

ÉTUDE DES TEMPÉRATURES SIMULÉES AVEC MÉSO-NH : SENSIBILITÉ À L'ARTIFICIALISATION DES SOLS À GRENOBLE ET LYON

Julita DIALLO-DUDEK¹, Valéry MASSON², Olivier PLANCHON¹, Jacques COMBY³, Christine LAC², Julien PERGAUD¹, Nadège ALLEGRI-MARTINY¹, Benjamin POHL¹, Yves RICHARD¹, Aude LEMONSU²

¹*Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282 Biogéosciences, CNRS/Univ. Bourgogne-Franche-Comté*
julita.diallo-dudek@u-bourgogne.fr

²*Centre National de Recherches Météorologiques, UMR3589, Météo-France & CNRS*

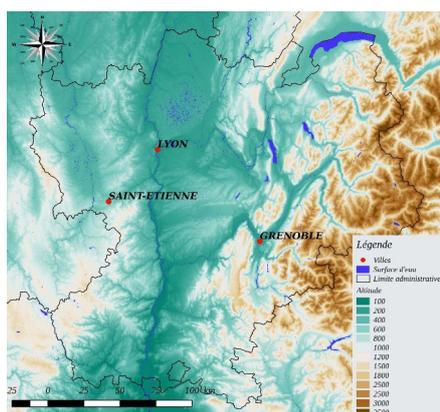
³*EVS UMR5600, Université de Lyon*

Résumé : La modélisation atmosphérique à très fine échelle permet d'analyser la dynamique de l'îlot de chaleur urbain en contexte de topographie complexe. Deux simulations (Urbaine et Non-Urbaine) mettent en évidence les effets associés à l'urbanisation. La taille des agglomérations, dans le cas de Lyon et Grenoble, n'influence pas la différence de température entre les deux simulations. Les conditions de stabilité influencent fortement ces différences. L'ICU peut être intensifié par l'affaiblissement du vent ou l'effet de piégeage et/ou le développement d'une couche d'inversion.

Mots-Clés : îlot de chaleur urbain, topographie, circulation locale, simulation numérique

Introduction

L'urbanisation, en entraînant des modifications importantes du bilan énergétique de surface liées aux caractéristiques thermiques des matériaux de construction et à l'imperméabilité des surfaces, conduit au développement d'un "îlot de chaleur urbain" (ICU). L'ICU est caractérisé par des valeurs nocturnes de température de l'air plus élevées en ville qu'en milieu naturel (Grimmond et Oke, 1995). Dans les régions montagneuses, on distingue deux types d'écoulement : l'écoulement de pente, qui se manifeste par des vents ascendants (anabatiques)/descendants (catabatiques), et/ou un type d'écoulement canalisé par les vallées (Whiteman, 1990 ; Schmidli et Rotunno, 2010). Cependant, les effets combinés de l'urbanisation et de la topographie restent encore à étudier, en particulier leurs interactions avec le gradient de température de l'air, la circulation locale et les systèmes de brise montagne-vallée. Quelques études ont déjà montré que l'ICU pouvait être influencé par un drainage de vents catabatiques (Kuttler et al., 1996, Giovannini et al., 2014). Fernando (2010) a souligné que les brises urbaines peuvent se développer en réponse au gradient thermique, interférant avec les vents topographiques forcés. Pendant la nuit, le vent catabatique descendant subit un ajustement hydraulique après une rupture de pente, mais son influence sur la stratification de l'air dans le canyon urbain est encore inconnue. Rotach et al. (2005) ont montré, à partir de données de sondages, qu'une inversion de température dans la couche limite urbaine inférieure (UBL) peut apparaître vers 200–300 m, souvent accompagnée d'un jet de basse altitude de même direction que le vent thermique.



Nous proposons ici d'étudier l'Îlot de Chaleur Urbain (ICU) dans un contexte de canicule de moyenne magnitude (entre le 17 et le 26 août 2012 ; Ouzeau et al., 2016), pour des villes à topographie accidentée où cet événement atmosphérique particulier est susceptible d'être influencé aussi par le relief. Les seuils de canicule définis par Météo-France pour les départements concernés sont : $T_n = 19^\circ\text{C}$, $T_x = 34^\circ\text{C}$ pour l'Isère et $T_n = 20^\circ\text{C}$, $T_x = 34^\circ\text{C}$ pour le Rhône. Sur deux stations représentatives de chacune des deux agglomérations étudiées (Bron pour Lyon et le Versoud pour Grenoble) les seuils ont été dépassés entre le 19 août et le 23 août.

figure 1. Localisation des agglomérations étudiées dans leur cadre topographique (ex-Région Rhône-Alpes).

La localisation de l'agglomération lyonnaise dans une vallée fluviale, à la confluence de deux grands cours d'eau (le Rhône et la Saône), permet d'étudier l'influence de la topographie et de l'hydrographie sur l'ICU. En même temps, l'agglomération lyonnaise est unique dans la région Auvergne-Rhône-Alpes par sa taille et par sa densité de population. L'agglomération grenobloise se distingue de l'agglomération lyonnaise par sa moindre extension spatiale, mais aussi et surtout par son environnement montagneux. Pourtant, la ville elle-même est l'une des villes de la France à la topographie la plus plate. Ces interactions entre l'ICU et la topographie sont difficilement observées en raison de mesures insuffisamment denses en milieu urbain et périurbain, ainsi la modélisation du climat urbain apparaît comme une réponse adéquate.

1. Méthode : simulation du climat urbain et écoulement de l'air

Le modèle atmosphérique méso-échelle Méso-NH (Lafore et al., 1998 ; Lac et al., 2018) a été utilisé pour étudier les interactions entre l'ICU et la topographie. Il s'agit d'un modèle non-hydrostatique et anélastique, basé sur l'équation de Navier-Stokes, utilisé pour les méso-échelles (Asencio et al., 2006) et les micro-échelles (en mode Large Eddy Simulation - LES ; Brun et al., 2017 a,b). Ce modèle a été largement validé pour la recherche sur le climat urbain (entre autres : Lemonsu et Masson, 2002 ; Hidalgo et al., 2008 ; Masson et al., 2013) et a été utilisé pour de nombreuses études d'écoulement en milieu montagneux (Blein, 2016). Le modèle Méso-NH a été couplé au modèle de surface externalisé (SURFEX ; Masson et al., 2013), incluant le modèle de canopée urbaine Town Energy Balance (TEB ; Masson, 2000) et l'ISBA - le modèle d'Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère avec le modèle sol-plante-atmosphère (Noilhan et Planton, 1989). Les conditions aux limites initiales et latérales ont été obtenues avec l'analyse du modèle opérationnel Application of Research to Operations at MEscale (AROME ; Seity et al., 2011), avec une grille de résolution de 2,5 km. Dans cette étude, deux domaines emboîtés ont été définis pour chacune des deux agglomérations avec une résolution de la première grille de 1,25 km (appelée la grille "père") et de 250 m de la deuxième grille (appelée la grille "fils"). Ces deux grilles sont emboîtées ("two-way nesting") : le premier domaine, avec une résolution de 1,25 km (RL : région de Lyon ; RG : région de Grenoble) ; le second domaine, avec une résolution de 250 m (GL : Grand Lyon ; GM : Grenoble Métropole). Les deux domaines ("père" et "fils") partagent la même grille verticale, avec 56 niveaux, dont 34 niveaux jusqu'à 3000 m et le premier niveau à 7,5 m, au-dessus du niveau du sol. La paramétrisation du modèle a été choisie pour présenter au mieux les deux processus : l'ICU et l'écoulement de l'air (Tableau 1).

Tableau 1. Paramétrisation du modèle Méso-NH pour les simulations.

Processus physique	Schéma de paramétrisation
Advection	WENO (Liu et al., 1994)
Radiation	ECMWF (Morcrette, 1991)
Microphysique	ICE3 (Caniaux et al., 1994)
Convection peu profonde	EDKF (Pergaud et al., 2009)
Turbulence	BL 89 (Bougeault et Lacarrère, 1989) ; DEAR (Sommeria et Deardorff, 1977)
Surface	SURFEX avec ISBA, TEB-Veg+CANOPY

Pour mieux faire ressortir les processus liés aux espaces urbains, nous avons effectué deux simulations, la première avec les zones urbaines existantes (simulation Urbaine) et la deuxième avec des surfaces naturelles à la place des surfaces urbaines (simulation Non-Urbaine). La base de données d'occupation des sols Ecoclimap (Faroux et al., 2013) à une résolution de 1 km a été utilisée pour la description des surfaces. La topographie a été dérivée de la base de données Shuttle Radar Topography Mission (SRTM ; NASA et NGA) à 250 m de résolution. Les deux bases ont ensuite été interpolées à partir des deux grilles sur la grille de modélisation. Pour la simulation Urbaine, une base de données d'occupation du sol de 250 m de résolution spatiale a été créée en utilisant la base de données de surface bâtie BD TOPO® (IGN, 2016) et la base de données Spot Thema (Malaval et Bénaroya, 2013) pour fournir une description plus détaillée de la zone urbanisée pour le deuxième domaine (GL et GM). En effet, trois composantes sont présentes : la surface urbaine, la surface naturelle et la topographie. Pour la deuxième simulation Non-Urbaine, les cultures et forêts (code 194 dans la base de données Ecoclimap) ont remplacé l'occupation du sol de type urbain. Cette simulation n'avait que deux composantes : la surface naturelle et la topographie. Afin de détecter une évolution éventuelle entre les deux simulations, on se base sur les paramètres atmosphériques tels que la température de l'air à 2m et le vent en surface. Pour mieux présenter les influences de l'urbanisation sur la couche de limite de surface, le vent moyen et l'indice de stagnation (Allwine, K. J., & Whiteman, C. D., 1994) ont été calculés sur une colonne d'air de 50 m. Les classes k-means ont ensuite été calculées à partir d'une ACP.

2. Résultats des simulations pour les deux agglomérations

Les conditions favorables (voir Introduction) pour étudier simultanément l'ICU et l'écoulement de l'air sont observées durant deux nuits différentes pour chacune des deux agglomérations : nuit du 22 au 23 août à Lyon et nuit du 18 au 19 août à Grenoble, lorsque le plus fort gradient ville-campagne a été observé. Pour les deux agglomérations, nous analysons ici les moyennes sur les deux parties de la nuit qui incluent : 20, 21, 22 et 23 h UTC pour la première partie de nuit et 00, 01, 02, 03h UTC pour la deuxième partie de nuit.

2.1. Lyon

Les conditions météorologiques favorables au développement de l'ICU dans l'agglomération lyonnaise ont été observées entre le 22 et le 23 août 2012, période pendant laquelle le gradient nocturne entre les stations de Bron et de Saint-Exupéry est devenu positif. La nuit a été caractérisée par des conditions de vent très faibles de secteur nord, bien reproduites par le modèle. Bien que les valeurs de température de l'air soient surestimées pour les stations sub-urbaines comme urbaines, ce biais spatialement homogène ne masque pas le gradient ville-campagne.

Dans la simulation Urbaine (Figure 2), comme prévu, les valeurs de température de l'air les plus élevées ont été obtenues pour les zones urbaines : on les observe sur la Plaine de l'Est lyonnais et la partie centrale de l'agglomération, puis sur les contreforts des Monts du Lyonnais, avec un contraste thermique fort jusqu'à 4°C entre les deux parties de la nuit. Pendant la première partie de la nuit, les valeurs obtenues pouvaient atteindre 28°C avec un contraste thermique plutôt faible entre les différentes zones urbaines (environ 2°C). Pendant la deuxième partie de la nuit, les valeurs maximales de la température de l'air étaient surtout caractéristiques des zones urbanisées (autour de 24°C). Pendant les deux parties de la nuit, les zones situées en dehors des zones urbaines en altitude, avec une couverture végétale naturelle, étaient les plus fraîches. Dans la simulation Non-Urbaine, le champ de température était surtout influencé par la topographie, indépendamment de la partie de la nuit. Pendant la première partie de la nuit, sur les reliefs,

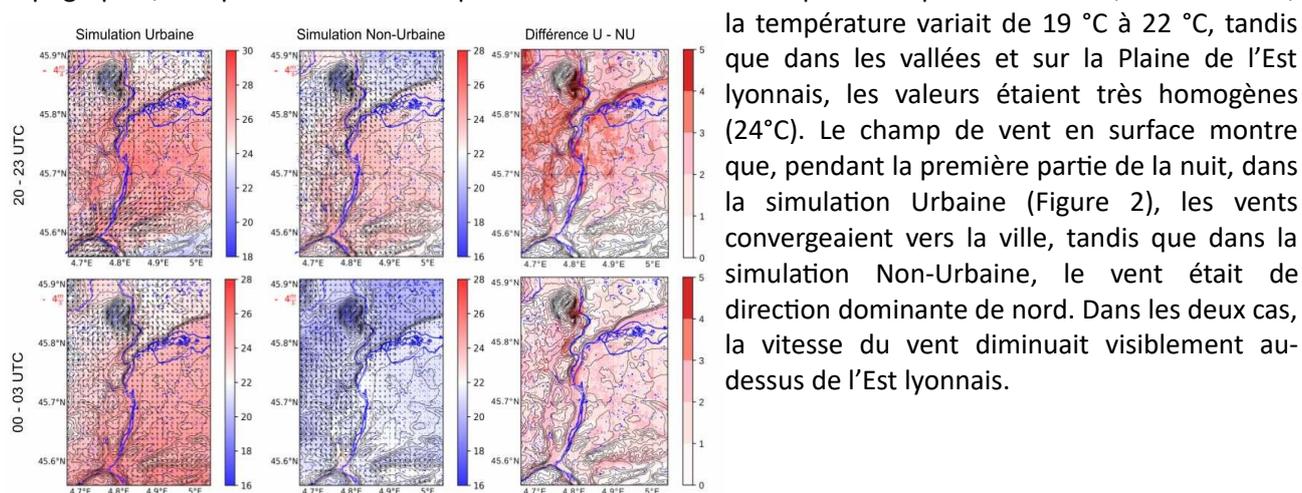


figure 2. Température moyenne avec la vitesse et la direction du vent moyen dans l'agglomération lyonnaise de la première (20, 21, 22 et 23 UTC) et de la deuxième (00, 01, 02 et 03 UTC) partie de la nuit du 22 au 23 août 2012, d'après les simulations Urbaine et Non-Urbaine.

Dans la deuxième partie de la nuit, dans les vallées plus étroites et encaissées (confluence du Gier et du Rhône vers Givors), un effet de piégeage de l'air s'est manifesté par une légère augmentation de la température. Pendant la première partie de la nuit, la différence de température entre les deux simulations (Figure 2) a atteint 5 °C, lorsqu'un rafraîchissement plus rapide était obtenu dans la simulation Non-Urbaine. L'ensemble de la plaine de l'Est lyonnais était de 2 à 4 °C plus chaud, avec un gradient thermique est-ouest en direction du centre-ville. Pendant la deuxième partie de la nuit, la différence de température s'atténuait et ne dépassait plus 3°C.

2.2 Grenoble

Dans le cas de l'agglomération grenobloise, dans la simulation Urbaine, pendant la première partie de nuit (Figure 3), comme dans le cas de Lyon, les valeurs de température de l'air les plus élevées ont été obtenues sur les zones urbaines dans les fonds des vallées, mais une augmentation de la température en altitude est aussi visible en présence des zones urbaines. La température baissait visiblement avec l'altitude, avec un refroidissement bien simulé dans tous les massifs (le gradient vertical pouvait atteindre 14 °C entre la Cluse de Voreppe et Villard de Lans dans le Vercors). La différence de température entre le milieu urbain (autour de 30 °C) et le milieu rural dans le Y grenoblois n'était pas homogène et variait d'une vallée à l'autre de 26 °C (vallée du Drac) à 28 °C (vallée de Grésivaudan). Les versants urbanisés des contreforts de la Chartreuse restaient les plus chauds (environ 32 °C). L'augmentation de la vitesse du vent dans la vallée a entraîné une diminution des valeurs de température de l'air dans l'axe des deux vallées, surtout dans la

Cluse de Voreppe (27 °C) où l'effet Venturi est très fort. A l'approche des versants des montagnes, trois conditions défavorables se sont combinées : l'urbanisation et la faible vitesse du vent renforcées par les effets d'abri topographique.

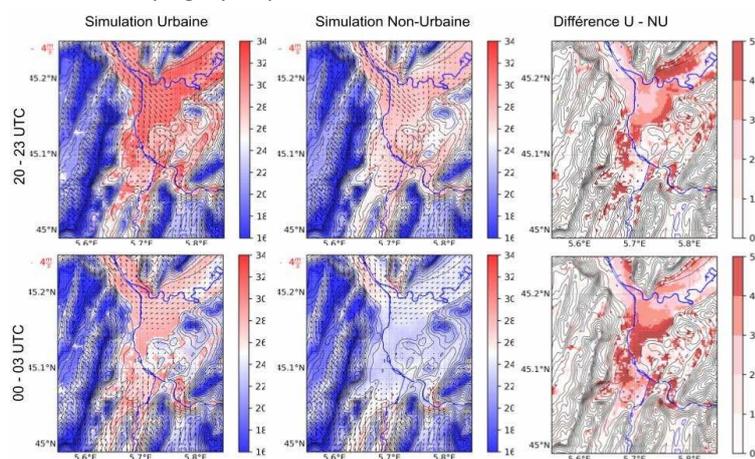


figure 3. Température moyenne avec la vitesse et la direction du vent moyen dans l'agglomération grenobloise de la première (20, 21, 22 et 23h UTC) et de la deuxième (00, 01, 02 et 03h UTC) partie de la nuit du 18 au 19 août 2012, d'après les simulations Urbaine et Non-Urbaine.

Dans la simulation Non-Urbaine (figure 3), comme dans le cas de Lyon, la distribution spatiale de la température et du vent ont été affectés par les facteurs topographiques. L'influence de la topographie sur le vent se manifeste par le développement des systèmes de brise de pente descendante. Le développement du système de brise de vallée a causé une légère diminution des valeurs de température dans les axes des vallées. Pour la première partie de la nuit, ce rafraîchissement était déjà bien simulé dans les axes des vallées du Grésivaudan et de la Cluse de Voreppe, ainsi que dans la partie centrale de la confluence. La jonction des deux vallées (Grésivaudan et centre de Grenoble), qui canalisent des vents de directions opposées, provoque une diminution significative de la vitesse du vent. Sur cette même zone, en première partie de nuit, la simulation Non-Urbaine montre des valeurs moyennes de température inférieures d'environ 3 °C par rapport à la zone voisine. Indépendamment de la simulation, dans la deuxième partie de la nuit (Figure 3), le rafraîchissement se poursuivait dans les axes des vallées. La direction du vent restait de nord-est dans le Grésivaudan, mais passait au sud-est dans la Cluse de Voreppe. Un vent relativement faible caractérisait la vallée du Drac, et un effet de piégeage y était visible, aussi bien pour la simulation Urbaine que pour la Non-Urbaine. Une inversion de température était visible sur les reliefs. La Figure 3 montre que, au pied des premières pentes de la Chartreuse - entre La Tronche et Corenc, l'augmentation des différences de température dans cette zone a été plus affectée par le refroidissement le plus fort dans la simulation Non-Urbaine que dans la simulation Urbaine (entre 4 et 6 °C). Quant à la partie sud de l'agglomération grenobloise, proche des premiers contreforts de la chaîne de Belledonne, la présence des zones urbanisées et la divergence du flux de NW provoquent un affaiblissement de la vitesse du vent et une augmentation de la différence de température supérieure à 5 °C. Dans la vallée de la Gresse, les différences de température pouvaient aussi être très élevées en raison de l'effet d'abri topographique. Le centre-ville de Grenoble apparaît ainsi plus chaud de 3 à 4 °C par rapport à la simulation Non-Urbaine. Lors du développement de l'inversion de température, pendant la deuxième partie de la nuit, la température de l'air était plus basse dans les axes des vallées, avec une nette augmentation des valeurs de température au pied des pentes et en altitude.

2.3 Complexité des relations entre les états de surface et les paramètres atmosphériques (exemple de Grenoble)

Avec l'analyse des différences de température entre les deux simulations et la classification par k-means, trois situations sont mises en évidence. L'augmentation de la température dans la simulation Urbaine dépend de l'état de la stabilité dans les vallées du Y grenoblois. Dans un premier cas, la température augmente, mais la vitesse du vent et l'indice de stagnation s'affaiblissent (première partie de la nuit) ; dans un deuxième cas, la température augmente, mais la vitesse du vent et l'indice de stagnation ne changent pas (vallée du Grésivaudan quelle que soit la partie de nuit) ; et dans un troisième cas, la température, la vitesse du vent et l'indice de stagnation augmentent (surtout vrai pour la deuxième partie de la nuit dans la vallée du Drac, le centre-ville et la partie du Grésivaudan très peu urbanisée). Les effets de l'urbanisation sont dépendants de la partie de la nuit et de la localisation dans les vallées.

Conclusion

La modélisation atmosphérique à très fine échelle permet d'analyser la dynamique de l'îlot de chaleur urbain, tant sur ses caractéristiques d'étendue horizontale et verticale, que sur son interaction avec la topographie dans des zones où celle-ci est complexe. L'urbanisation, en modifiant le bilan énergétique de surface, a toujours favorisé les anomalies thermiques positives, indépendamment de l'altitude des zones urbanisées. Dans cette étude, les fortes différences entre les simulations ne dépendent pas de la taille des agglomérations ; on pouvait retrouver les mêmes valeurs pour Lyon et Grenoble. Pour les deux agglomérations, indépendamment de leur taille, les effets de la topographie comme la canalisation des flux par les vallées mais également les effets de piégeage ont été simulés. L'augmentation de la température associée à l'urbanisation, dépend des conditions de stabilité qui peuvent se développer dans des vallées. Certaines conditions telles que l'affaiblissement du vent ou l'effet de piégeage et/ou le développement d'une couche d'inversion peuvent intensifier l'ICU.

Bibliographie

- Allwine K. J., Whiteman C. D., 1994 : Single-station integral measures of atmospheric stagnation, recirculation and ventilation. *Atmospheric Environment*, **28(4)**, 713-721.
- Asencio N., Stein J., 2006 : Origins of the reversed flow over the windward Alpine foothills during MAP IOP3 and IOP8. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **132(615)**, 297-316.
- Blein S., 2016 : *Observation et modélisation de couche limite atmosphérique stable en relief complexe: le processus turbulent d'écoulement catabatique* (Doctoral dissertation, Université Grenoble Alpes (ComUE)).
- Bougeault P., Lacarrere P., 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Monthly Weather Review*, **117(8)**, 1872-1890.
- Brun C., Blein S., Chollet J. P. 2017 : Large-Eddy Simulation of a Katabatic Jet along a Convexly Curved Slope. Part I: Statistical Results. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **74(12)**, 4047-4073.
- Caniaux G., Redelsperger J. L., Lafore J. P., 1994 : A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets. *Journal of the atmospheric sciences*, **51(14)**, 2046-2074.
- Faroux S., Kaptué Tchuenté A. T., 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.
- Fernando H. J. S., 2010 : Fluid dynamics of urban atmospheres in complex terrain. *Annual review of fluid mechanics*, **42**, 365-389.

- Giovannini L., Zardi D., de Franceschi M., Chen F., 2014 : Numerical simulations of boundary-layer processes and urban-induced alterations in an Alpin valley. *International Journal of Climatology*, **34(4)**, 1111-1131.
- Grimmond C. S. B., Oke T. R., 1995 : Comparison of heat fluxes from summertime observations in the suburbs of four North American cities. *Journal of Applied Meteorology*, **34(4)**, 873-889.
- Hidalgo J., Pigeon G., Masson V., 2008 : Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: observational data analysis approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102(3)**, 223-241.
- IGN, 2016. Description of BD TOPO 2.1. Saint Mandé.
- Kuttler W., Barlag A. B. Robmann F., 1996 : Study of the thermal structure of a town in a narrow valley. *Atmospheric Environment*, **30(3)**, 365-378.
- Lac C., Chaboureaud P., Masson V., Pinty P., Tulet P., Escobar J., Aumont P., 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., Vilà-Guerau de Arellano J., 1998 : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales geophysicae*, **16**, 90-109.
- Lemonsu A., Masson V., 2002 : Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, **104(3)**, 463-490.
- Malaval P., Bénaroya C., 2013 : *Aerospace marketing management*. Springer Internat. Publ.
- Masson V. Le Moigne P., Martin E., Faroux S., Alias A., Alkama R., Brousseau P., 2013 : The SURFEXv7. 2 land and ocean surface platform for coupled or offline simulation of earth surface variables and fluxes. *Geoscientific Model Development*, **6**, 929-960.
- Masson V., Lion Y., Peter A., Pigeon G., Buyck J., Brun E., 2013 : Grand Paris: regional landscape change to adapt city to climate warming. *Climatic Change*, **117(4)**, 769-782.
- Morcrette J. J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **96(D5)**, 9121-9132.
- Noilhan J., Mahfouf J. F., 1996 : The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and planetary Change*, **13(1-4)**, 145-159.
- 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.
- 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)**, 83-106.
- Rotach M. W., Vogt R., Bernhofer C., Batchvarova E., Christen A., Clappier A., Mitev V., 2005 : BUBBLE—an urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, **81(3-4)**, 231-261.
- Seity Y., Brousseau P., Malardel S., Hello G., Bénard P., Bouttier F., Masson V., 2011 : The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, **139(3)**, 976-991.
- Schmidli J., Rotunno R., 2010 : Mechanisms of along-valley winds and heat exchange over mountainous terrain. *Journal of the atmospheric sciences*, **67(9)**, 3033-3047.
- SPOT-Thema. www.intelligence-airbusds.com/satellite-data
- Sommeria G., Deardorff J. W., 1977 : Subgrid-scale condensation in models of nonprecipitating clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, **34(2)**, 344-355.
- Whiteman C. D., 1990 : Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain. In *Atmospheric processes over complex terrain* (pp. 5-42). *American Meteorological Society*, Boston, MA.