

Note technique

Travaux financés par le ministère chargé de l'environnement

PARAMETRES METEOROLOGIQUES : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE, ANALYSE DES ENJEUX ET DES BESOINS

Frédéric Tognet (INERIS)

SYNTHESE

Les surfaces urbaines modifient les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère, conduisant par exemple à la mise en place d'un îlot thermodynamique urbain. Une phase de stockage de chaleur par les surfaces urbaines pendant le jour puis de restitution pendant la nuit associée aux effets aérodynamiques de la morphologie des structures urbaines sur l'écoulement, affecte les paramètres météorologiques susceptibles d'influencer le comportement des polluants atmosphériques habituellement utilisés pour la modélisation de la qualité de l'air en ville. Or la représentativité de ces paramètres météorologiques est essentielle pour la qualité des modélisations.

Le présent document décrit les comportements thermodynamiques et météorologiques spécifiques aux écoulements en milieu urbain afin de mieux comprendre leur impact sur la représentativité des paramètres météorologiques, en particulier pour la modélisation de la qualité de l'air. L'îlot de chaleur urbain dans les différentes couches de l'atmosphère, la couche limite urbaine, la distribution horizontale et verticale du vent, l'îlot d'humidité urbain font ainsi l'objet d'une étude bibliographique.

L'organisation spatiale et temporelle de ces phénomènes montre un impact non négligeable sur les paramètres météorologiques en milieu urbain, qu'il s'agisse : de la température à l'intérieur et au-dessus de la canopée urbaine, de l'épaisseur de la couche limite urbaine et de ses composantes dont la sous-couche rugueuse et la sous-couche inertielle, du profil vertical du vent et de la turbulence ainsi que de la convergence des directions du vent autour des villes. L'ensemble des variables météorologiques usuelles qui alimentent les modèles de dispersion est donc impacté. Une analyse de la prise en compte de ces paramètres météorologiques urbains dans les modèles de proximité est réalisée. Des recommandations d'usage sont proposées pour l'utilisation de ces données météorologiques, qu'elles soient issues de l'observation, de la modélisation (technique de descente d'échelle ou « downscaling »), ou qu'elles soient calculées par un préprocesseur météorologique.

1. CONTEXTE

Les AASQA font un usage croissant de la modélisation à l'échelle de la ville et de la rue afin de définir les zones exposées aux dépassements de seuils, conformément aux obligations du rapportage, et évaluer les impacts des plans locaux. Dans ce contexte, il est indispensable d'avoir une bonne connaissance des possibilités et limites des modèles et de la qualité des résultats produits. Cette information est importante pour le Ministère qui doit être en mesure de justifier le choix des outils utilisés auprès de la Commission européenne. Elle l'est aussi pour les AASQA qui doivent pouvoir démontrer aux autorités locales que leurs pratiques correspondent à l'état de l'art.

De plus, la Commission Européenne, consciente de l'usage accru de la modélisation à des fins d'appui aux politiques publiques, travaille sur la définition d'objectifs de qualité pour les résultats de modélisation. Ces objectifs sont discutés dans le cadre du forum FAIRMODE (Forum for air quality modelling in Europe) coordonné par le JRC (Centre Commun de Recherche de la Commission Européenne), qui vise à harmoniser les pratiques de modélisation en Europe et à promouvoir des méthodologies en accord avec les exigences et les évolutions de la législation européenne. Depuis octobre 2015, un groupe de travail¹ du CEN (Comité européen de normalisation) rédige un document de spécifications techniques en vue de l'élaboration d'une norme européenne qui définira les objectifs de qualité que les modélisations (et non les modèles) devront vérifier.

Dans ce contexte, le LCSQA étudie et évalue depuis plusieurs années la mise en œuvre des modèles destinés à simuler la pollution de proximité. De 2013 à 2015, afin de mieux qualifier les pratiques de modélisation au sein du dispositif français de surveillance de la qualité de l'air, un exercice d'intercomparaison à l'aveugle sur un quartier du centre-ville de Reims (données fournies par Atmo Champagne-Ardenne) a été organisé par le LCSQA. Cinq équipes ont participé (quatre AASQA et le LCSQA) pour quatre utilisations d'ADMS-Urban et deux utilisations de SIRANE. Un bilan de cet exercice est disponible sur le site du LCSQA (Tognet, 2015). La mise à disposition sur le site du LCSQA d'un outil d'évaluation des résultats de modèles (DELTA TOOL développé par le JRC: comparaison modèles/mesures selon des critères et objectifs de qualité définis dans le cadre de FAIRMODE) permet aujourd'hui aux AASQA de qualifier les résultats de leur modélisation par rapport aux objectifs de qualité discutés à FAIRMODE et au CEN.

Le LCSQA étudie également le développement d'approches de modélisation plus performantes pour simuler les concentrations atmosphériques en milieu urbain. L'objectif est de fournir aux modélisateurs des recommandations techniques et méthodologiques qui leur permettent d'améliorer la performance de leurs outils en environnement urbain. Deux catégories de paramètres sensibles concernant respectivement les émissions et la météorologie sont ainsi identifiées. Le travail présenté ici étudie les enjeux de la météorologie urbaine, moins bien connus que ceux sur les émissions. Les modélisations urbaines nécessitent en effet des données météorologiques d'entrée issues des observations ou issues de forçage de modèles plus grande échelle. Or ces paramètres météorologiques qui alimentent les modèles n'intègrent pas nécessairement les spécificités du climat urbain.

¹ WG43 on modelling quality objectives of air quality assessment

L'objectif est donc d'identifier les paramètres sensibles de la météorologie en milieu urbain à travers une étude bibliographique sur les facteurs déterminants (et leur impact) pour la qualité de l'air. Une analyse de la prise en compte de ces paramètres dans les modèles actuels simples (modèles de rue, gaussiens) ou plus complexes et des recommandations d'usage liées au manque de précision sur ces paramètres sont proposées.

2. SPECIFICITES DU CLIMAT URBAIN

La météorologie urbaine continue de faire l'objet de nombreux travaux de recherches ce qui alimente la richesse de la littérature scientifique qui lui est consacrée. L'étude bibliographique menée dans le cadre de ce travail montre que ce sont les échanges d'énergie à l'interface entre les surfaces urbaines et l'atmosphère qui initient les processus météorologiques spécifiques au climat urbain (Figure 1). Le présent chapitre propose de faire un descriptif de chacun des processus identifiés : l'îlot de chaleur urbain dans les différentes couches de l'atmosphère, la couche limite urbaine, la distribution horizontale et verticale du vent, l'îlot d'humidité urbain ainsi qu'une description succincte du bilan d'énergie aux interfaces des surfaces urbaines et de l'atmosphère. Bien sûr, ces processus interagissent entre eux car ils sont liés par le système d'équations de transports décrivant l'écoulement atmosphérique.

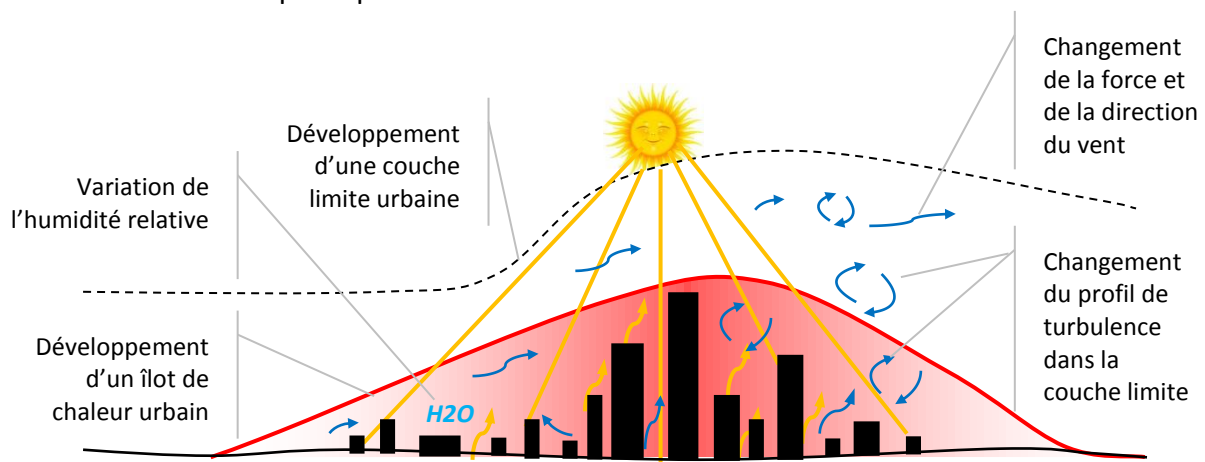


Figure 1 : Impact des zones urbaines sur l'écoulement atmosphérique

Certains phénomènes météorologiques, comme la formation de brouillard, de pluie ou de neige qui sont également influencés par l'urbanisation des surfaces ne sont pas abordés dans cette étude.

2.1 L'îlot de chaleur urbain (ICU)

L'îlot de chaleur urbain se caractérise par une différence de température positive constatée près du sol entre un tissu urbain dense et sa périphérie rurale. Ce phénomène est observé et étudié depuis très longtemps (Howard, 1833) et si la nature des différentes contributions énergétiques de la canopée urbaine est maintenant bien connue (Oke, 1982) l'étude des échanges surface-atmosphère fait toujours l'objet d'intenses travaux de recherche.

Selon G. Pigeon et al. (2008), l'îlot de chaleur urbain, défini par la différence de température entre une agglomération et sa périphérie, est le principal élément du microclimat des villes. Ainsi, plusieurs études rassemblées dans Oke (1987) montrent que les maxima d'intensité de l'ICU peuvent aller de 2 °C pour une ville de 1 000 habitants à 12 °C pour une ville de plusieurs millions d'habitants (température mesurée dans la canopée urbaine) et que ces maxima sont proportionnels au logarithme de la population (Figure 2).

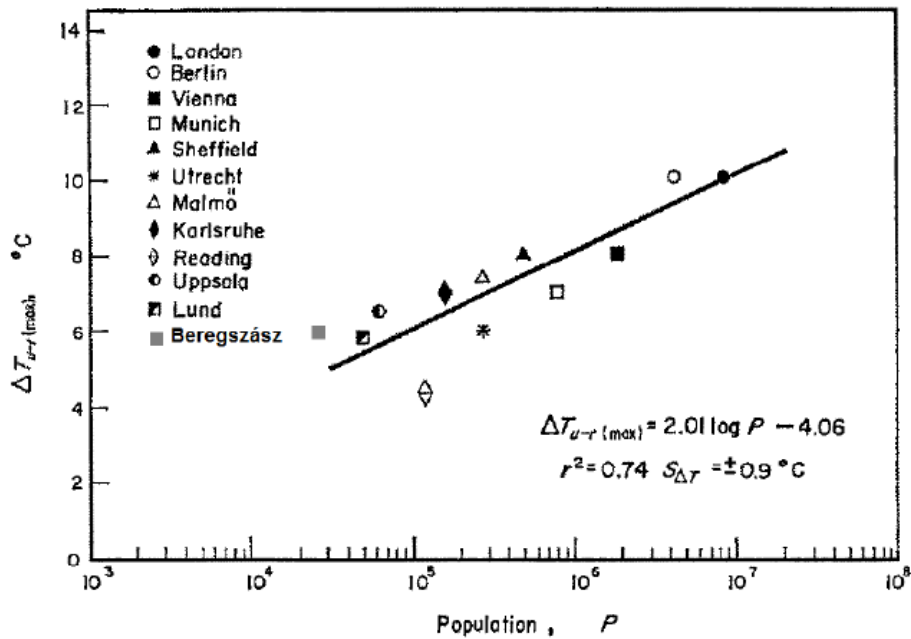


Figure 2 : Evolution du maximum observé de la différence de température caractérisant l'îlot de chaleur urbain $T_{u-r(max)}$ en fonction du logarithme de la population pour les cités européennes (Modifié d'après Oke, 1973: Indication de supplémentaire de la ville de Beregszász d'après Lazlo, 2015).

2.1.1 Variation spatiale horizontale

La notion d'ICU est liée à une vision monocentrique et historique de l'espace urbain, avec un centre-ville unique et une limite très marquée entre la ville et son environnement naturel. Ainsi, toujours selon Oke (1987), la structure spatiale de l'ICU est concentrique autour du centre-ville et caractérisée par trois couronnes (Figure 3).

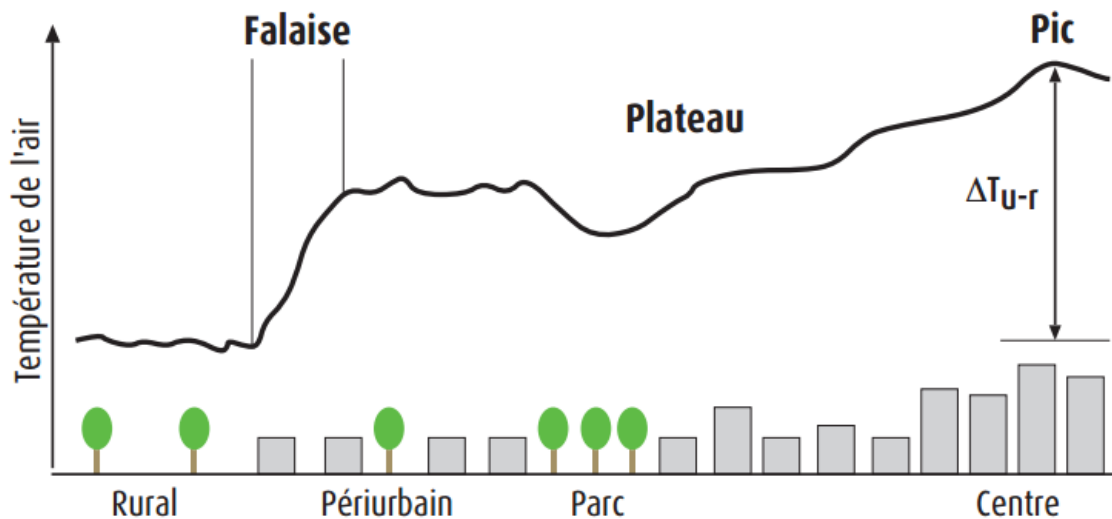


Figure 3 : - Variation spatiale de la température de l'air le long d'une coupe transversale d'une zone urbanisée (adaptation de Oke, 1987).

À l'extérieur, une couronne étroite correspondant à un intense gradient de température fait la transition entre la ville et la campagne ; elle est dénommée littéralement « falaise » (traduction de l'anglais *cliff*). Dans cette zone de transition, des gradients horizontaux de l'ordre de 0,3 à 0,4 °C par 100 mètres ont été mesurés. La deuxième couronne dénommée « plateau » est la plus large. Elle est marquée par des gradients faibles et une tendance progressive au réchauffement au fur et à mesure que l'on s'approche du centre-ville. Enfin, le « pic » correspond à la zone du centre-ville. Bien sûr, l'écart de température entre le centre-ville et les zones rurales dépendra des caractéristiques architecturales de la ville (comme son étendue, la densité et la hauteur des bâtiments) et de l'espace rural pris comme référence.

2.1.1 Variation spatiale verticale

L'îlot de chaleur urbain peut être étudié suivant la direction verticale. On parlera alors de:

- **l'îlot de chaleur urbain de surface**, qui caractérise la différence des températures des surfaces (sols) de même nature entre le milieu urbain et le milieu rural qui l'entoure. La température de surface est un élément important du bilan d'énergie (Pigeon, 2007). Elle est fortement influencée par le bilan radiatif et conditionne les échanges turbulents et la température de l'air dans les basses couches de l'atmosphère. Une des potentialités de l'étude de la température de surface est d'accéder à l'aide de modèles de surface à une estimation de la température de l'air près de la surface telle qu'elle est mesurée par certains réseaux d'observation ou encore d'estimer le flux de chaleur sensible (Voogt et Oke, 1997).
- **l'îlot de chaleur urbain de la canopée (ICUC)**, qui désigne l'excès de la température de l'air dans la canopée des zones urbaines par rapport aux zones rurales périphériques. La canopée urbaine désigne la couche d'air comprise entre le sol et le sommet des bâtiments. C'est l'îlot de chaleur dont on parle par défaut puisque c'est la température de celui-ci qui est mesurée par les réseaux d'observation communs.
- **l'îlot de chaleur urbain de la couche limite**, c'est-à-dire la différence des températures mesurées pour une même hauteur au-dessus de la canopée entre le milieu urbain et le milieu rural qui l'entoure. On observe fréquemment que **les températures plus élevées au-dessus de la zone urbaine diminuent avec l'altitude et s'annule à une hauteur comprise entre 100 et 500 mètres au-dessus du sol**. Au-dessus de cette couche, on peut observer plus fréquemment la nuit un îlot froid (Figure 6). Ce phénomène, baptisé « crossover », est généralement associé à une couche limite urbaine nocturne neutre ou instable de quelques centaines de mètres surmontée d'une inversion dite élevée ("elevated inversion") alors qu'une inversion de surface est observée en zone rurale.

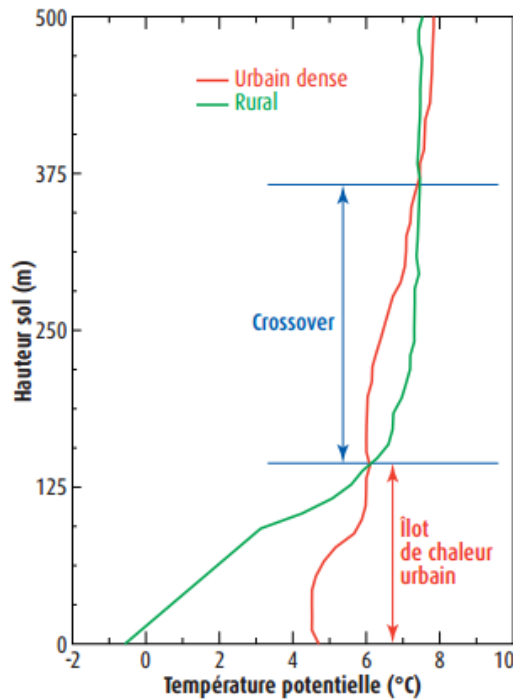


Figure 4 : Profils de température potentielle (température ramenée adiabatiquement à la pression de surface) observés pendant la campagne Capitoul, le 25 février 2005 à 22 h 00 UTC (Pigeon, 2008).

2.1.2 Variation temporelle

L'ICU est un phénomène récurrent dont **l'intensité est plus forte la nuit** (Renou, 1862, Hammon et Duenchel, 1902), les températures observées au sein de la canopée urbaine sont donc plus fortes que celles observées dans la zone rurale périphérique. L'ICU se forme lors de la période de refroidissement nocturne (Oke et East, 1971, Oke et Maxwell, 1975, Hage, 1975) pendant laquelle on observe un taux de refroidissement différentiel entre les zones urbaines et les zones rurales.

Après le lever du soleil l'ICUC diminue rapidement (Kłysik et Fortuniak, 1999) et a souvent un caractère résiduel pendant la journée, on peut parfois observer un îlot urbain froid en matinée du aux effets d'ombrage des bâtiments (Pearlmutter et al., 1999).

L'heure du maximum d'ICUC la plus répandue semble se situer quelques heures après le coucher du soleil (Kłysik et Fortuniak, 1999, Runnalls et Oke, 2000, Robaa, 2003).

Cependant ce maximum peut varier avec les saisons, ainsi Runnalls et Oke (2000) observent à Vancouver que le maximum d'ICUC a lieu après le lever du soleil en automne ; il varie aussi selon les sites d'étude, puisque Montávez et al. (2000) le situent au moment où le minimum de température nocturne est atteint.

2.2 Couche limite urbaine (CLU)

On observe également une influence de l'urbanisation sur la structure verticale de l'atmosphère. La CLU est définie comme la couche de l'atmosphère au-dessus des villes sujettes à l'influence de la force de frottement et de la turbulence thermodynamique générée par la présence du sol. Elle se crée et se développe au sein de la couche limite rurale (CLR), son équivalent en milieu rural (Figure 5).

La CLU se développe dans la couche limite atmosphérique. Elle est formée de deux couches principales, la couche de surface et la couche externe (souvent dénommée *outer layer*). La couche de surface est définie comme la couche où s'exercent les influences directes liées à la proximité du sol sur l'écoulement atmosphérique. La couche de surface est elle-même composée de la sous-couche rugueuse et de la sous-couche inertielle.

La sous-couche rugueuse s'étend du sol jusqu'à une hauteur où l'écoulement atmosphérique horizontal peut être considéré comme homogène. Son épaisseur est en général difficile à déterminer. Elle est souvent considérée proportionnelle avec un facteur compris entre 2 et 5 fois la hauteur de la couche de canopée urbaine (Arnfield, 2003 ; Rotach, 2005), (Raupach et al., 1991). Pour les grandes villes, la sous-couche rugueuse peut donc atteindre plusieurs dizaines de mètres. Dans cette couche les champs de vitesse de vent et les flux turbulents varient fortement.

La sous-couche inertielle est la zone située juste au-dessus de la sous-couche rugueuse qui s'étend jusqu'au sommet de la couche de surface. C'est uniquement dans cette partie de la couche de surface que les conditions d'application de la théorie de la similitude de Monin-Obukhov sont réunies. Pourtant, un constat effectué au-dessus des villes est que la sous-couche inertielle peut être très réduite voire même inexistante dans certaines conditions (Rotach, 2005).

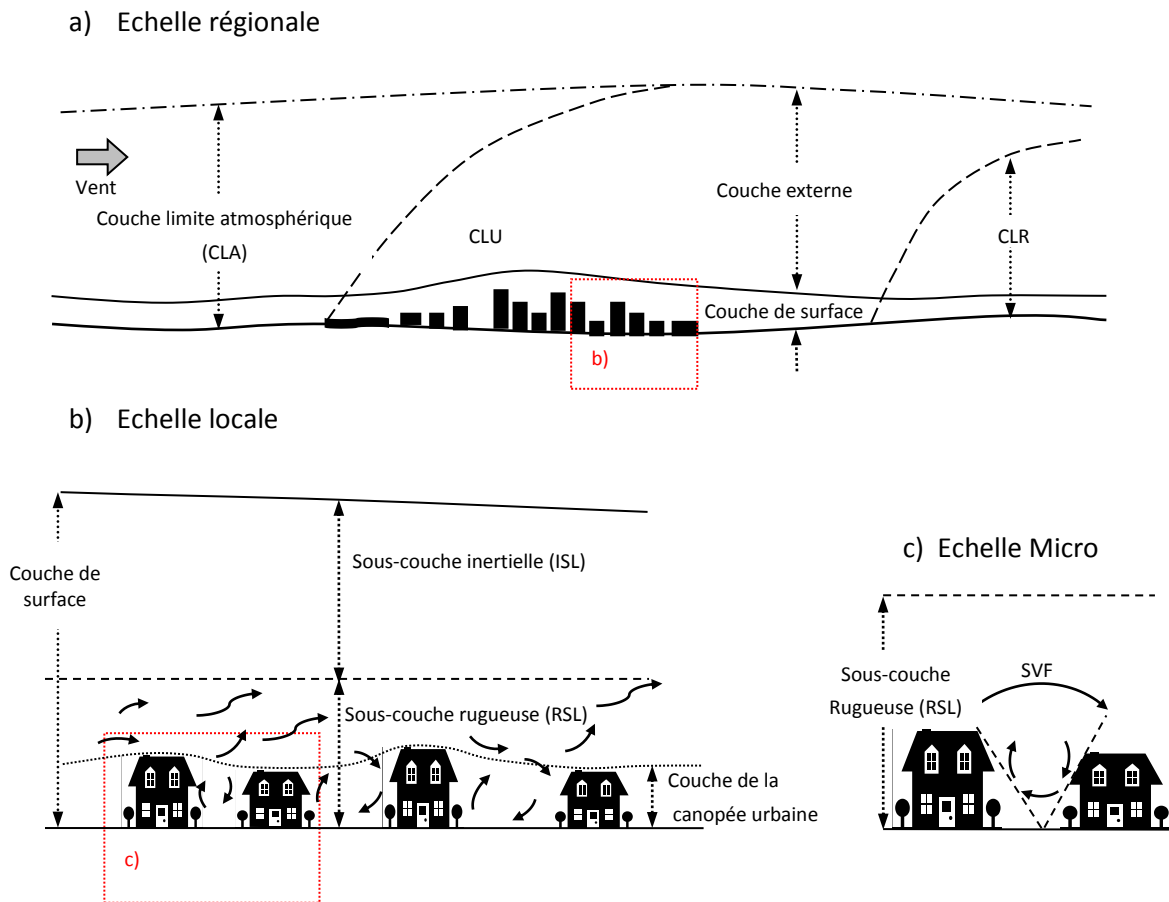


Figure 5 : Illustration de la couche limite urbaine et de ses composantes aux différentes échelles régionale, locale et micro. Dessin inspiré de Fisher et al. (2006). Le paramètre SVF exprimé en pourcentage représente le facteur de vue du ciel pour l'échelle Micro.

Selon G. Pigeon *et al* (2008), en milieu de journée, la propriété la plus remarquable de la couche limite urbaine est l'accroissement de son épaisseur en comparaison avec la CLR – parfois jusqu'à 250 mètres de plus (Spangler et Dirks, 1974, Dupont et al., 1999). L'influence de la ville sur la couche limite est encore plus marquée la nuit.

2.3 Influence des zones urbaines sur le vent

2.3.1 Convergence du vent en basse couche

Du fait de la présence de l'ICU, un phénomène de convergence de l'écoulement atmosphérique de basse couche s'installe et peut influencer la distribution des polluants jusqu'à l'échelle régionale (Chandler, 1965). Localement, les distributions de directions du vent à la périphérie des villes sont influencées par cette convergence et peuvent présenter une hétérogénéité d'autant plus importante que le vent est plus faible. D'après Fisher et al (2006), ces structures de convergence peuvent se mettre en place dès que le vent est inférieur à 3m/s.

Des observations menées sur Leicester, Londres et Saint Louis (Chandler 1965, 1961 et Shreffler, 1978) montrent que la convergence est toujours plus intense le jour alors que l'ICU est à son niveau le plus faible du cycle diurne mais que les conditions, instables et convectives, favorisent les échanges verticaux. Par contre, la nuit, la convergence est plus faible d'après Pigeon (2008) alors que l'ICU est à son niveau le plus fort mais que les conditions à l'échelle régionale et notamment en zone rurale sont stables (Shreffler, 1978). Enfin, plus récemment, Eliasson et Holmer (1990) observent à Göteborg une convergence associée à l'ICU sur une couche de 40 à 70 mètres et avec une extension de 10 à 13 kilomètres.

Dans tous les cas cités ci-dessus, la convergence estimée est faible et il n'est plus possible de la détecter dans les observations pour un vent supérieur à 3m/s. Enfin, Les travaux de Lemonsu et Masson (2002) ont également souligné l'existence de ce phénomène de faible ampleur qui peut avoir des conséquences sur la redistribution des polluants entre la zone urbaine et les zones rurales qui l'entourent (Figure 6).

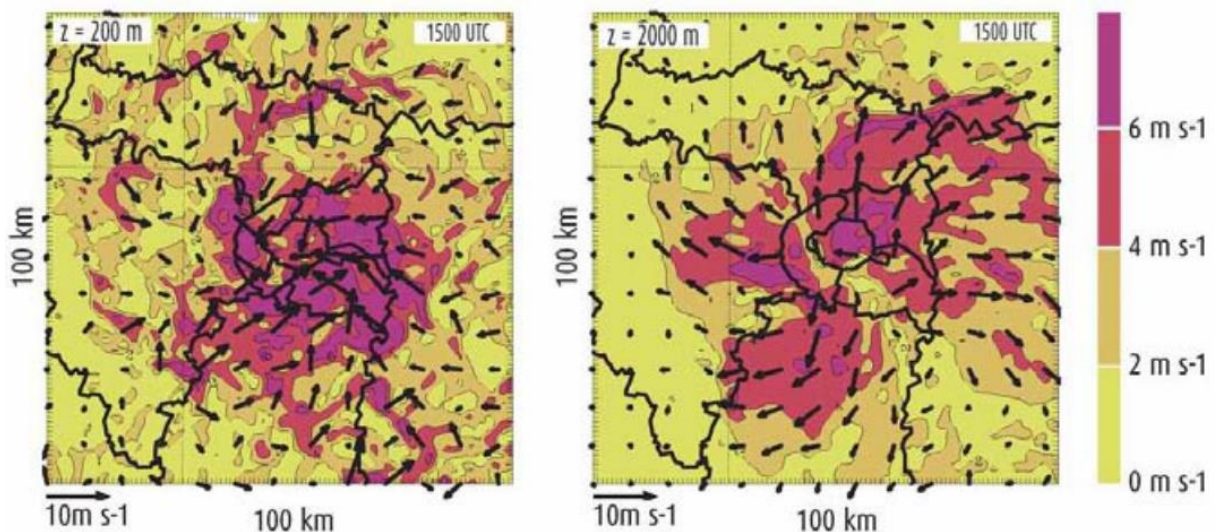


Figure 6 : Champ de vent simulé avec Méso-NH couplé avec le modèle TEB sur l'agglomération parisienne. À gauche, on observe une convergence au niveau 200 m, alors qu'à droite on observe une divergence au niveau 2 000 m (Lemonsu et Masson, 2002). Par analogie au phénomène de brise marine, celui-ci est appelé brise urbaine.

2.3.2 Profil vertical du vent

Le profil vertical du vent se modifie également au-dessus des zones urbaines du fait du développement de la CLU (Figure 7). Du point de vue de la dynamique, le changement de rugosité entre zone rurale et zone urbaine induit un frottement plus fort au sol qui se répercute sur le profil vertical du vent.

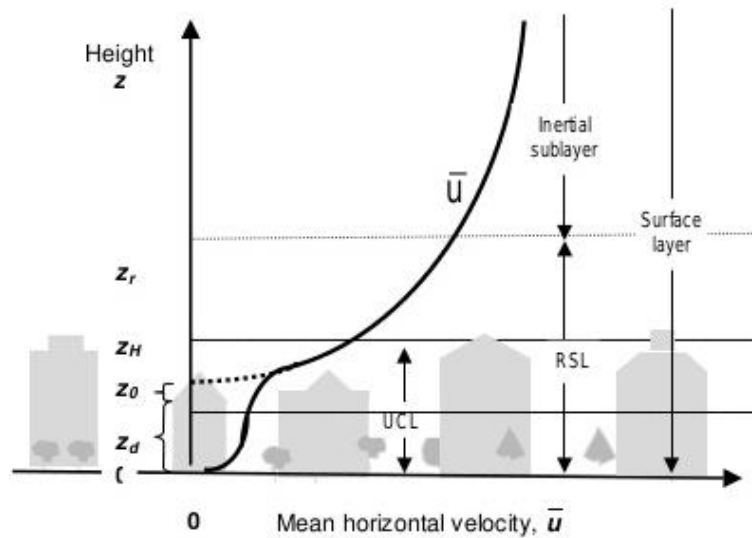


Figure 7 : Profil vertical du vent moyen dans une zone urbaine de forte densité. z_H est la hauteur moyenne du bâti, z_r est la hauteur de la sous-couche rugueuse, z_0 est la hauteur de rugosité et z_d est l'épaisseur de déplacement (Hauteur de déplacement du profil de vitesse due à la présence des bâtiments).

2.3.3 Ecoulement dans la sous-couche inertielle urbaine

La turbulence est homogène sur un plan horizontal et **le profil vertical du vent suit la théorie de la similitude de Monin-Obukhov (loi logarithmique)**. Cependant, l'application de cette théorie requiert au préalable de connaître la valeur des paramètres de rugosité z_0 et de l'épaisseur de déplacement z_d qui peuvent varier significativement d'une ville à une autre.

En dehors des correspondances classiques entre type de sol et valeur du paramètre de rugosité, des méthodes de calcul avancées de ce paramètre sont disponibles pour les paysages urbains (Bottema and Mestayer, 1998, Mac Donald et al. 1998, Gal et Unger 2009). A minima, elles utilisent comme variables de calcul la densité ou fraction frontale d'occupation du bâti dans une ville (λ_F) et la valeur d'un coefficient de traînée C_D qu'induirait un obstacle isolé sur l'écoulement atmosphérique.

2.3.4 Ecoulement dans la sous-couche rugueuse

Dans cette couche dont l'épaisseur atteint plusieurs dizaines de mètres dans les grandes villes, **l'écoulement ne vérifie pas les conditions d'homogénéité horizontale et de stationnarité nécessaires à l'application de la théorie de similitude de Monin-Obukhov**. Les flux turbulents varient fortement et le profil vertical du vent est décrit par d'autres lois.

Plusieurs méthodes de reconstruction du champ de vent dans la sous-couche rugueuse sont proposées dans la littérature, on citera Fisher et al (2006), Harman and Finnigan (2007), Martilly et al (2001).

2.4 Un excès urbain d'humidité la nuit

Un excès urbain d'humidité est constaté la nuit par Holmer et Eliasson (1999). Quatre explications possibles et complémentaires sont avancées dans la littérature :

- Tapper (1990) observe une diminution de la quantité de vapeur d'eau à la fois dans les zones urbaines et les zones rurales par condensation (formation de rosée) mais avec un taux de condensation plus faible au-dessus de la ville.
- La deuxième raison possible est une diminution de la quantité de vapeur d'eau au-dessus de la zone rurale alors que dans le même temps elle augmente au-dessus de la ville. Cette évolution est également constatée par Hage (1975). Les îlots humides les plus intenses sont observés pour cette explication.
- Une troisième raison est une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans les deux zones mais avec une évaporation d'eau plus importante au niveau de la zone urbaine. Cette dernière situation est également celle décrite par Chandler (1967).
- Enfin plusieurs études (Hage, 1975, Unger, 1999) évoquent que l'excès urbain d'humidité, notamment pendant la période hivernale, pourrait résulter en partie de l'apport de vapeur d'eau par les combustions fossiles.

Dans tous les cas, cet îlot d'humidité urbaine a pour conséquence un effet de nature à limiter l'ICU.

2.5 Flux turbulent de chaleur sensible et bilan d'énergie

Un paramètre clé particulièrement utilisé dans la reconstruction météorologique des champs de vents et de la turbulence est le flux de chaleur sensible qui traduit l'échange de chaleur par conduction entre la surface et l'atmosphère. Ce paramètre permet notamment le calcul de la longueur de Monin Obukhov. Par convention, il est compté positivement lorsque le transfert d'énergie qu'il représente est dirigé de la surface vers l'atmosphère.

Le flux de chaleur sensible est obtenu en effectuant le bilan d'énergie de la surface du sol, c'est-à-dire en écrivant l'équation qui traduit l'équilibre entre les sources et les puits d'énergie. Dans l'hypothèse d'une surface plane et homogène pour laquelle les éléments rugueux ont de faibles dimensions, le bilan d'énergie à l'interface sol-atmosphère s'écrit :

$$Q_* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A + P \quad (1)$$

Où Q_* est le flux radiatif net reçu par la surface, Q_F est le flux anthropique de chaleur, Q_H et Q_E sont les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente, ΔQ_S est le terme représentant le stockage de chaleur, ΔQ_A est le terme d'advection et P désigne l'ensemble des termes puits additionnels.

Chacun de ces termes étant largement étudié dans la littérature pour les environnements urbains (Masson 2000), ils ne seront pas discutés dans cette note à l'exception du flux de chaleur sensible.

Le flux de chaleur sensible peut être soit déterminé par résolution de l'équation (1) en estimant la contribution de chacun des termes de l'équation, soit estimé à l'aide d'une paramétrisation simplifiée, soit déterminé par le biais d'observations.

2.5.1 Modélisation de la canopée urbaine

Cette méthode permet la résolution de l'équation (1) et l'estimation du flux de chaleur sensible par la description physique et la quantification de l'ensemble des échanges thermodynamiques ayant lieu dans la canopée urbaine. Plusieurs modèles spécifiquement dédiés à la météorologie urbaine et proposant la résolution de l'équation (1) ont été développés ces dernières années. Une liste non exhaustive est citée au paragraphe 4.2.

2.5.2 Paramétrisation simplifiée

Le flux de chaleur sensible est également défini sous la forme mathématique suivante :

$$Q_H = \rho C_p \overline{w'\theta'} \quad (2)$$

Où ρ est la masse volumique de l'air, C_p la capacité calorifique à pression constante de l'air, $\overline{w'\theta'}$ représente le terme de convection de chaleur, θ' représentant la fluctuation turbulente de température potentielle et w' la fluctuation turbulente de la vitesse verticale du vent.

A partir de cette définition, plusieurs paramétrisations de Q_H en fonction de la vitesse de frottement, du flux radiatif net, de la température, de la couverture nuageuse sont disponibles dans la littérature. Ces paramétrisations sont largement utilisées dans les préprocesseurs météorologiques des modèles de qualité de l'air urbains. Une des limites notables est qu'elles ne prennent pas toutes en compte la description explicite de la nature du sol et donc la spécificité urbaine.

2.5.3 Mesures

Enfin une méthode couramment utilisée pour mesurer le flux de chaleur sensible est la méthode « des corrélations ». Elle est basée sur la mesure des composantes du vent dans ces trois directions spatiales et de la température à haute fréquence (de 10 à 50 Hz). Les mesures sont ensuite filtrées pour le calcul des fluctuations turbulentes et de la corrélation

entre celles-ci. Cependant, cette méthode coûteuse n'est pas utilisée pour la mise en œuvre opérationnelle d'une chaîne de modélisation de la qualité de l'air.

D'après Pigeon (2008), Q_H est généralement plus fort au-dessus des zones urbaines que des zones rurales et constitue le principal puits d'énergie à la surface. Le cycle diurne de Q_H est principalement marqué par les valeurs maximales atteintes dans l'après-midi. **Une des caractéristiques importantes de Q_H en milieu urbain est qu'il a tendance à rester positif en soirée et même parfois toute la nuit** (Oke et al., 1999). Ceci contribue à maintenir une couche urbaine instable ou neutre au-dessus de la ville. Pendant la période nocturne, des analyses en ondelettes des signaux de température et de composantes verticales ont permis de mettre en évidence que les échanges ont un caractère intermittent. Salmond et al. (2005) montrent notamment que les événements contribuant au flux sont des "éjections" de bulles chaudes depuis les rues. Cette caractéristique est en accord avec le fait que les températures des murs et de la route restent plus chaudes que celles des toits par la réduction du facteur de vue du ciel (portion de ciel observable à partir de la surface considérée) que ces surfaces présentent.

3. INFLUENCE DU CLIMAT URBAIN SUR LES PARAMETRES METEOROLOGIQUES, ORDRES DE GRANDEURS.

La description des phénomènes atmosphériques propres aux zones urbaines montre que l'ensemble des variables météorologiques usuelles qui alimentent les modèles de dispersion sont impactées par le climat urbain: vitesse, direction et cisaillement du vent, température de la canopée urbaine, turbulence et hauteur de couche limite, humidité, flux de chaleur sensible. Cependant, il est difficile de quantifier cet impact sur les paramètres eux-mêmes.

Dans la littérature scientifique, on retrouve quelques discussions sur la comparaison des valeurs de certains paramètres météorologiques entre milieu urbain (u) et milieu rural (r). Ainsi L. Menut (1997) donne une estimation des ratios u/r pour quelques variables météorologiques.

Paramètre	Urbain	Rural	Urbain/Rural
Vent moyen (jour)	$ U _{(u)} <$	$ U _{(r)}$	
Vent moyen (nuit)	$ U _{(u)} >$	$ U _{(r)}$	
Hauteur de rugosité dynamique	$z_{0m}(u) >$	$z_{0m}(r)$	10-20
Albédo	$A_{(u)} <$	$A_{(r)}$	0,7
Emissivité	$\epsilon_{(u)} <$	$\epsilon_{(r)}$	0,9
Température de surface	$T_s(u) >$	$T_s(r)$	1,25
Hauteur de rugosité thermique	$z_{0h}(u) >$	$z_{0h}(r)$	10-20
Flux de chaleur sensible	$Q_H(u) >$	$Q_H(r)$	1,2-2

Tableau 1 : Résumé des principales différences milieux urbain (u) et rural (r) pour la couche limite continentale, Menut (1997).

Pigeon et al (2008) proposent des gammes de valeurs pour les paramètres les plus couramment utilisés pour la caractérisation d'un paysage urbain ou péri-urbain et qui sont susceptibles d'influencer l'écoulement atmosphérique dans les couches les plus proches de la surface du sol.

λ_P	fraction de la surface horizontale occupée par les bâtiments	urbain : 35-65% péri-urbain : 15-40%
λ_V	fraction de la surface horizontale occupée par de la végétation	urbain : 0-35% péri-urbain : 35-70%
λ_I	fraction de la surface horizontale occupée par des surfaces imperméables hors bâti	urbain : 20-50% péri-urbain : 10-40%
H	hauteur moyenne des bâtiments	urbain : 8-20 m péri-urbain : 4-8 m gratte-ciel : > 20 m
W	largeur moyenne des rues	
H/W	rapport d'aspect de la rue	urbain : 0,5-2 péri-urbain : 0,1-0,5 gratte-ciel : > 2
ψ_S	facteur de vue du ciel	urbain : 0,3-0,6 péri-urbain : 0,6-0,9

Tableau 2 : Jeu de paramètres les plus couramment utilisés pour caractériser un paysage urbain, Pigeon et al (2008).

Si l'impact du climat urbain sur chacun des paramètres météorologiques est difficilement quantifiable, il revient cependant au modélisateur de vérifier la représentativité urbaine des paramètres qu'il utilise dans les modélisations, ce qui fait l'objet du chapitre suivant.

4. IMPACT DU CLIMAT URBAIN SUR LA QUALITE DES MODELISATIONS

Les variables météorologiques utilisées dans les modèles de petite échelle urbaine peuvent provenir soit :

- a) **de données observées**, le plus souvent issues de stations de surface : direction et intensité du vent, température, nébulosité.
- b) **de données déjà modélisées** par la technique de descente d'échelle (ou downscaling) telles que le flux de chaleur sensible, la hauteur de couche limite ou la longueur de Monin-Obukhov.
- c) **de données calculées par le préprocesseur météorologique** du modèle lui-même, qui a pour fonction de reconstruire un champ météorologique à partir de données d'entrée issues de a) ou de b). Un champ météorologique étant défini à minima par les valeurs de vitesse et direction du vent, de température et de turbulence en tout point du domaine modélisé.

La représentativité de ces données en milieu urbain compte tenu des spécificités du climat urbain est discutée dans les paragraphes suivants.

4.1 Données observées représentatives du climat urbain utilisées dans les modélisations

En France, on ne dispose pas ou peu de stations météorologiques opérationnelles représentant les spécificités du climat urbain. **En effet, les stations d'observations météorologiques dites de surface, mesurant les paramètres de vents et de température, sont traditionnellement localisées en dehors des zones urbaines**, ou en bordure des agglomérations (aéroports par exemple). Par conséquent, il est très souvent impossible pour les modélisateurs d'utiliser comme données d'entrée des observations effectuées au sein de la couche limite urbaine.

Dans les faits, les modélisateurs utilisent donc le plus souvent des données observées en dehors de la couche limite urbaine ce qui a pour effet d'introduire des biais dans la représentativité des données d'entrée de modélisation. Certains modèles de qualité de l'air permettent de considérer des données météorologiques observées en dehors du domaine de calcul et proposent une correction des profils météorologiques verticaux. Cependant l'impact de ces corrections sur la qualité des modélisations de même que l'impact de l'utilisation de données non représentatives du climat urbain ne sont pas évalués à ce jour. En revanche, en milieu très urbanisé dans lequel les effets de turbulence induits par le bâti et l'îlot de chaleur urbain sont importants et très localisés, il est évident, que les modèles de dispersion simplifiés qui ne reconstruisent pas de champs spécifiques à la turbulence dans les zones urbaines (gaussiens, modèles paramétriques) fournissent une approximation peu précise du comportement des polluants atmosphériques. Plus la résolution visée dans

l'espace et dans le temps sont élevées (quelques mètres et l'heure) et plus les incertitudes sont grandes.

4.2 Données obtenues par modélisation (*downscaling*, descente d'échelle)

L'utilisation de données météorologiques de plus grande échelle est relativement fréquente dans la modélisation de la qualité de l'air à l'échelle urbaine. Cependant, là encore, les modèles météorologiques dont sont issus ces données ne prennent pas forcément en compte les spécificités urbaines. En conséquence, les données météorologiques utilisées en entrée des modèles de qualité de l'air peuvent ne pas être représentatives du climat urbain, ce qui a un impact sur la qualité des modélisations (cf fin du § 4.1).

Plusieurs modèles météorologiques de meso ou submeso-échelle incluent des modules spécifiques issus des nombreux travaux de recherche sur les bilans d'énergie dans les zones urbaines. Ces modules permettent donc de rendre compte des échanges énergétiques urbains et de leur influence sur l'écoulement atmosphérique pour diverses échelles d'application. **A ce titre, les sorties de ces modèles donnent à ce jour la description la plus complète de l'écoulement atmosphérique urbain dans son ensemble et sont donc à privilégier pour la récupération et l'utilisation de données météorologiques de référence dans ces zones.**

On citera notamment les modules TEB (Town Balance Energy) développé par Météo France, SM2-U (Soil Model for Sub-Meso scale Urbanised version), MOSES (UM Surface Exchange scheme), BEP (Building Effect parameterization, AHF+R+A (Anthropogenic heat flux), MRF-Urb (Medium-Range Forecast Urban scheme), PALM-Urb (Parallelized Atmospheric Large-eddy Model). Une liste non exhaustive de ces modèles ainsi que leurs références, les résultats et discussions qui les concernent peuvent être trouvés dans Mahura and Baklanov (2010).

4.3 Prises en compte du climat urbain dans les préprocesseurs météorologiques des modèles de qualité de l'air

Une description succincte des **spécificités urbaines prises en compte dans les préprocesseurs météorologiques** d'une liste non exhaustive de modèles de dispersion utilisés en France est présentée ici. Les paramétrisations développées concernent plus particulièrement l'influence des zones urbaines sur les champs de vent et de turbulence.

4.3.1 SIRANE

Une description complète de la méthodologie de reconstruction des profils de vents est explicitée dans Soulhac et al. (2008). Un résumé est proposé ici :

Tout d'abord la la théorie de similitude de Monin-Obukhov (classiquement utilisée dans de nombreux modèles) est appliquée :La structure verticale de l'atmosphère dans la **couche limite de surface** est modélisée au moyen de cette théorie. En particulier, le profil de vitesse u est décrit par la relation :

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_m \left(\frac{z-d}{L_{MO}} \right) \right]$$

où :

- z est l'altitude par rapport au sol.
- u_* est la vitesse de frottement.
- κ est la constante de Karman.
- z_0 est la rugosité aérodynamique du site.
- d est l'épaisseur de déplacement du site.
- Ψ_m est la fonction universelle.

L_{MO} est la longueur de Monin-Obukhov, qui quantifie l'état de stabilité de l'atmosphère.

Dans la **sous-couche inertielle**, l'écoulement étant homogène sur le plan horizontal, la théorie de la similitude est appliquée et un profil logarithmique classique est utilisé pour décrire le profil de vent :

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right)$$

Où κ est la constante de von Karman, et u_* est la vitesse de frottement qui est une mesure de la contrainte de cisaillement τ_0 du cisaillement dans la sous-couche inertielle. $\tau_0 = \rho u_*^2$ où ρ est la densité de l'air, d est l'épaisseur de déplacement et z_0 la hauteur de rugosité dynamique. Les valeurs de d et z_0 doivent être calculées sur une zone large englobant la rue étudiée (quartier environnant). Si le bâti est supposé homogène sur une zone de calcul définie (maille), elles peuvent être considérées comme constantes et estimées à partir des caractéristiques géométriques de la taille et de l'orientation des bâtiments (Bottema 1997; MacDonald et al. 1998; Grimmond and Oke 1999).

L'écoulement **dans la sous-couche rugueuse** est influencé par l'effet de sillage des bâtiments, il n'est donc pas homogène dans le plan horizontal (Raupach et al. 1980; Rotach 1993). Deux régions (I et II) sont alors considérées pour reconstruire les profils de vent dans la canopée :

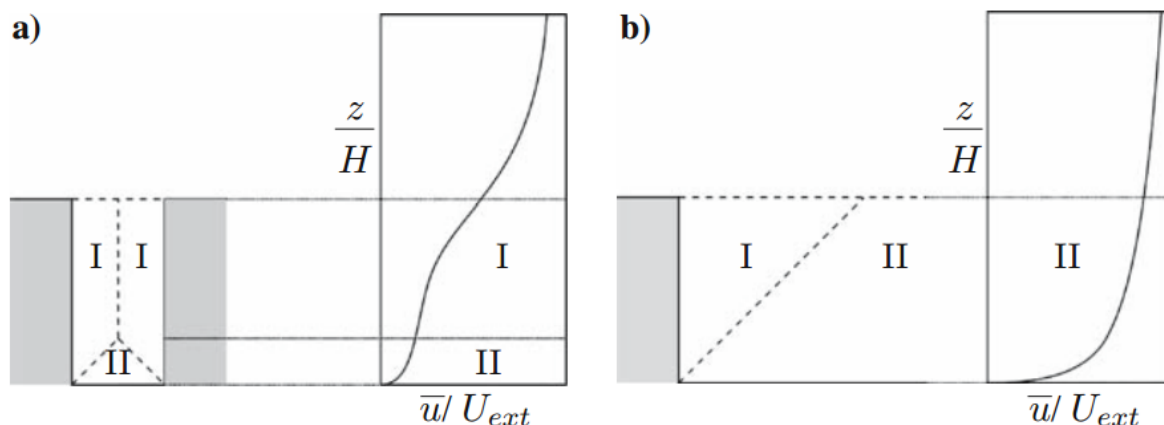


Figure 8 : Exemple de régimes de l'écoulement dans une rue parallèle à la direction du vent : zones d'influences et profil de vitesse moyen du vent. a) rue étroite ($H/W > 0.5$) ; b) rue large ($H/W < 0.5$), où H est la hauteur de la rue, W la largeur de la rue, et U_{ext} est la vitesse moyenne du vent mesurée dans la sous-couche inertielle à une hauteur z_{ext} . Source : documentation Sirane.

L'écoulement à l'intérieur de la rue est dominé par l'écoulement externe, il est déterminé par la quantité de mouvement qui entre dans la rue à hauteur du toit du fait de la turbulence. La condition de non-glissement est imposée sur les faces internes du canyon ce qui génère le développement de couches limites le long des murs et du sol.

Afin de simplifier le problème, l'interaction entre les différentes couches limites n'est pas prise en compte, on fait simplement l'hypothèse que chaque surface influence l'écoulement dans une partie de la rue. Ceci est représenté schématiquement pour une rue étroite (Figure 8a) et une rue plus large (Figure 8b).

La région de l'écoulement influencé par les parois latérales est notée région I et la région influencée par le sol, la région II. Les frontières entre les régions sont définies géométriquement, de telle sorte que tout point sur une frontière entre deux régions est à égale distance des deux surfaces qui génèrent les deux régions. Il est essentiel de noter que l'importance relative des régions I et II dépend de la géométrie de la rue (rapport H/W). Des profils verticaux sont par la suite définis pour chacune de ces régions (Figure 9).

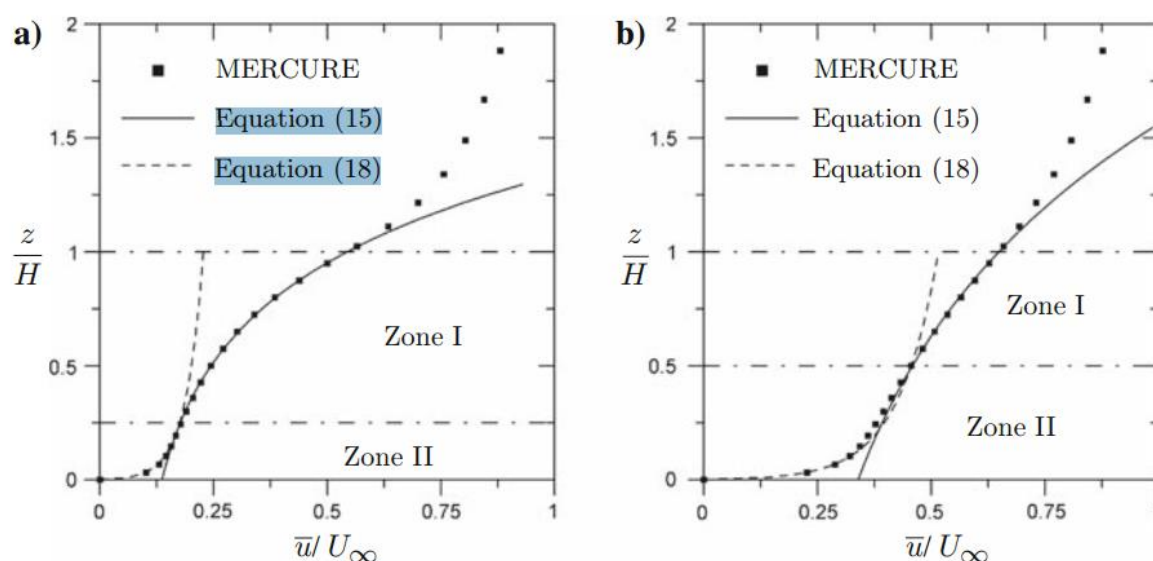


Figure 9 : Profil du vent longitudinal, a) $H/W = 2$ et b) $H/W = 1$, comparaison avec le modèle CFD Mercure (renommé récemment Code Saturne). Code saturne est développé par EDF R&D, il est ici considéré ici comme référence dans la mesure où l'ensemble des équations de transports et d'énergie sont résolues sur un maillage 3D incluant explicitement les obstacles de la rue.

A noter que l'on peut également définir dans SIRANE des valeurs différentes de rugosité et d'épaisseur de déplacement pour le domaine d'étude et la station météorologique.

4.3.2 ADMS-Urban

ADMS-Urban permet l'utilisation de valeurs différentes pour les paramètres de rugosité dynamique, du nombre de Priestley-Taylor qui exprime l'humidité disponible au niveau du sol et de l'albédo pour le site où les données météorologiques sont observées et pour le site de dispersion. Ainsi, si la station météorologique de surface retenue pour les paramètres météorologiques d'entrée du modèle ADMS est localisée en zone rurale ou péri-urbaine, et que le domaine de calcul est lui situé en zone urbaine, une adaptation des profils météorologiques et donc des paramètres de turbulence est conduite par le modèle à condition bien sûr de renseigner les bonnes valeurs pour ces paramètres. La théorie de la similitude (voir 4.3.1) est ensuite utilisée pour établir les profils de vents.

ADMS-Urban propose également l'utilisation d'une option de canopée urbaine qui permet de calculer les changements des profils verticaux de vitesse du vent et de turbulence, causés par la présence des bâtiments dans les zones urbaines. Il est généralement admis que lorsque le vent s'approche d'une zone urbaine, son profil vertical se décale d'une hauteur liée à la hauteur moyenne des bâtiments, alors que l'écoulement entre les bâtiments est ralenti par ceux-ci (Belcher et al. 2013).

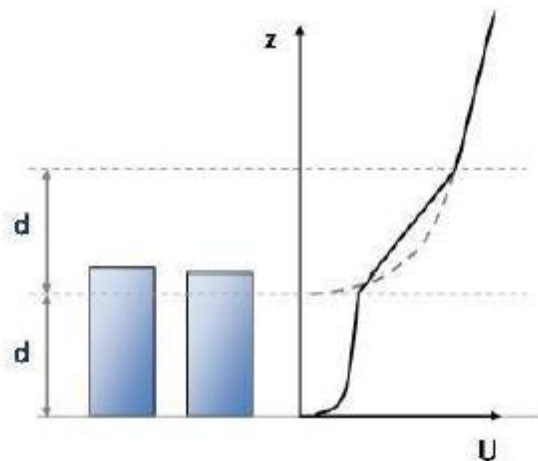


Figure 10 : Graphe du profil vertical de la vitesse de vent en canopée urbaine et de la hauteur de déplacement d . La ligne en pointillés représente le profil standard de vitesse de vent, déplacé d'une hauteur d .

Le CERC a développé un outil ArcGIS permettant de créer des fichiers de données de canopée urbaine, avec la possibilité de choisir l'étendue de la grille et les directions de vent. Pour plus de détails, on se référera au guide utilisateur Urban canopy Tool disponible dans le répertoire Support\ArcGis Python Tools\Urban Canopy du répertoire d'installation d'ADMS-Urban.

Les variables d'entrée utilisées pour déterminer les paramètres du flux de canopée urbaine dans chaque cellule d'une grille régulière de canopée urbaine qui peut avoir la même étendue que la grille du cadastre d'ADMS-Urban, sont les suivantes :

- H : hauteur moyenne des bâtiments dans la cellule,
- G : largeur moyenne de canyon dans la cellule,
- LambdaP : rapport entre la surface occupée par les bâtiments et la surface totale de la cellule (entre 0 et 1),
- LambdaF phi1 to phi2 : rapport entre la surface frontale totale des bâtiments perpendiculairement à la direction du vent, et la surface frontale totale à l'intérieur d'une cellule (peut être supérieur à 1), pour une gamme de directions de vent comprise entre phi1 et phi2 en degrés.

Le fichier doit contenir une ligne de données pour chaque cellule de la grille de canopée urbaine. S'il n'y a pas de bâtiments dans une cellule, H et lambdaP auront une valeur de zéro et le flux de canopée urbaine ne sera pas simulé. Les paramètres amont d'écoulement seront alors utilisés dans cette cellule. **L'option du flux de canopée urbaine ne peut pas être utilisée avec les options Bâtiments ou Terrain complexe.**

Des valeurs minimale et maximale pour la hauteur de couche limite sont également imposées par le modèle. Pour ADMS-Urban et ADMS-Roads, la valeur minimum retenue est le maximum du couple (50m, 120 z₀).

Enfin, une valeur minimum de la longueur de Monin-Obukhov, LMO_{min} est proposée. L'objectif est de tenir compte de l'effet de la production de chaleur dans les villes, non représentée par des données météorologiques issues d'une zone non urbaine. En conditions très stables dans une zone rurale, la valeur de la LMO est typiquement de 2 à 20 m. Dans les zones urbaines, toujours en conditions stables, la longueur de Monin-Obukhov ne tombera jamais au-dessous d'une certaine valeur minimum (plus la ville est grande et plus la valeur minimum est grande). La valeur de la longueur minimum de Monin-Obukhov doit être comprise entre 1 et 200 m. La valeur par défaut est 1 m, ce qui correspond à une zone rurale.

Il est également utile de noter que la longueur minimum de Monin-Obukhov est utilisée par le modèle pour déterminer une valeur minimale des paramètres de turbulence (σ_{min}) (Figure 11). Enfin une option du fichier de paramètre .aai permet également de définir directement la valeur minimale de la turbulence. Pour cela, il faut en activer l'option Définir la turbulence minimale (mot clé DEFINEMINTURBULENCE).

$$\sigma_{min} = \begin{cases} 0.01 & L_{MOmin} \leq 10 \\ 0.01(L_{MOmin} - 10) & 10 < L_{MOmin} < 30 \\ 0.2 & L_{MOmin} \geq 30 \end{cases}$$

Figure 11 : Valeurs minimums retenues pour le paramètre du turbulence en fonction de LMO_{min} dans ADMS-Urban V4.

4.3.3 MICRO SWIFT (MSS)

Micro Swift propose une paramétrisation de la canopée pour la reconstruction du champ de vent (Aria, 2010). La canopée est décrite par une longueur de rugosité (z_0), une hauteur de canopée (h_c) et un paramètre représentant la densité de la canopée (C_a) prenant les valeurs discrètes de 0 (pas d'effet de canopée sur l'écoulement) à 3 (présence d'une canopée très dense).

Par la suite un paramètre F_c , nommé *canopy factor*, est défini et lié à C_a par la relation

$$F_c = 1.0 - \exp(-4 (C_a)^2 / (1 + 2 \cdot C_a))$$

Ainsi pour $C_a = 0$, F_c vaut 0,

pour $C_a = 1$, $F_c = 1 - \exp(-4/3) = 0.7$,

et pour de larges valeurs de C_a , F_c tend vers la valeur 1.

Ensuite, le paramètre d'épaisseur de déplacement h_d est considéré et relié au *canopy factor* F_c par la relation :

$$h_d = 0.7 \cdot F_c \cdot h_c$$

ce qui entraîne que l'épaisseur de déplacement est toujours inférieure à la hauteur de canopée h_c .

Trois zones sont définies pour la reconstruction du profil de vent en fonction de la hauteur (h).

- $h < z_0$: l'écoulement n'est pas défini (vent nul)
- $h > h_c$: l'écoulement est considéré comme étant logarithmique en prenant en compte l'épaisseur de déplacement h_d
- $z_0 < h < h_c$: l'écoulement est considéré comme étant composé de plusieurs fonctions analytiques définies ci-dessous.

La fonction $U_L(h, L)$ est définie : $U_L(h, L) = \text{Log}((h+z_0)/z_0) - \gamma(h, L)$

Où L est la longueur de Monin-Obukhov et $\gamma(h, L)$ la fonction universelle de Businger-Dyer.

Pour la première zone $h > h_c$, on a : $u(h, L) = (u^* / k) \cdot U_L(h - h_d, L)$

Pour la seconde zone $z_0 < z < h_c$, trois quantités sont définies :

- $U_{LOG} = U_L(h_c - h_d, L)$
- $U_{FAC} = U_L(h, L)$
- $U_{FHC} = U_L(h_c, L)$

Ainsi qu'un facteur de poids $E(h)$ défini par $E(h) = \exp(C_a \cdot (h/h_c - 1))$ en considérant que : $E(h_c) = 1$. et $E(0) = \exp(-C_a)$.

La formulation complète de la vitesse de vent s'écrit alors :

$$u(h, L) = (u^* / k) \cdot (U \log) \cdot ((1 - F_c) UFAC / UFHC + c \cdot E(h))$$

La canopée a ainsi une influence directe sur la courbure du profil et le vent décroît plus rapidement dans la zone de la canopée.

A noter que cette paramétrisation n'est pas disponible dans le logiciel ARIACITY mais uniquement dans l'exécutable MSS.

Micro Swift propose également un module qui traite directement l'influence des obstacles (bâtiments) de manière explicite, il permet la reconstruction d'un champ de vent moyen vérifiant la loi de conservation de la masse, lui-même diagnostiqué à l'aide de corrections analytiques induites par la présence de ces obstacles. Les champs de turbulence sont modifiés en conséquence et une turbulence locale est ajoutée. Elle est diagnostiquée à l'aide d'une longueur de mélange et l'utilisation d'une viscosité turbulente issue des formulations classiques des modèles k- ε pour la fermeture des équations de turbulence.

4.3.4 CALPUFF (preprocessing) CALMET

CALMET est un microprocesseur météorologique souvent utilisé comme interpolateur de champs météorologiques issus de modélisation à plus grande échelle (MM5 par exemple). Cependant CALMET dispose également d'un module de micrométéorologie capable de reconstruire un champ météorologique 3D à partir de données d'entrée d'observation. CALMET utilise la théorie de la similitude Monin-Obukhov (voir 4.3.1) pour reconstruire les champs météorologiques. Les équations du bilan énergétique à la surface du sol sont considérées.

$$Q^* + Q_f = Q_H + Q_e + Q_g$$

Où Q^* est le flux de rayonnement net, Q_f est le flux de chaleur anthropique, Q_H est le flux de chaleur sensible, Q_e est le flux de chaleur latente et Q_g est le flux de chaleur stocké.

La prise en compte des spécificités du climat urbain réside donc dans les termes Q_g et Q_f . Pendant la journée, Q_g est paramétrisé comme étant une fraction du flux de radiation net Q^* suivant (Oke, 1978 et Holstag et van Ulden, 1983).

$$Q_g = c_g Q^*$$

Avec c_g , une constante fonction de la nature du sol et de ses propriétés. Ainsi Oke (1982) suggère des valeurs de 0.05 à 0.25 pour les surfaces rurales et de 0.25 à 0.30 pour les surfaces urbaines.

La valeur de Q_f est considérée comme faible de manière générale (apports négligeables sur les surfaces rurales). **La valeur retenue pour les surfaces urbaines n'est pas clairement explicitée.** Les autres valeurs de flux permettant de diagnostiquer le flux de chaleur sensible

sont paramétrisées suivant Oke (1978), Holstag et van Ulden (1983) et Lansberg (1981). La théorie de la similitude est ensuite appliquée pour reconstruire les profils météorologiques. Aucune adaptation des profils pour la sous-couche rugueuse urbaine n'est explicitée dans la version 5 du manuel d'utilisation.

4.4 Recommandations d'usage

Afin de limiter l'impact potentiel de l'utilisation dans les modélisations de données météorologiques non représentatives du climat urbain il est préférable de procéder aux vérifications suivantes dans la mesure où les données sont accessibles..

- **Données observées** et utilisées directement en entrée des modèles.

Dans l'idéal, il s'agirait de privilégier les données observées au sein de la couche limite urbaine. Si les données sont observées en dehors de la canopée, l'impact sur la qualité des modélisations devrait pouvoir être étudié en conduisant des simulations à l'aide d'une station météorologique temporairement installée dans la zone urbaine à une hauteur supérieure à celle de la canopée pour la mesure du vent et au sein de la canopée pour la mesure de la température. La comparaison de ces résultats de modélisation permettra alors d'évaluer l'impact du climat urbain sur les concentrations et d'estimer les incertitudes associées à cette prise en compte.

- **Données calculées** et utilisées directement en entrée des modèles

Il s'agit le plus souvent de variables issues de modélisations réalisées à plus grande échelle et qui seront utilisées pour forcer les modèles à petite échelle.

Les paramètres principaux concernés sont : le flux de chaleur sensible, la longueur de Monin Obukhov (LMO) et la hauteur de couche limite mais également le paramètre de rugosité qui, idéalement, doit être issu d'un calcul (cf § 2.3.3). On pourra tout d'abord vérifier les valeurs minimums de la LMO qui ne doivent pas descendre en dessous de quelques dizaines de mètres pour les villes. Le cas échéant, Il s'agira également de vérifier que la LMO diagnostiquée est bien issue d'un calcul prenant en compte les flux de chaleur urbains (flux de chaleur sensible calculé avec une contribution urbaine du flux de chaleur stocké dans les surfaces). Par ailleurs, on pourra vérifier qu'il s'agit bien de la hauteur de couche limite urbaine qui est calculée et non la couche limite rurale.

De manière plus générale, si les paramètres météorologiques utilisés proviennent d'un modèle grande échelle, il conviendra de s'assurer qu'un module urbain est bien disponible pour ce modèle et qu'il est bien activé. Le cas échéant, il sera pertinent d'étudier l'impact de l'utilisation d'un modèle météorologique équipé d'un module urbain sur la qualité des modélisations.

- **Données calculées par les préprocesseurs météorologiques des modèles à partir de variables observées.**

Les paramètres principaux sont la LMO si elle n'est pas directement fournie comme donnée d'entrée, le profil vertical de la vitesse du vent, la direction du vent sur le domaine. De même que pour le point précédent (données calculées), pour rendre compte des spécificités urbaines sur le profil de vent, le calcul de la LMO doit être effectué avec la variable de flux de chaleur sensible qui tient compte de la contribution urbaine du flux de chaleur stocké dans les surfaces. Les valeurs de la LMO calculées peuvent également être vérifiées, i.e. des valeurs de LMO inférieures à 30m pour de grandes agglomérations ne doivent pas être considérées. Enfin la valeur de la hauteur de la couche limite urbaine doit être supérieure à celle de la couche limite rurale calculée dans l'environnement immédiat de la zone urbaine modélisée.

Enfin quand bien même ces données d'entrée sont les plus représentatives du climat urbain, elles ne permettent pas de rendre compte de l'hétérogénéité des zones urbaines à l'intérieur de la ville ni du développement de la couche limite urbaine. Dans tous les cas, on retiendra cependant que l'utilisation de données spécifiques à la ville (rugosité calculée, nature et morphologie des surfaces renseignées) couplée à l'utilisation d'un module de météorologie urbaine devrait donner les résultats les plus pertinents.

5. CONCLUSION

L'analyse bibliographique montre que les phénomènes météorologiques spécifiques aux zones urbaines sont bien identifiés et documentés. Il est également montré que les paramètres météorologiques classiquement utilisés dans les modèles de dispersion sont dans l'ensemble très sensibles aux spécificités du climat urbain et que la question de leur représentativité est clairement posée. Un certain nombre de points ont été constatés :

- L'utilisation de données observées en entrée de la modélisation de la qualité de l'air urbaine est fréquente, cependant les sites où sont réalisées ces observations sont traditionnellement implantés en bordure des villes et les données mesurées ne sont donc pas représentatives du climat urbain. L'impact sur la qualité des modélisations n'est pas connu à ce jour.
- Les préprocesseurs météorologiques utilisés dans les modèles de dispersion proposent le plus souvent des paramétrisations spécifiques au climat urbain, cependant les données utilisées en entrée de ces modules proviennent d'informations en un point qui sont extrapolées à l'ensemble du domaine. En conséquence, le développement de la couche limite urbaine n'est par exemple pas pris en compte et il en est de même pour l'hétérogénéité de l'îlot de chaleur urbain. Avec certains logiciels, les modélisateurs pourront cependant utiliser un fichier de rugosité calculée et non uniforme qui autorisera le calcul de profils verticaux hétérogènes sur le domaine.
- La sensibilité des préprocesseurs aux paramétrisations qu'ils contiennent ainsi qu'aux données d'entrée utilisées de même que l'impact sur les concentrations calculées n'est pas connue.

Enfin, les nombreux travaux de recherche réalisés ont permis l'implémentation de modules urbains spécifiques dans les modèles météorologiques à haute résolution. Le modèle de prévision météorologique AROME mis en œuvre par Météo-France utilise par exemple à haute résolution le module TEB (Town Energy Balance) pour simuler le climat spécifique des agglomérations françaises. Si ces données sont disponibles quotidiennement pour alimenter les modèles de qualité de l'air en mode prévision, ils peuvent également être utilisés pour les modélisations annuelles en conservant quotidiennement la prévision J0. Les avancées actuelles, même si elles représentent un progrès indéniable, ne permettent cependant pas des prévisions fines à l'échelle d'un quartier. En outre, le traitement de ces données par des préprocesseurs météorologiques de modèles serait susceptible de modifier ou corriger des champs météorologiques déjà représentatifs du climat urbain.

Une étude de sensibilité des préprocesseurs météorologiques avec des données représentatives ou non du climat urbain et de leur impact sur la qualité des modélisations est donc souhaitable pour compléter cette étude.

Enfin, à toute fins utiles, on citera le guide de l'OMM² pour la représentativité des observations météorologiques en milieu urbain ainsi que la publication du groupe de travail de l'action COST n° 728³ sur le thème de la météorologie urbaine dans les modèles de qualité de l'air.

² Guide des instruments et des méthodes d'observation météorologiques - http://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_8-2014_fr.pdf

³ Meteorological and Air Quality Model for Urban Areas (2010), Cost Action 728, A. Baklanov, S. Grimmond, A. Mahura and M. Athanassiadou (Eds)

6. REFERENCES

- Aria Technologies (2010), General design Manual, Swift wind field model, Aria Report.
- Arnfield, A. J. (2003), Two decades of urban climate research : a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island, *Int. J. Climatol.*, 23, 1–26. 9
- Baklanov A., Grimmond S., Mahura A. and Athanassiadou M. (2010), *Meteorological and Air Quality Model for Urban Areas*, Cost Action 728. Edition Springer book.
- Dupont, E., L. Menut, B. Carissimo, J. Pelon, et P. Flamant (1999), Comparison between the atmospheric boundary layer in paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment, *Atmos. Environ.*, 33, 979–994. 19, 20, 32, 33
- Fisher, B., J. Kukkonen, M. Piringer, M. W. Rotach, et M. Schatzmann (2006), Meteorology applied to urban air pollution problems : concepts from COST 715, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 555–564. 32.
- Hage, K. D. (1975), Urban-rural humidity differences, *J. Appl. Meteorol.*, 14,1277–1283. 14, 24, 25, 40
- Hammon, W. H., et F. W. Duenchel (1902), Abstract of a comparison of the minimum temperatures recorded at the U.S. Weather Bureau and the Forest Park Meteorological Observatories, St. Louis, Missouri for the year 1891, *Mon.Wea. Rev.*, 30, 11–12. 14
- Howard L., 1833, *The Climate of London (Volume I-III, Londres)*
- Kłysik, K., et K. Fortuniak (1999), Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of lodz, poland, *Atmos. Environ.*, 33, 3885–3895. 15, 16
- Laszlo E., Szegedi s. (2015), A multivariate linear regression model of mean maximum urban heat island: A case study of Beregszász (Berehove), Ukraine, *Idojaras (Budapest, 1905)* 199(4):409-423
- Lemonsu A. et V. Masson (2002): Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Bound.-Layer Meteorol.*, 104, 463-490.
- Masson V., 2000 : A Physically-based scheme for the Urban Energy Budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, 94, 357-397.
- Montávez, J. P., A. Rodríguez, et J. I. Jiménez (2000), A study of the urban heat island of Granada, *Int. J. Climatol.*, 20, 899–911. 14, 15, 16, 18
- Oke, T. R., East C. (1971), The urban boundary layer in Montreal. *BoundaryLayer Meteorol.* 1: 411-37.
- Oke, T. R. (1973), City size and the urban heat island, *Atmos. Environ.*, 7, 769–779. 14, 16
- Oke, T. R., G.B. Maxwell (1975), Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver. *Atmos. Environ.* 9: 191-200.
- Oke, T. R. (1982), The energetic basis of the urban heat island, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 108, 1–24. 20, 22
- Oke, T. R. (1987), *Boundary Layer Climates*, Methuen, London and New York, 435 pp. 41, 44, 45
- Pearlmutter, D., A. Bitan, et P. Berliner (1999), Microclimatic analysis of "compact" urban canyons in an arid zone, *Atmos. Environ.*, 33, 4143–4150. 14

- Pigeon G. (2007), Les échanges surface-atmosphère en zone urbaine - Projets CLU-ESCOMPTE et CAPITOUUL-Thèse -Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2007.
- Pigeon G., Lemonsu A., Masson V., Hidalgo J. (2008), De l'observation du microclimat urbain à la modélisation intégrée de la ville , La météorologie n°62 - aout 2008, Météo-France - Centre national de recherches météorologiques (CNRM).
- Renou, E. (1862), Différences de température entre Paris et Choisy-le-roi, Société Météorologique de France, Annuaire, 10, 105–109. 14
- Raupach, M. R., Antonia, R. A., and Rajagopalan, S. (1991): Rough-wall turbulent boundary layers, Appl. Mech. Rev., 44, 1–25.
- Robaa, S. (2003), Urban-suburban/rural differences over Greater Cairo, Egypt, Atmosfera, 16, 157–171. 15, 16, 25
- Rotach et al. (2005) BUBBLE – an Urban Boundary Layer Meteorology Project, Theoretical and Applied Climatology, Volume 81, Issue 3, pp 231–261
- Runnalls, K. E., et T. R. Oke (2000), Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, British Columbia, Phys. Geogr., 21, 283–304. 15, 16, 18, 44
- Soulhac L., Perkins J. R., Salizzoni P. (2008), Flow in a Street Canyon for any External Wind Direction, Boundary-Layer Meteorol 126:365–388.
- Spangler, T., et R. Dirks (1974), Meso-scale variations of the urban mixing height, Boundary-Layer Meteorol., 6, 423–441. 19
- Tognet. F. (2015), Etude d'intercomparaison des modèles de qualité de l'air à l'échelle de la rue et à l'échelle urbaine (note technique), LCSQA, <http://www.lcsqa.org/rapport/2015/ineris/etude-intercomparaison-modeles-qualite-air-echelle-rue-echelle-urbaine-note-tech>
- Voogt, J., et T. Oke (1997), Complete urban surface temperatures, J. Appl. Meteorol.,36, 1117–1132. 21, 22, 23