoetter, communication personnelle. 36

2.6 Répartition par saison des fréquences d'occurrence de chaque type de temps spécifique parisien sur la période 2000–2009 dans la ré-analyse AROME. Figure adaptée depuis Le Roy *et al.* (2021). 38

2.7 Effet de la ville de Paris sur les températures à 2 mètres calculé à partir des simulations Meso–NH comme SIM_{URB} - SIM_{RUR}, pour 4 TTS différents dont deux situations de nuit (3 UTC, a et b) et deux de jour (15 UTC, c et d). 40

2.8 Domaine de simulation EURO–CORDEX (en bleu) et domaine de simulation Meso–NH sur la région parisienne en comparaison (en rouge). Source : Le Roy *et al.* (2021). 42

3.1 Carte des changements de température de l'air en surface observés entre 1901 et 2012. Source et détails supplémentaires : GIEC (2013). 69

3.2 Évolution des températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Les anomalies de températures par rapport à la période 1976–2005 sont représentées. La courbe en trait continu épais représente la médiane annuelle des moyennes saisonnières de chaque modèle, les courbes en trait fin continus et en pointillés représentent les quantiles 0,25 et 0,75 et les quantiles 0,10 et 0,90, respectivement. 71

3.3 Statistiques des anomalies de températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Deux périodes d'anomalies sont calculées par rapport à la période 1976–2005 : un futur proche 2020–2049 et un lointain à la période 2070–2099. 71

3.4 Même chose que pour figure 3.3, mais cette fois pour l'humidité spécifique (q), la vitesse du vent (FF) et le taux de précipitations journalières (RR). 72

3.5 Statistiques du nombre de vagues de chaleur simulées par les différents couples de GCM/RCM de l'ensemble sur les 3 périodes. Les vagues de chaleur sont calculées selon la méthode STARDEX. 74

3.6 Statistiques des durées de vague de chaleur simulées par les différents couples de GCM/RCM de l'ensemble sur les 3 périodes. Les vagues de chaleur sont calculées selon la méthode STARDEX. 75

4.1 Description des différentes étapes de la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique, et des bases de données utilisées. 80

4.2 Représentation des différents champs de température de l'air à 2 m (3 UTC) calculés à partir d'une simulation urbaine (a) et d'une simulation rurale (b) : effet de la ville sur le climat local (INC, c), gradient régional et topographique (REG, d) et combinaison des deux (COR, d). 83

4.3 Comparaison des cycles diurnes moyens saisonniers (DJF et JJA) des rayonnements courtes longueurs d'onde direct et diffus calculés à partir du modèle de Erbs *et al.* (1982) et observés à Toulouse. 112

4.4 Comparaison des cycles diurnes moyens saisonniers (DJF et JJA) du rayonnement courtes longueurs d'onde obtenus grâce à la nouvelle méthode d'interpolation implémentée dans SURFEX face à une interpolation linéaire et au cycle horaire observé à Toulouse. 114

5.1 Statistiques des anomalies de températures minimales et maximales en hiver et été simulées par l'ensemble EURO–CORDEX autour de la ville de Paris. Deux périodes d'anomalies sont calculées par rapport à la période 1976–2005 : un futur proche 2020–2049 et un lointain à la période 2070–2099. Les moyennes de la simulation ALADIN63 sont représentées par les cercles noirs. 120

5.2 Domaine de simulation SURFEX et typologie de bâtiments définie dans le cadre du projet MApUCE. 122

5.3 Évolution mensuelle des températures minimales urbaines (TN_{URB}) et rurales (TN_{RUR}), de l'intensité et de l'étendue des îlots de chaleur urbains nocturnes correspondants (I_{IUCN} et TE_{ICUN}, respectivement). Les statistiques mensuelles sont calculées sur la période 2000–2017 à partir des TN des trois expériences (SDD, Z02, Z50), ainsi que de celles de la DIRIC (OBS ; chapitre 3). Les courbes représentent les quantiles 25, 50 et 75 (a-h) ; les points représentent la moyenne (a-h) et les barres de i à l, la moyenne. . 127

5.4 En haut : comparaison des distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par SDD (courbe bleue) et observées (histogramme et courbe noire) sur la période 2000–2017. En bas : distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par SDD par type de temps spécifique (TTS), pour toute fréquence d'occurrence supérieure à 5 %. 128

5.5 Même légende que pour la figure 5.3, mais en TX. 130

5.6 Même légende que pour la figure 5.4, mais en I_{ICUX}. 131

5.7 Évolution décadaire des valeurs d'indice foliaire attribuées dans la base de données ECOCLIMAP–I aux couverts de types forêts et cultures autour de Paris. 132

5.8 Comparaison des quantiles saisonniers (DJF et JJA) de nuit (3 UTC) et de jour (15 UTC) de 4 variables de forçage utilisées dans les expériences Z02 et Z50 à ceux utilisés dans l'expérience SDD. La zone grisée représente les quantiles pour lesquels SDD est supérieure à Z02 ou Z50. 133

5.9 Comparaison des distributions saisonnières des I_{ICUN} simulées par les trois expériences SDD, Z02 et Z50 (courbes de couleur) et observées (histogrammes et courbes noires) sur la période 2000–2017. 135

5.10 Même légende que pour la figure 5.9, mais en I_{ICUX}. 136

5.11 Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique froid (UTCI inférieur à 9 °C) en DJF (en haut) et en conditions de stress thermique chaud (UTCI supérieur à 26 °C) en JJA (en bas) pour les trois expériences SDD, Z02 et Z50 sur la période 1976–2005. . 137

5.12 Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées dans différentes classes d'UTCI entre les trois expériences SDD, Z02 et Z50. Les moyennes sont calculées pour trois typologie de bâtiments et pondérées par la surface de plancher. 138

5.13 Comparaison des distributions saisonnières des consommations énergétiques liées au chauffage pour DJF (à gauche) et à la climatisation pour JJA (à droite) sur la période 1976–2005. Les distributions sont calculées pour les trois expériences SDD, Z02 et Z50, et pour trois typologies de bâtiments. Les valeurs de consommation sont pondérées par la surface de plancher. Les diagrammes en boîte représentent respectivement les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 ; les points représentent la moyenne. 140

5.14 Évolution des températures minimales urbaines (TN_{URB}) et rurales (TN_{RUR}), de l'intensité et de l'étendue des îlots de chaleur urbains nocturnes correspondants (I_{IUCN} et TE_{ICUN}, respectivement) simulée par SDD pour les périodes 1976–2005, 2020–2049 et 2070–2099. 142
5.15 Même légende que pour la figure 5.14 pour les températures maximales journalières et les indicateurs associés. 143
5.16 En haut : nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique froid (UTCI inférieur à 9 °C) en DJF sur la période historique (en haut, à gauche) et cartes de variation du nombre d'heures de stress froid en milieu de siècle (2020–2049 *vs* 1976–2005) et fin de siècle (2070–2099 *vs* 1976–2005). En bas : même légende mais pour le nombre moyen d'heures par jour passées en conditions de stress thermique chaud (UTCI supérieur à 26 °C) en JJA. 144
5.17 Comparaison du nombre moyen d'heures par jour passées dans différentes classes d'UTCI simulé par SDD pour les trois périodes 1976–2005, 2020–2049 *vs*) et 2070–2099. Les moyennes sont calculées pour trois typologie de bâtiments et pondérées par la surface de plancher. 145
5.18 Évolution des distributions saisonnières des consommations énergétiques liées au chauffage pour DJF (à gauche) et à la climatisation pour JJA (à droite) entre les périodes 1976–2005, 2020–2049 et 2070–2099. Les distributions sont calculées pour l'expérience SDD et pour 3 typologies de bâti. Les valeurs de consommation sont pondérées par la surface de plancher. Les diagrammes en boîte représentent respectivement les quantiles 10, 25, 50, 75 et 90 ; les points représentent la moyenne. 146

B.1 Distribution saisonnières des températures minimales urbaines (TN_{URB}) des expériences SDD, Z02 et Z50 comparées à des observations sur la période 2000–2017. 200
B.2 Distribution saisonnières des températures minimales rurales (TN_{RUR}) des expériences SDD, Z02 et Z50 comparées à des observations sur la période 2000–2017. 200

Liste des tableaux

2.1 Description par thématiques des développements récents apportés au modèle TEB. 30
2.2 Caractéristiques des simulations Meso–NH et des paramétrisations physiques utilisées par Schoetter *et al.* (2020) et Gardes *et al.* (2020) sur Paris. 36
2.3 Caractéristiques météorologiques du jour centroïde de chaque type de temps spécifique parisien. 39

4.1 Description des données climatiques nécessaires au forçage de SURFEX et de la reconstruction par la méthode de descente d'échelle. RCM dénote les valeurs fournies par le *Regional Climate Model* (RCM), Meso–NH les champs de spatialisation calculés à partir des simulations haute résolution, et SPA le champ spatialisé combinant RCM et Meso–NH. 110
4.2 Liste des couples de GCM/RCM sur lesquels la méthode de descente d'échelle statistico-dynamique a été appliquée et dont les forçage tri-horaires sont disponibles sur la période 1976–2099. 116

5.1 Liste des indicateurs d'impact simulés à partir du système SURFEX (TEB).124

A.1 Caractéristiques moyennes des jours de chacun des 12 types de temps spécifiques définis sur la ville de Paris, sans distinction de saison. 196
A.2 Même chose que pour le tableau A.1 mais en DJF. 197
A.3 Même chose que pour le tableau A.1 mais en MAM. 197
A.4 Même chose que pour le tableau A.1 mais en JJA. 198
A.5 Même chose que pour le tableau A.1 mais en SON. 198

C.1 Biais mensuels moyens de la simulation ALADIN63 forcée par CNRM-CM5 sur la période historique 1976-2005. 201

Annexes

Annexe A

Types de temps spécifiques et simulations urbaines à haute résolution

A.1 Sélection des jours à simuler avec Meso-NH pour chaque type de temps spécifique

Chaque simulation à haute résolution effectuée avec Meso-NH nécessite plusieurs jours de *spin-up*. Pour limiter ce nombre de jours est ainsi diminuer les temps de calculs nécessaires, des périodes de plusieurs jours consécutifs avec un même type de temps spécifique (TTS) sont choisies en priorité. Le schéma de sélection de ces jours est le suivant, avec N le nombre de jours d'un TTS observés dans la ré-analyse :

— Si $N \leq 6$, on les sélectionne tous ;

— Si $N > 6$, on compte le nombre de trios (Nt), de duos (Nd) et de jours seuls (Ns) ;

— Si $Nt \leq 2$, on les sélectionne tous ;

— Si $Nt > 2$, on garde les deux plus proches du centroïde saisonnier en moyenne journalière (en utilisant la distance de Gower) ;

— Si $Nd \leq 3$, on les sélectionne tous ;

— Si $Nd > 3$, comme pour les trios, on sélectionne les plus proches du centroïde saisonnier ;

— Si $Ns \leq 6$, on les sélectionne tous ;

— Si $Ns > 6$, on sélectionne les plus proches du centroïde saisonnier ;

Tableau A.1. Caractéristiques moyennes des jours de chacun des 12 types de temps spécifiques définis sur la ville de Paris, sans distinction de saison.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	13,2	6,3	0,07	5,36	3,59	226 - SO
2	9,8	5,1	0,15	6,69	6,71	223 - SO
3	7,8	6,1	0,01	4,7	3,86	312 - NO
4	8,8	5,8	0,04	4,03	3,65	34 - NE
5	9,5	12,4	0,04	7,66	2,31	224 - SO
6	5,3	6,7	0,09	5,73	2,9	147 - SE
7	9,3	9,2	0,03	7,14	3,05	312 - NO
8	9,0	12,2	0,04	6,16	2,82	38 - NE
9	6,5	12,3	0,04	8,81	2,12	323 - NO
10	5,4	13,9	0,08	8,26	2,09	134 - SE
11	9,8	8,0	0,07	9,19	3,97	226 - SO
12	5,5	12,5	0,08	9,86	2,31	33 - NE

A.2 Caractéristiques moyennes des types de temps spécifiques parisiens

À la différence du tableau 2.3 qui se concentre uniquement sur les centroïdes de chaque TTS, les tableaux de cette annexe présentent les moyennes par TTS et saison des variables de la ré-analyse AROME. Le tableau A.1 reprend tous les jours de la période 2000–2009 et les tableaux suivants se concentrent chacun sur une saison. Les moyennes des vitesse de vent (FF) sont calculées comme la moyenne des vitesses de vent de chacun des jours tandis que les moyennes des directions de vent (DD) sont calculées à partir des moyennes des composantes u et v.

Tableau A.2. Même chose que pour le tableau A.1 mais en DJF.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	27,2	5,7	0,07	4,95	3,52	223 - SO
2	19,8	4,8	0,15	6,28	6,94	224 - SO
3	16,1	5,2	0,01	4,28	3,69	311 - NO
4	21,9	5,0	0,02	3,62	3,58	36 - NE
5	1,4	10,4	0,12	4,08	2,01	208 - SO
6	10,1	6,4	0,05	4,44	2,85	141 - SE
7	1,7	9,4	0,00	4,28	1,99	316 - NO
8	1,2	10,4	0,00	4,21	2,01	52 - NE
9	0,0	–	–	–	–	–
10	0,1	13,3	0,00	5,43	3,22	131 - SE
11	0,4	8,5	0,04	6,75	4,78	202 - SO
12	0,0	–	–	–	–	–

Tableau A.3. Même chose que pour le tableau A.1 mais en MAM.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	13,0	7,8	0,05	5,69	3,87	233 - SO
2	8,2	5,8	0,21	6,69	6,35	230 - SO
3	8,9	7,6	0,01	4,69	4,27	315 - NO
4	7,5	7,8	0,11	4,38	4,13	33 - NE
5	11,3	12,1	0,04	6,64	2,33	221 - SO
6	3,4	8,7	0,21	6,14	2,91	141 - SE
7	9,9	9,7	0,06	6,17	2,75	318 - NO
8	15,8	12,5	0,08	5,67	2,78	38 - NE
9	5,0	13,0	0,00	7,54	1,81	331 - NO
10	7,3	13,4	0,13	7,14	2,02	132 - SE
11	5,8	8,3	0,06	8,18	3,94	215 - SO
12	4,0	12,5	0,01	9,36	1,90	37 - NE

Tableau A.4. Même chose que pour le tableau A.1 mais en JJA.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	0,1	9,7	0,00	6,15	5,59	257 - SO
2	1,8	6,2	0,06	8,51	6,62	232 - SO
3	1,1	5,7	0,01	8,63	4,73	311 - NO
4	0,1	3,6	0,08	11,15	4,97	12 - NE
5	14,7	12,9	0,05	9,00	2,32	231 - SO
6	0,2	6,7	0,08	10,57	2,13	154 - SE
7	14,5	9,3	0,01	8,30	3,44	309 - NO
8	7,9	13,2	0,03	7,14	2,91	38 - NE
9	17,8	12,4	0,06	9,23	2,22	321 - NO
10	8,0	14,9	0,09	9,54	2,05	132 - SE
11	20,0	8,3	0,07	9,61	3,90	235 - SO
12	13,7	12,9	0,12	10,13	2,34	32 - NE

Tableau A.5. Même chose que pour le tableau A.1 mais en SON.

TTS –	Fréq. (%)	ΔT (K)	RR ($\mathrm{mm\,h^{-1}}$)	q ($\mathrm{g\,kg^{-1}}$)	FF ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)	DD (°)
1	12,7	5,9	0,07	5,87	3,42	225 - SO
2	9,7	5,1	0,12	7,18	6,56	215 - SO
3	5,2	6,2	0,02	5,56	3,46	312 - NO
4	5,8	6,1	0,01	4,97	3,25	31 - NE
5	10,5	12,4	0,01	7,36	2,32	221 - SO
6	7,8	6,2	0,09	7,06	2,98	156 - SE
7	11,0	8,7	0,03	6,93	2,98	311 - NO
8	11,1	11,3	0,00	6,37	2,91	35 - NE
9	3,1	10,8	0,00	8,44	2,02	320 - NO
10	6,2	13,2	0,02	7,97	2,21	138 - SE
11	12,9	7,4	0,07	9,07	4,08	217 - SO
12	4,1	11,0	0,00	9,44	2,62	35 - NE

Annexe B

Distributions saisonnières des températures simulées par SURFEX

Les figures figure B.1 et figure B.2 représentent les températures journalières minimales urbaines et rurales, respectivement, pour les 3 expériences et comparées aux observation de la DIRIC sur la période 2000–2017.

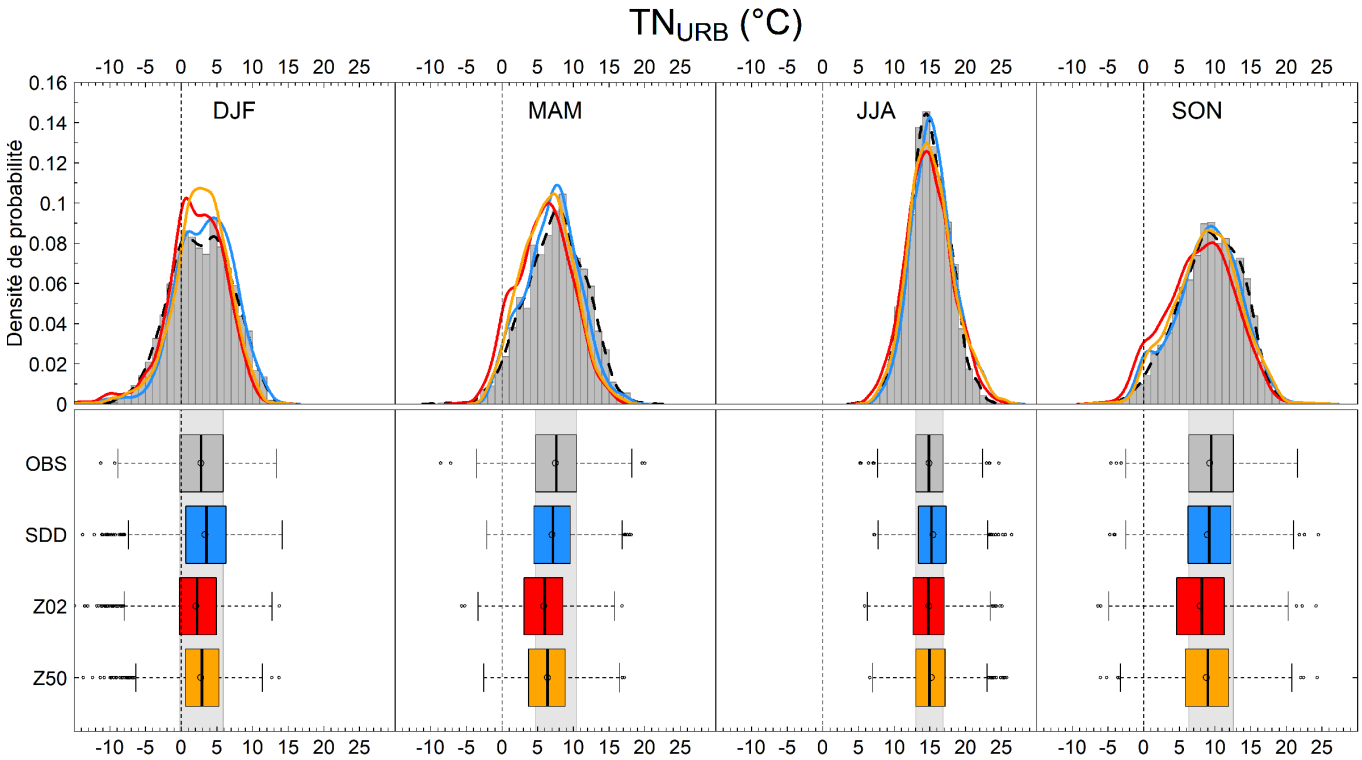


FIGURE B.1. Distribution saisonnières des températures minimales urbaines (TN_{URB}) des expériences SDD, Z02 et Z50 comparées à des observations sur la période 2000–2017.

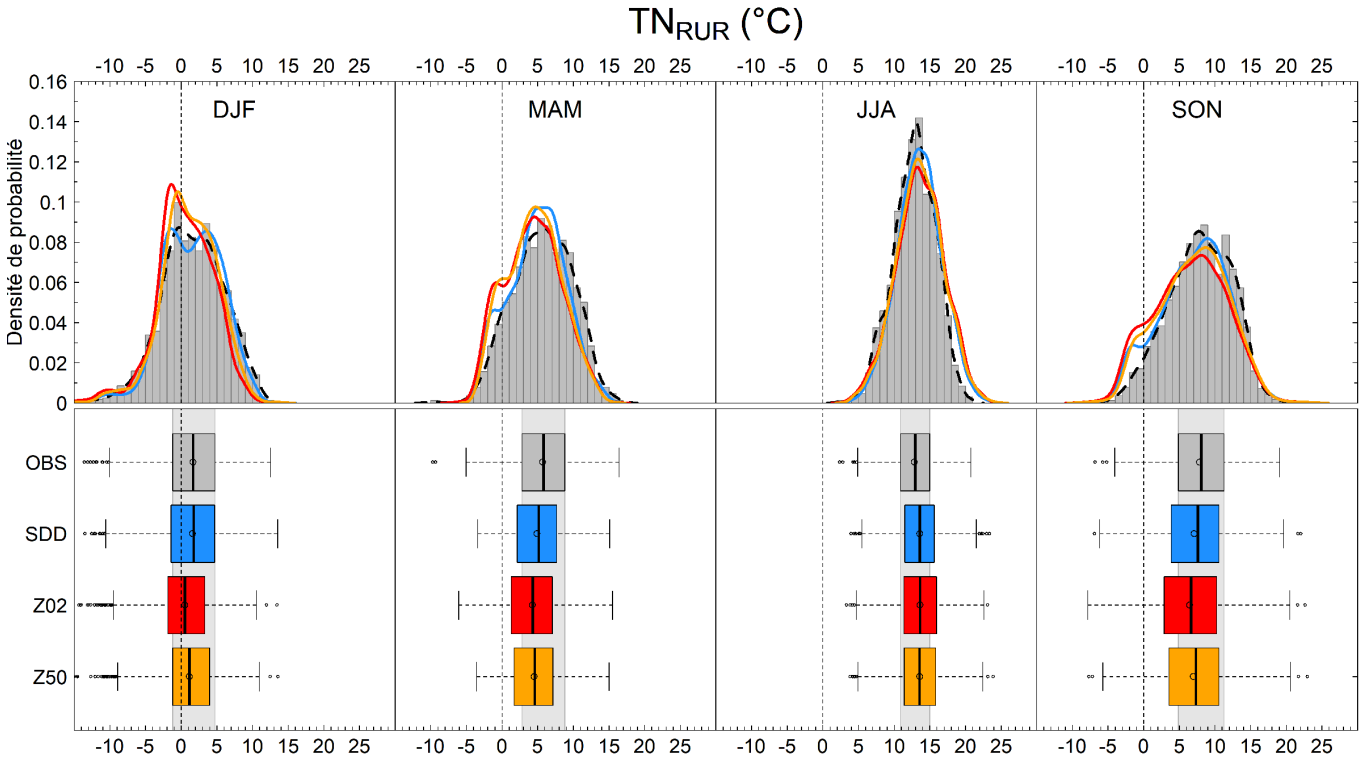


FIGURE B.2. Distribution saisonnières des températures minimales rurales (TN_{RUR}) des expériences SDD, Z02 et Z50 comparées à des observations sur la période 2000–2017.

Annexe C

Correction des biais des modèles régionaux de climat

Comme introduit dans le chapitre 5, une première tentative de correction des biais de la simulation CNRM-CM5 ALADIN63 en TN et TX a été effectuée, mais sans améliorations des résultats. Les différentes étapes de la méthode de correction sons décrites ici.

Les TN et TX sont directement corrigées par rapport aux biais mensuels moyens observés sur la période 1976–2005 (tableau C.1) des simulations *historiques* face à quatre stations du réseau sol d'observation RADOME de Météo-France, situées aux points de grille RCM. La correction des températures de l'air au pas de temps tri-horaire est quant à elle effectuée non pas par rapport aux observations (non disponibles pour ces échéances), mais en fonction des corrections appliquées sur TN et TX. La correction du biais établie pour TN est appliquée à la température minimale des heures de nuit du cycle tri-horaire. De façon similaire, la température maximale des heures de jour est corrigée selon le biais en TX. Les valeurs de correction de biais des heures intermédiaires sont calculées en interpolant linéairement ces deux extrêmes.

L'évolution de T étant associée à l'évolution d'autres variables comme l'humidité spécifique (q) ou le rayonnement longues longueurs d'onde incident ($LW \downarrow$), sa correction peut entraîner l'apparition d'inconsistances physiques. Pour éviter des problèmes de

Tableau C.1. Biais mensuels moyens de la simulation ALADIN63 forcée par CNRM-CM5 sur la période historique 1976-2005.

	J	**F**	**M**	**A**	**M**	**J**	**J**	**A**	**S**	**O**	**N**	**D**
TN	−0,8	−0,5	−1,8	−1,7	−2,6	−1,2	−0,6	−0,1	−0,5	−2,0	−1,5	−0,9
TX	−0,6	−0,3	−1,8	−2,1	−3,0	−2,0	−2,1	−1,9	−2,0	−2,3	−1,5	−0,7

sursaturation en eau de l'air, q est recalculée au pas de temps tri-horaire à partir des T corrigées et en conservant l'humidité relative (U) initiale du RCM, c.-à-d. la quantité de vapeur d'eau effectivement contenue dans l'air par rapport à la quantité maximale possible. Le rayonnement atmosphérique $LW \downarrow$ dépend de la température de l'atmosphère selon la formule de Stefan-Boltzmann ($\epsilon\sigma T^4$, avec ϵ l'émissivité de l'atmosphère et σ la constante de Stefan-Boltzmann). Il est donc recalculé ici à partir des T corrigées.

L'humidité spécifique de l'air tri-horaire ayant été modifié, l'humidité spécifique journalière moyenne doit être recalculée adéquatement, par soucis de cohérence. La valeur moyenne journalière de q fournie par le RCM est calculée chaque jour et prend en compte les valeurs de tous les pas de temps physiques du modèle, elle ne correspond donc pas à la moyenne des valeurs tri-horaires. La nouvelle humidité spécifique moyenne journalière ($q_{day,new}$) est donc calculée selon :

$$q_{day,new} = \frac{q_{day,old}}{\overline{q_{3hr,old}}} \times \overline{q_{3hr,new}} \tag{C.1}$$

Avec $q_{day,old}$, l'humidité spécifique moyenne journalière diagnostique fournie par le RCM (et donc possiblement biaisée), $\overline{q_{3hr,old}}$ la moyenne des humidités spécifiques tri-horaire fournies par le RCM et $\overline{q_{3hr,new}}$ la moyenne des humidités spécifiques tri-horaire débiaisées.

Deux hypothèses sont avancées pour expliquer le fait que la méthode n'améliore par les résultats et les dégrade même parfois. La première tiendrait au fait que les stations météorologiques utilisées pour déterminer les biais mensuels moyens seraient trop proches de la ville, donc trop chaudes, surestimant ainsi le biais négatif systématique du modèle. Le deuxième, plus probable, est liée à la façon dont on passe des biais en TN et TX aux température tri-horaire. Tout d'abord on applique un biais calculé sur une température diagnostique fournie par le RCM aux valeurs minium et maximum que l'on observe toutes les trois heures, la correction est donc forcément surestimée (même si l'écart est vraisemblablement faible). Mais le point plus important est que, via l'interpolation linéaire faites sur les biais TN et TX, on applique aux températures tri-horaire une correction moyenne entre les deux extrêmes. Cette interpolation ne pose pas de problèmes si les biais en TN et TX sont identiques ou proches, mais dans le cas où ils sont très différents (p. ex. en août dans ALADIN63 ; tableau C.1) les températures entre le minimum et le maximum seront mal corrigées. Une piste pour résoudre ce problème serait de donner plus de poids aux corrections des températures proches des minimum et maximum et de n'avoir une correction moyenne que pour quelques heures entre les deux.