

Table des matières

Introduction	9
1 Le micro-climat urbain : état des lieux des connaissances	13
1.1 L'îlot thermodynamique urbain	13
1.1.1 L'îlot de chaleur urbain dans la canopée	13
1.1.1.1 Définition et méthodes d'observations	13
1.1.1.2 Variabilité temporelle	14
1.1.1.2.1 Un phénomène nocturne	14
1.1.1.2.2 Un phénomène sensible aux conditions météorologiques et aux variations saisonnières	15
1.1.1.3 Variabilité spatiale	16
1.1.2 L'îlot de chaleur dans la couche limite	19
1.1.2.1 Méthode d'observation	19
1.1.2.2 Le jour	19
1.1.2.3 La nuit	19
1.1.3 L'îlot de chaleur urbain de surface	21
1.1.3.1 Objectifs de l'étude de la température de surface .	21
1.1.3.2 Problèmes méthodologiques d'étude de l'ICU de surface	21
1.1.3.3 Résultats sur l'îlot de chaleur urbain de surface .	22
1.1.4 Les zones urbaines et l'humidité	24
1.1.4.1 Un excès urbain d'humidité la nuit	24
1.1.4.2 Une situation variable le jour	24
1.1.4.3 Formation de l'îlot urbain d'humidité la nuit	24
1.1.4.4 Et dans la couche limite	26
1.1.5 Convergence associée à l'îlot de chaleur	26
1.2 Les processus conduisant à l'îlot thermodynamique urbain	27
1.2.1 Conceptualisation du bilan d'énergie en ville	27
1.2.2 Grandeurs caractérisant un paysage urbain	31
1.2.3 Le bilan radiatif	31
1.2.3.1 Rayonnement incident : l'effet de la couche limite urbaine	31
1.2.3.1.1 Le rayonnement global incident	32

1.2.3.1.2	Le rayonnement atmosphérique infrarouge	34
1.2.3.2	Rayonnement montant : l'effet de la géométrie et des matériaux urbains	35
1.2.3.2.1	Le rayonnement global	35
1.2.3.2.2	L'infrarouge	36
1.2.3.3	Le bilan net au sommet de la canopée	37
1.2.3.4	Bilan sur la contribution radiative à l'îlot de chaleur	37
1.2.4	Le flux turbulent de chaleur sensible	38
1.2.4.1	Méthode de mesure	38
1.2.4.2	Caractéristique au dessus d'une zone urbaine . . .	38
1.2.5	Le flux de chaleur latente	39
1.2.5.1	Définition	39
1.2.5.2	Méthode de mesure	40
1.2.5.3	Caractéristiques au dessus d'une zone urbaine . .	40
1.2.6	Le terme de stockage	41
1.2.6.1	Définition	41
1.2.6.2	Méthode de mesure	41
1.2.6.3	Ordre de grandeur et évolution caractéristiques . .	43
1.2.6.4	Cause de perturbations en comparaison avec un environnement rural	44
1.2.7	L'advection	45
1.2.7.1	Définition	45
1.2.7.2	Caractéristiques	46
1.2.8	Le flux de chaleur anthropique	47
1.2.8.1	Estimation du terme anthropique par inventaire de la consommation d'énergie	47
1.2.8.1.1	Evaluation de l'apport de chaleur par le trafic	47
1.2.8.1.2	Evaluation de la consommation d'énergie par les sources fixes	48
1.2.8.1.3	Evaluation du dégagement de chaleur par le métabolisme	48
1.2.8.2	Estimation du terme anthropique à partir de mesure du bilan d'énergie	49
1.2.8.3	Résultats sur le flux anthropiques	49
1.2.8.3.1	Ordre de grandeur des différentes sources	49
1.2.8.3.2	Variabilité spatiale	50
1.2.8.3.3	Variabilité temporelle	50
1.3	Conclusion de l'état des lieux des connaissances	51
1.3.1	Bilan des processus conduisant à l'îlot de chaleur dans la canopée	51
1.3.2	Objectifs de la thèse	53

2 Variabilité spatio-temporelle de l'îlot thermodynamique urbain à Marseille	55
2.1 Présentation de la campagne CLU-ESCOMPTE	55
2.2 Présentation de l'article	57
3 Impact de la brise marine sur la mesure du bilan d'énergie en centre ville de Marseille	97
4 Le flux de chaleur anthropique sur Toulouse	121
4.1 La campagne CAPITOUL	121
4.1.1 Objectifs de la campagne	121
4.1.2 Dispositif expérimental et stratégie d'observation	122
4.2 L'îlot thermodynamique à Toulouse	126
4.3 Estimation du flux anthropique pendant CAPITOUL	127
4.4 Evaluation de la paramétrisation du flux anthropique dans TEB sur une période hivernale	144
4.4.1 Le modèle TEB	144
4.4.2 Caractéristiques de la simulation	146
4.4.3 Résultats	147
Conclusion	151
Références bibliographiques	155

Introduction

Les villes sont le lieu d'un micro-climat. Nul besoin d'être grand scientifique pour en faire le constat. Les perturbations engendrées par un espace urbain affectent le confort de ses habitants depuis longtemps. Voyez par exemple dans *Bel Ami* (Guy de Maupassant), les habitants de Paris qui recherchent régulièrement la fraîcheur des parcs pour échapper à la chaleur insoutenable de la ville. La première étude scientifique portant sur le climat urbain est celle de Luke Howard qui publie en 1833 un livre intitulé "The Climate of London" (Volume I-III, Londres). A partir de relevés quotidiens de la température, il constate que la température au coeur de la ville est de manière récurrente plus élevée que dans les zones rurales qui l'entourent. Plus tard, le domaine commence à se doter d'une terminologie : on désigne par îlot de chaleur urbain (ICU) cet excès de température de l'air observé en ville. La plus ancienne apparition de ce terme semble remonter à *Balchin et Pye* (1947) d'après les recherches de *Stewart et Oke* (2006) mais il n'est pas certain que ces auteurs soient à l'origine de ce terme. Plus récemment, sous l'impulsion du canadien T.R. Oke, de nombreuses études se sont portées sur les processus à l'origine de ce climat et leur modélisation (pour des revues voir *Arnfield*, 2003 et *Grimmond*, 2006).

Face à un cyclone, une tempête ou de violents orages, le climat urbain apparaît comme un épiphénomène. Cependant en touchant au confort des habitants d'une ville, comme en augmentant le stress thermique par exemple, ce climat peut engendrer des conséquences sanitaires terribles. Lors de la canicule de 2003, nombreuses étaient les victimes résidant en ville où, justement, les températures nocturnes peinaient à descendre en dessous de 25°C. Les zones urbaines sont aussi le lieu d'émissions massives de polluants atmosphériques, des zones sensibles en cas d'accident industriel ou des cibles potentielles d'attaques terroristes par des rejets toxiques dans l'atmosphère. En perturbant l'écoulement atmosphérique, le climat urbain conditionne la dispersion de l'ensemble de ces substances dans l'atmosphère et donc les zones qui seront impactées. D'autres phénomènes aérologiques sont affectés par l'urbanisation des surfaces et les émissions associées : la formation du brouillard, de la pluie ou de la neige. Les besoins de capacité de prévision de ces phénomènes se font d'autant plus pressants qu'ils touchent une proportion sans cesse croissante de la population. Enfin, le climat urbain est une modification non intentionnée

de notre environnement par l'action de l'Homme via le processus d'urbanisation. Ceci nous invite à imaginer des solutions pour optimiser l'espace urbain du futur et le rendre plus confortable.

Très prochainement, la résolution horizontale des modèles numériques de prévision du temps sera si fine que des mailles entièrement urbanisées apparaîtront dans leurs grilles. Dans le cas du modèle AROME¹, les grandes agglomérations françaises occuperont plusieurs points de grille et il sera possible de différencier leur centre ville des zones périurbaines et des zones rurales. Associé à cette évolution, le développement de nos connaissances des processus à l'interface entre la surface urbaine et l'atmosphère et des paramétrisations pour les représenter dans les systèmes numériques de prévision du temps permettra de répondre à certaines attentes évoquées ci-dessus. C'est dans cette perspective qu'ont été développés des modèles dédiés au calcul des échanges entre les surfaces urbanisées et l'atmosphère comme le modèle TEB (Town Energy Balance, Masson, 2000). Dans ce contexte, deux efforts expérimentaux français ont été menés ces dernières années dans le but d'accroître notre connaissance du climat urbain et d'obtenir des jeux d'observations pour l'évaluation des modèles numériques. La première campagne a été CLU-ESCOMPTE² qui a eu lieu en juin et juillet 2001 sur Marseille. Ce volet d'étude de la couche limite urbaine qui a rassemblé plusieurs équipes françaises et internationales [voir *Mestayer et al.* (2005) pour le détail de ces équipes] s'est inséré dans le programme ESCOMPTE dédié à l'étude d'épisodes de pollution photochimique sur un domaine d'une centaine de kilomètres centrée sur les complexes pétrochimiques dans la région de Marseille. Parmi les objectifs de CLU-ESCOMPTE figuraient les études de la variabilité du bilan d'énergie en fonction des couverts urbains, de la variabilité spatio-temporelle de l'îlot thermodynamique urbain et de la structure de la couche limite urbaine. L'exploration de ces phénomènes dans le cas d'une ville côtière est particulièrement intéressante parce que de nombreuses mégapoles dans le monde se rangent dans cette catégorie (New York, Tokyo, Shanghai, Rio, Bombay, Seoul, Lagos, Manille, Lima, Djakarta, Los Angeles, Miami, etc...). Plus récemment, une deuxième campagne, CAPITOUL³, a eu lieu sur Toulouse pendant un cycle annuel complet (de février 2004 à mars 2005). Les attentes de ce programme concernent le suivi du bilan d'énergie notamment en période hivernale (très peu étudié jusqu'à présent), de l'îlot thermodynamique urbain, de la structure de la couche limite urbaine et des interactions avec les particules d'aérosols. Le choix de Toulouse était motivé par ses caractéristiques géographiques qui en font un site plus simple que Marseille.

Ce manuscrit est organisé en quatre chapitres. Le premier dresse l'état des

¹AROME sera le prochain système numérique de prévision à aire limitée de Météo France

²CLU est le sigle pour Couche Limite Urbaine et ESCOMPTE pour Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions

³CAPITOUL est le sigle pour Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer

lieux des connaissances sur le climat urbain. Il décrit la plupart des aspects de l'îlot thermodynamique urbain et les processus qui y conduisent. Les chapitres suivants présentent les travaux réalisés au cours de cette thèse en s'appuyant sur trois publications scientifiques parues ou à paraître dans des revues internationales. Ces trois études s'inscrivent dans les deux programmes expérimentaux présentés ci-dessus. Ainsi, le deuxième chapitre est consacré à l'îlot thermodynamique urbain sur Marseille dans le cadre de CLU-ESCOMPTE pour l'étude duquel un réseau de stations a été optimisé. En plus de la méthodologie d'optimisation à partir d'une simulation numérique, les variations spatio-temporelles de l'îlot thermodynamique sont explorées à la fois dans les observations et la simulation. La publication constituant le troisième chapitre s'appuie également sur CLU-ESCOMPTE et porte sur l'impact de la brise de mer sur l'estimation des mesures du bilan d'énergie réalisées en centre ville de Marseille. Dans cette étude l'effet de la brise est quantifié à la fois à l'aide d'observations et d'une simulation numérique. Enfin, le dernier chapitre, basé sur l'exploitation de CAPITOUL, porte sur les sources anthropiques de chaleur propres au système urbain. Ces dernières sont évaluées en centre ville de Toulouse pendant toute la durée de la campagne par deux méthodes indépendantes. L'une basée sur les mesures du bilan d'énergie et l'autre sur un inventaire de la consommation d'énergie.

Chapitre 1

Le micro-climat urbain : état des lieux des connaissances

1.1 L'îlot thermodynamique urbain

L'îlot thermodynamique urbain désigne les modifications de certains paramètres des basses couches de l'atmosphère ou de la surface dans les paysages urbains en comparaison avec les paysages ruraux qui les entourent. Les principales grandeurs modifiées sont la température de l'air, la température de surface, qui sont en général plus élevées en zone urbaine qu'en zone rurale, ou encore l'humidité. L'îlot thermodynamique varie aussi selon la verticale (*Oke*, 1976). Ainsi, on décrira successivement l'îlot de chaleur dans la canopée urbaine, l'îlot de chaleur dans la couche limite urbaine, l'îlot de chaleur en surface, l'îlot d'humidité dans la canopée urbaine et les écoulements associés à l'îlot de chaleur.

1.1.1 L'îlot de chaleur urbain dans la canopée

1.1.1.1 Définition et méthodes d'observations

L'îlot de chaleur urbain dans la canopée (ICUC) désigne l'excès de la température de l'air que l'on observe régulièrement dans la canopée des zones urbaines par rapport aux zones rurales qui l'entourent. La canopée urbaine désigne la couche qui est comprise entre le sol et le sommet des bâtiments (voir section 1.2.2). Il s'agit de l'espace dans lequel vivent les populations et c'est pourquoi c'est celui qui a reçu le plus d'intérêt jusqu'ici. Historiquement, la température était mesurée au niveau des piétons. Plusieurs études ont par la suite démontré que le niveau de mesure de la température dans les rues importait peu puisque la température de l'air varie peu dans la rue lorsqu'on se place à plus d'un mètre des murs ou de la route (*Nakamura et Oke*, 1988, *Eliasson*, 1994). Dans la littérature, on relève cinq méthodes d'observation différentes :

- l'étude de la tendance de température pour une station dont l'environnement s'urbanise (*Tarleton et Katz*, 1995, *Montávez et al.*, 2000, *Tereshchenko et Filonov*, 2001);
- la comparaison de la tendance de température observée pour plusieurs stations dont l'environnement évolue différemment (*Magee et al.*, 1999, *Philandras et al.*, 1999);
- construction de statistiques sur la différence de température entre des paires ou des groupes de stations urbaines et rurales (*Ackerman*, 1985, *Nasrallah et al.*, 1990, *Moreno-Garcia*, 1994);
- observation à l'aide d'un réseau de stations fixes (*Kuttler et al.*, 1996, *Morris et al.*, 2001);
- les observations le long d'un trajet à l'aide de véhicules (*Yamashita et al.*, 1986, *Goh et Chang*, 1999, *Unger et al.*, 2001).

Toutes les études qui traitent de l'ICUC proposent une quantification de ce phénomène pour la ville à laquelle elles s'intéressent. *Oke* (1973) a rassemblé un grand nombre d'études afin d'étudier l'intensité du maximum de l'ICU et notamment en fonction de sa population. Les valeurs s'échelonnent entre 2°C pour une ville de 1000 habitants et 12°C pour une ville de plusieurs millions d'habitants. Une actualisation des travaux de *Oke* (1973) paraît impossible et sans réelle portée. Comme le soulignent *Stewart et Oke* (2006), il est très difficile de comparer entre elles les études portant sur l'ICUC pour plusieurs raisons. Premièrement les méthodologies employées sont multiples. Ensuite, quelle que soit la méthode adoptée, chaque étude n'utilise qu'un échantillon restreint de l'espace urbain et de l'espace rural d'un site. La notion d'ICUC est intimement liée à une vision monocentrique de l'espace urbain avec un centre ville unique et bien défini et aussi à une vision historique pour laquelle la limite entre la ville et son environnement est très marquée. L'espace urbain, aujourd'hui, est en réalité plus diffus et plus complexe. Les grandes villes ont phagocyté les noyaux urbains plus modestes qui les entouraient et les limites de la zone urbaine sont floues. La définition d'un quantifiable unique pour l'ICUC semble alors inaccessible.

1.1.1.2 Variabilité temporelle

1.1.1.2.1 Un phénomène nocturne L'ICUC a une variabilité journalière récurrente, son intensité est plus forte la nuit que le jour. Cette caractéristique a été mise en évidence dès les premières études portant sur ce phénomène (*Renou*, 1862, *Hammon et Duenchel*, 1902). Pendant la journée, l'ICUC a souvent un caractère résiduel, on peut même observer un îlot urbain froid le matin ou pendant la journée (*Pearlmutter et al.*, 1999). Plus généralement, l'ICUC s'amplifie ou se forme lors de la période de refroidissement nocturne (*Oke et East*, 1971, *Oke et Maxwell*, 1974, *Hage*, 1975) pendant laquelle on observe un taux

de refroidissement différentiel entre les zones urbaines et les zones rurales. La croissance de l'ICUC n'est pas systématiquement monotone (*Haeger-Eugensson et Holmer*, 1999). Afin de rendre les études comparables et les résultats plus généralisables, l'heure du maximum d'ICUC est souvent positionnée par rapport au coucher du soleil (*Runnalls et Oke*, 2000) plutôt qu'en horaire absolu. 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). Ce positionnement peut varier avec les saisons—*Runnalls et Oke* (2000) observent que le maximum d'ICUC a lieu après le lever du soleil en automne—ou selon les sites d'étude puisque *Montávez et al.* (2000) le situent au moment où le minimum de température nocturne est atteint. Dans tous les cas, l'ICUC diminue rapidement après le lever du soleil (*Kłysik et Fortuniak*, 1999).

1.1.1.2.2 Un phénomène sensible aux conditions météorologiques et aux variations saisonnières Les conditions météorologiques influencent le développement de l'ICUC. Les paramètres les plus significatifs sont le vent (au moins 10 études) et la nébulosité (au moins 8 études). L'intensité de l'ICUC diminue avec la vitesse du vent. Ce résultat a été mis en évidence par *Sundborg* (1950) et confirmé par de nombreuses études (*Duckworth et Sandberg*, 1954, *Ackerman*, 1985, *Park*, 1986, *Kidder et Essenwanger*, 1995, *Eliasson*, 1996b, *Ripley et al.*, 1996, *Figuerola et Mazzeo*, 1998, *Magee et al.*, 1999, *Montávez et al.*, 2000, *Morris et al.*, 2001, *Kim et Baik*, 2002, *Eliasson et Svensson*, 2003). L'explication proposée est que l'augmentation de la vitesse du vent induit une augmentation du mélange horizontal. Dans une ville, les échelles de variation du couvert sont courtes (transition rapide de type de quartier, ville-campagne). Lorsque la vitesse du vent est non négligeable, un mélange s'effectue et efface les différences de température ou d'humidité qui pourraient exister entre les différentes unités de la ville. *Park* (1986) constate que l'ICUC disparaît pour des vents supérieurs à $11,1 \text{ m s}^{-1}$. La présence d'un vent modéré—3 à 6 m s^{-1} —peut également modifier la forme de l'îlot de chaleur (*Munn et al.*, 1969, *Park*, 1986, *Unger et al.*, 2001). Dans ce cas, le champ de température prend la forme d'un panache étiré selon l'axe du vent. En cas de vent très faible ($< 2 \text{ m s}^{-1}$), l'ICUC peut être multicellulaire (*Oke et East*, 1971, *Kłysik et Fortuniak*, 1999). Le mode d'occupation des sols autour d'un point est alors le premier facteur d'explication de la variabilité spatiale de la température (*Eliasson et Svensson*, 2003).

L'intensité de l'ICUC diminue lorsque la nébulosité augmente. Ce résultat a été avancé par *Sundborg* (1950) et confirmé par d'autres études par la suite (*Duckworth et Sandberg*, 1954, *Ackerman*, 1985, *Moreno-Garcia*, 1994, *Kidder et Essenwanger*, 1995, *Eliasson*, 1996b, *Ripley et al.*, 1996, *Figuerola et Mazzeo*, 1998, *Magee et al.*, 1999, *Montávez et al.*, 2000, *Morris et al.*, 2001, *Runnalls et*

Oke, 2000, Kim et Baik, 2002, Eliasson et Svensson, 2003). Les nuages interviennent en modifiant le rayonnement infrarouge incident et donc le bilan net de la surface et le refroidissement radiatif nocturne pendant lequel se forme l'ICUC. Runnalls et Oke (2000) remarquent qu'il faut prendre en compte le type de nuages et que les nuages bas (plus chauds) diminuent plus fortement l'intensité de l'îlot de chaleur. Morris et al. (2001) ont noté que la nébulosité était un facteur de contrôle de l'ICUC plus important que le vent sauf en été. Des quantifications de l'intensité de l'ICUC en fonction de ces deux facteurs ont été proposées dans de nombreuses études (Sundborg, 1950, Duckworth et Sandberg, 1954, Oke, 1973, Runnalls et Oke, 2000).

L'influence de la saison a été étudiée sur des villes du climat tempéré mais aussi d'autres types de climat (Jauregui, 1997, Kim et Baik, 2002, Robaa, 2003). Les études ont porté sur l'influence de la saison sur l'intensité de l'ICUC, sur sa fréquence d'occurrence, sur la variation du cycle journalier ou encore sur la variation des facteurs de contrôle. Ainsi, les ICUC sont plus faibles et moins fréquents en période pluvieuse aussi bien pour des villes des milieux tempérés (Vancouver pour Runnalls et Oke, 2000, Madrid pour Yagüe et Zurita, 1991, Séoul pour Kim et Baik, 2002) que des zones intertropicales (Mexico pour Jauregui, 1997). Tereshchenko et Filonov (2001) observent même fréquemment un îlot froid pendant la saison pluvieuse pour une ville de 1,6 millions d'habitants au Mexique. En suivant de plus près le cycle temporel, Jauregui (1997) observe quant à lui une fréquence importante d'ICUC le jour, juste après une averse. Parmi ces études, il est rapporté que les ICUC sont plus fréquents en été (Eliasson, 1996a). Concernant l'intensité de l'ICUC, les résultats sont plus variables. Un grand nombre d'études montrent que l'ICUC est plus intense en été (Sanderson et al., 1973, Eliasson, 1994; 1996a, Kłysik et Fortuniak, 1999, Philandras et al., 1999, Unger et al., 2001, Morris et al., 2001, Szegedi et Kircsi, 2003) alors que pour d'autres, c'est en hiver qu'il est plus intense (Moreno-Garcia, 1994, Montávez et al., 2000). Le cycle de l'ICUC varie selon les saisons, il se forme plus tard en hiver et diminue moins vite le matin (Oke et Maxwell, 1974), en revanche le maximum de l'ICUC a lieu plus tôt en été (Runnalls et Oke, 2000).

1.1.1.3 Variabilité spatiale

Selon Oke (1976), et en considérant une vision monocentrique de la ville, la structure spatiale de l'ICUC est concentrique autour du centre ville et caractérisée par trois couronnes (Figure 1.1). Premièrement, une couronne étroite marquée par un intense gradient de température à la transition entre la ville et la campagne qu'il dénomme "cliff" que l'on traduit littéralement par falaise. Dans cette zone de transition, Eliasson (1996a) mesure des gradients de l'ordre de 0,3 à 0,4°C par 100 m. La deuxième couronne dénommée "plateau" est la plus large. Elle est marquée par des gradients faibles et une tendance progres-

sive au réchauffement au fur et à mesure que l'on s'approche du centre ville. Enfin, la zone centrale entoure le centre ville et s'appelle le "pic".

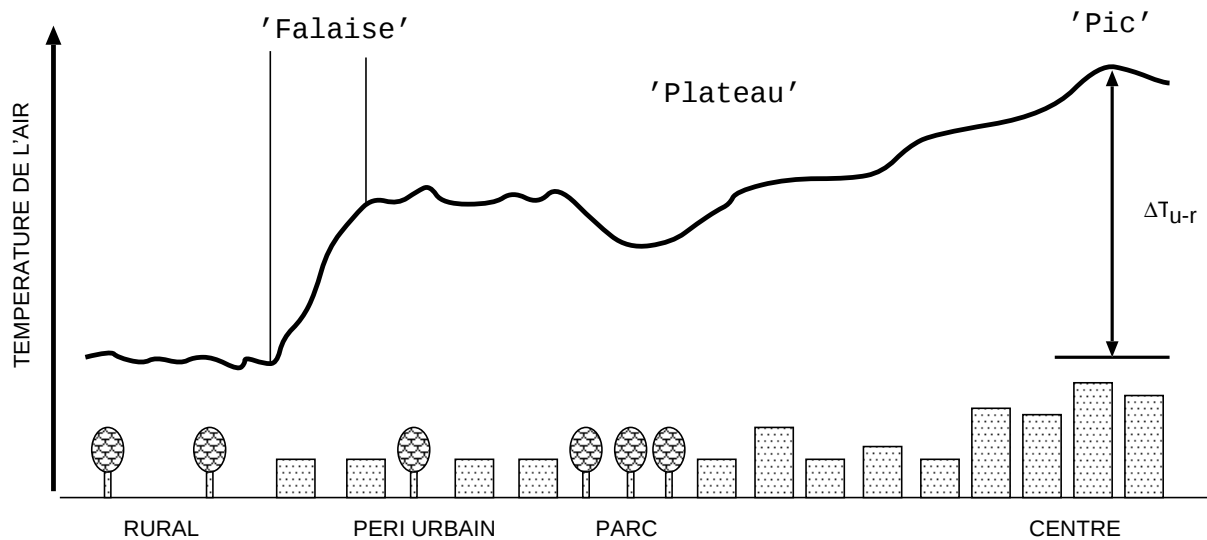


FIG. 1.1: Structure générale de l'îlot de chaleur dans la canopée, adapté de Oke (1988)

Il s'agit ici d'une vision simplifiée de l'ICUC. Le champ de température peut varier fortement à l'intérieur d'une ville. Une première cause de variation est le mode d'occupation des sols et notamment la partition entre les surfaces imperméables (routes, parkings, bâtiments) qui sont propres au système urbain et les surfaces perméables (terrains nus, végétation). Il est fréquemment observé une bonne corrélation entre l'anomalie de température (en comparaison avec un site rural) et la fraction surfacique occupée par les matériaux urbains imperméables (Sundborg, 1950, Oke et East, 1971, Park, 1986, Yagüe et Zurita, 1991, Eliasson, 1994, Unger et al., 2001, Eliasson et Svensson, 2003, Baik et Kim, 2003, Fernández et al., 2003, Vicente-Serrano et al., 2003, Unger et al., 2003). A contrario, l'exemple le plus flagrant est celui des parcs urbains qui sont caractérisés par un îlot froid à l'intérieur de la ville (Eliasson et Upmanis, 2000).

Une autre cause de variation est la structure géométrique tridimensionnelle de la surface urbaine. La rue "canyon" constitue l'unité de base récurrente du système urbain. On peut caractériser de manière quantitative sa structure par le rapport d'aspect (rapport entre la hauteur des bâtiments qui l'entourent et la largeur de la rue) qui est inversement proportionnel au facteur de vue du ciel des éléments d'une rue. Plusieurs études montrent que plus le rapport d'aspect d'un site de mesure est élevé (plus la rue est encaissée) plus la différence de température avec un site rural est grande. Oke (1981) montre cette relation sur la base d'une simulation physique utilisant une maquette de zone

urbaine pour laquelle il fait varier le rapport d'aspect des rues. Aux résultats de cette simulation, s'ajoutent des mesures sur le terrain. Par exemple, *Bärring et Mattson* (1985) trouvent une bonne corrélation entre la variabilité spatiale de température de l'air dans une ville et le rapport d'aspect des rues. Ce résultat est confirmé par la suite pour d'autres sites (*Johnson*, 1985, *Eliasson*, 1990-91; 1992, *Montávez et al.*, 2000, *Eliasson et Svensson*, 2003, *Szegedi et Kircsi*, 2003). Cependant, dans ces cas, la variation du rapport d'aspect n'est pas indépendante de la variation d'autres facteurs. Pour éviter ce type de problèmes, d'autres études réduisent au maximum la distance entre deux sites de mesures afin que la seule différence ne concerne que le rapport d'aspect. Il apparaît alors que l'influence attribuée au rapport d'aspect est plus modérée (*Eliasson*, 1994; 1996a, *Goh et Chang*, 1999). Bien qu'une bonne corrélation existe entre la température et le rapport d'aspect, les écarts absolus en température de l'air sont faibles, autour de 1°C entre deux sites urbains pour lesquels le facteur de vue du ciel est respectivement de 0,5 et de 0,9 et séparés de quelques centaines de mètres (*Eliasson*, 1994). Par contre, l'influence du rapport d'aspect est plus importante sur la température de surface (*Bärring et Mattson*, 1985, *Eliasson*, 1996a).

Les matériaux urbains utilisés ont aussi un impact sur l'ICUC. *Oke* (1981) montre à l'aide d'une simulation physique que l'écart de température entre un modèle réduit de ville et une surface en bois est plus fort lorsque le matériau utilisé pour son modèle est du béton. Enfin, *Runnalls et Oke* (2000) montrent que l'intensité de l'ICUC est anti-corrélée avec l'admittance thermique (voir définition équation 1.2.6.4) des sols ruraux qui varie en fonction de l'humidité du sol et donc de la saison.

Le flux de chaleur dégagé par les activités humaines est souvent considéré comme une cause importante de l'ICUC pendant la période hivernale. Certaines études montrent une intensification de l'ICUC lors des périodes de pointe d'activité (*Oke et Maxwell*, 1974, *Baik et Kim*, 2003). Cependant, très peu d'études font une évaluation exhaustive du flux de chaleur anthropique sur l'ensemble de la ville, ce qui limite la possibilité d'évaluer les corrélations entre la structure spatiale du champ de température et celle de ce flux (cf section 1.2.8).

Enfin, l'environnement régional modifie les caractéristiques de l'ICUC d'une ville. Les facteurs les plus connus sont la mer, les lacs et le relief. Le relief a très vite été mis en évidence comme un élément modifiant la structure de l'îlot de chaleur. *Sundborg* (1950) et *Hutcheon et al.* (1967) ont noté qu'en cas d'inversion de température importante au dessus des surfaces rurales aux alentours de la ville, les points élevés étaient plus chauds. Si bien qu'en évaluant l'ICUC avec une station rurale en hauteur par rapport à la ville, celui-ci s'en trouvait fréquemment réduit. Par la suite, d'autres études, en explorant la structure spatiale de la température au sein d'une ville, ont confirmé que les mesures étaient fortement dépendantes de l'altitude de la station (*Eliasson et Svensson*, 2003, *Baik et Kim*, 2003, *Vicente-Serrano et al.*, 2003). Enfin, des différences de

températures entre le centre ville et son environnement peuvent aussi résulter des phénomènes orographiques même lorsque le relief est peu marqué (*Troude et al.*, 2002). La mer et les lacs modifient également la mise en place de l'îlot de chaleur. *Munn et al.* (1969) se sont par exemple intéressés à l'influence des brises du lac Ontario sur l'ICUC de la ville de Toronto. Ils notent que lorsque la brise se met en place, le cœur de l'ICUC est plus éloigné de la côte que pour un jour sans vent. Plus récemment, *Eliasson et Svensson* (2003) trouvent que la distance à la mer est le premier facteur d'explication du champ de température à Göteborg pour les nuits calmes et claires mais la généralisation de ce résultat est délicate dans la mesure où l'implantation de la ville et la côte sont très fortement liées.

1.1.2 L'îlot de chaleur dans la couche limite

L'ICU existe dans la couche limite et suit un cycle diurne typique. Comme l'ICUC, il est le plus marqué en cas de vent faible et de ciel clair.

1.1.2.1 Méthode d'observation

L'ICU dans la couche limite a d'abord été étudié à l'aide de l'utilisation simultanée de plusieurs ballons captifs en zone urbaine et en zone rurale (*Duckworth et Sandberg*, 1954) ou de tours instrumentées de grande hauteur situées également en ville et en zone rurale (*DeMarrais*, 1961). Afin d'accéder à une description plus fine de la variation spatiale tout en limitant le nombre d'instruments, les équipes de recherche se sont orientées vers l'utilisation d'hélicoptères (*Bornstein*, 1968, *Clarke*, 1969, *Oke et East*, 1971) ou d'avions instrumentés (*Spangler et Dirks*, 1974, *Godowitch*, 1986). Plus récemment des moyens de télédétection permettent de suivre ce phénomène en continu (*Emeis et al.*, 2004).

1.1.2.2 Le jour

En milieu de journée aucune différence significative de température n'est observée entre la couche limite urbaine (CLU) et la couche limite rurale (*DeMarrais*, 1961, *Spangler et Dirks*, 1974, *Tapper*, 1990). Il est par contre décrit quelquefois une couche limite plus épaisse –jusqu'à 250 m– au dessus des zones urbaines (*Spangler et Dirks*, 1974, *Dupont et al.*, 1999).

1.1.2.3 La nuit

Comme dans la canopée, l'influence urbaine est plus marquée la nuit et il existe alors une forte variation avec l'altitude de la différence de température

entre la zone urbaine et les zones rurales environnantes. L'excès de température est le plus fort près de la surface, diminue régulièrement avec l'altitude jusqu'à s'annuler à une hauteur comprise entre 100 et 500 m (*Duckworth et Sandberg, 1954, DeMarrais, 1961, Bornstein, 1968, Tapper, 1990*). Puis au-dessus de cette couche on observe un îlot froid : la CLU est plus froide que la couche rurale. Ce phénomène a été baptisé "crossover" par *Duckworth et Sandberg (1954)* et on peut le traduire par couche limite croisée (Figure 1.2). Ce phénomène se maintient jusqu'aux premières heures après le lever du soleil (*Bornstein, 1968, Oke et East, 1971, Godowitch et al., 1987*). Le "crossover" est associé à une couche limite urbaine 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. En cas de vent synoptique plus marqué, sous le vent de la zone urbaine, la couche d'inversion de surface est surmontée d'une couche neutre ou instable elle-même surmontée d'une inversion (*Clarke, 1969, Oke et East, 1971, Godowitch et al., 1987*). On parle alors de panache urbain. L'existence d'une CLU nocturne neutre ou instable surmontée d'une inversion élevée est confirmée par de nombreuses autres études s'intéressant plus spécifiquement aux caractéristiques de turbulences de la CLU (*Uno, 1988, Uno et Wakamatsu, 1992, Casadio et al., 1996, Dupont et al., 1999, Kolev et al., 2000*).

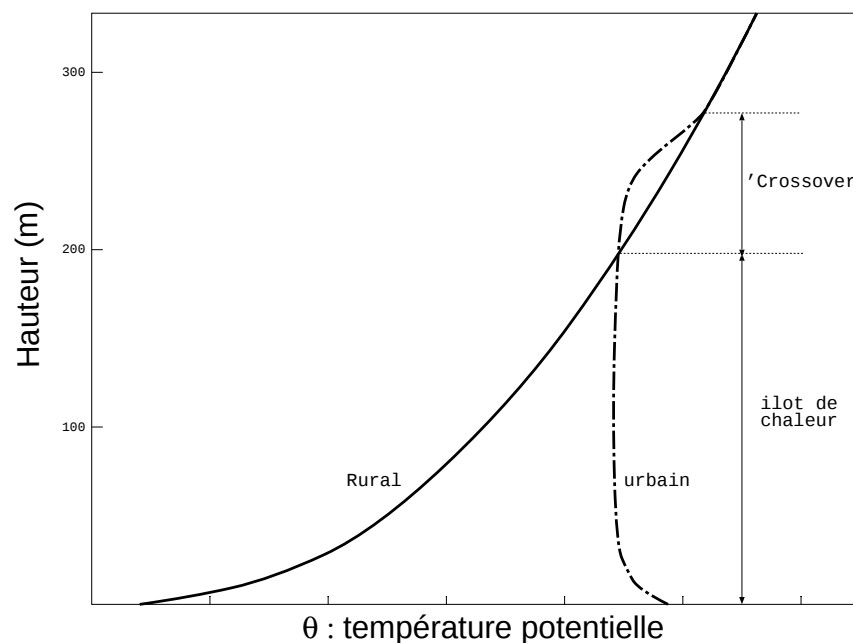


FIG. 1.2: Comparaison du profil de température idéalisé pour une zone rurale et une zone urbaine en cas de "crossover" (adapté de *Oke, 1982*).

1.1.3 L'îlot de chaleur urbain de surface

1.1.3.1 Objectifs de l'étude de la température de surface

La température de surface est un élément important du bilan d'énergie. 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. Sa mesure est très fréquemment intégrée dans les études instrumentales du bilan d'énergie comme par exemple dans l'étude pionnière de *Nunez et Oke* (1977) où elle était mesurée par des thermocouples installés à la surface. Les mesures satellitaires ont très vite été perçues comme une opportunité importante de multiplier les études d'ICU (*Rao*, 1972). Cette méthode, en comparaison avec les méthodes classiques d'étude de l'ICUC, offrait l'avantage d'accéder à une bonne représentation de la variabilité spatiale de la température de surface. Les images satellitaires, notamment dans l'infrarouge thermique, offraient un nombre de points de mesure synchrones sur l'ensemble d'une agglomération (*Roth et al.*, 1989) qu'il était difficile de s'offrir par ailleurs. 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 les réseaux d'observation ou encore d'estimer le flux de chaleur sensible (*Voogt et Oke*, 1997).

1.1.3.2 Problèmes méthodologiques d'étude de l'ICU de surface

La surface urbaine est un élément complexe. Pour simplifier, et sans tenir compte de la végétation ou des sols nus qui peuvent être présents en ville, trois éléments de surface sont à distinguer : les routes, les murs et les toits. Ces trois éléments s'organisent en rues *canyons* dont l'orientation par rapport au soleil est variable. C'est la description retenue dans le modèle TEB (*Masson*, 2000). A cette complexité s'ajoute une variabilité importante des matériaux urbains dont certains ont des émissivités faibles et des capacités de réflexion du rayonnement infrarouge, comme les matériaux métalliques. On peut ajouter aussi la pente des toits qui induit des éclaircissements différents entre les deux versants d'un même toit. Dès lors, se pose le problème de la représentativité de la mesure de la température de surface par le système de mesure retenu. C'est une des limites soulignées par *Roth et al.* (1989) pour les mesures faites depuis les satellites et qui peut être étendue aux systèmes de mesure aéroportés. Dans leur étude, *Roth et al.* (1989) estiment que les mesures faites par satellite au nadir (AVHRR) sont fortement influencées par les toits qui ont une variabilité thermique plus forte que d'autres éléments de la surface urbaine. Le champ de vue au nadir d'un instrument n'intègre qu'une très faible proportion de murs. Cependant les mesures satellitaires ou aéroportées avec un autre angle de visée sont soumises à d'autres problèmes de représentativité comme les effets direc-

tionnels. L'éclairement des façades de bâtiments est fonction de la position du soleil. Il en résulte des différences de températures entre les façades (Nunez et Oke, 1977). Ainsi selon l'angle de vue d'un capteur en visée oblique et la position du soleil, la mesure peut échantillonner des façades dont la température n'est pas représentative de l'ensemble du paysage urbain. Les écarts peuvent atteindre 7 K comme l'ont montré Lagouarde et al. (2004). Cet effet est appelé anisotropie directionnelle et il est renforcé en milieu urbain par la présence de matériaux réfléchissants dans l'infrarouge.

Voogt et Oke (1997) ont procédé à une estimation de la température de surface dite *complète*. Ils ont mis en place un dispositif de mesure qui leur permettait d'avoir accès à la température de surface des toits et du sommet des arbres par un système aéroporté, à la température de la route et des murs par des mesures réalisées à partir d'un camion. Ils ont ainsi échantillonné un quartier de Vancouver (Canada). Ensuite la température de surface *complète* a été calculée en pondérant la température des surfaces élémentaires (toits, route, murs en tenant compte de leur orientation) en fonction de la surface qu'elles occupaient dans le paysage urbain complet. Grâce à l'estimation de cette température de référence, ils montrent que les mesures en visée nadir depuis un moyen aéroporté surévaluent la température de surface le matin et le midi et sous-évaluent la température de surface la nuit. Parmi les autres angles de visée possibles, la vue vers le sud –donc regardant des murs orientés vers le nord– est la plus proche de la température de surface *complète*. En disposant d'informations complémentaires sur la géométrie de la zone étudiée comme la surface complète (incluant la surface des murs et des pentes des toits) et la surface horizontale, ils arrivent à calculer à partir de la température au nadir un bon estimateur de la température de surface *complète*.

1.1.3.3 Résultats sur l'îlot de chaleur urbain de surface

Les premières études sur l'ICU de surface se sont focalisées sur des comparaisons avec l'ICUC qui était déjà significativement décrit à la fin des années 70 (Oke, 1982). Barring et Mattson (1985) réalisent ainsi des mesures simultanées de la température de la route et de l'air lors de trajets automobiles. Ils mesurent également le long des trajets le facteur de vue du ciel de la route. Les résultats de leur étude montrent une variabilité spatiale de la température de surface de la route de micro-échelle fortement corrélée avec la variabilité du facteur de vue du ciel à la même échelle (cette corrélation est également observée par Eliasson (1992)). Le long de ce même trajet, les variations de la température de l'air sont lissées et interviennent sur des échelles plus grandes. Cette différence de comportement entre la température de surface et la température de l'air est également observée par Bourbia et Awbi (2004) ou Eliasson (1996a). Cette dernière observe pendant la période de refroidissement nocturne, une variation significative de la température de surface de la route (–2 K) entre une intersec-

tion et un point éloigné de 70 m de l'intersection alors qu'aucune variation de la température de l'air n'est observée. *Stoll et Brazel* (1992) se sont intéressés aux liens entre la température de l'air et la température de surface mesurée à partir de moyens aéroportés sur une échelle comparable à celle de l'empreinte au sol d'une mesure de température de l'air. Leurs conclusions montrent qu'aucune relation simple ne peut être envisagée et que les effets d'advection à micro-échelle sont la norme en milieu urbain. Même en utilisant leur température complète, *Voogt et Oke* (1997) aboutissent aux mêmes résultats. L'objectif d'estimation de l'ICUC à partir de mesures de la température de surface demande encore des travaux de recherche, d'autant plus que l'estimation du flux de chaleur sensible avec cette température et une mesure de la température de l'air par la méthode Bulk n'est pas concluante (*Voogt et Grimmond*, 2000).

L'îlot de chaleur de surface a été observé depuis les satellites. *Roth et al.* (1989) ont mené une étude sur quatre villes nord-américaines (Vancouver, Seattle, Washington, Los Angeles) avec les images AVHRR. Ils observent que l'ICU en surface est plus intense le jour et pendant les périodes chaudes et ensoleillées et que la variabilité de température est plus forte le jour. Il pointe parmi les limites de son étude le fait que les vues satellitaires sur-échantillonnent les toits dont les caractéristiques sont différentes des murs : faible albédo, faible inertie thermique et un facteur de vue du ciel proche de l'unité. En combinant plusieurs sources d'information (images AVHRR et SPOT HRV), *Dousset et Gourmelon* (2003) étudient l'îlot de chaleur sur Paris. Elles observent que l'îlot de surface peut atteindre 7 K en fin de nuit (0330 UTC). Le jour ce sont les zones asphaltées avec une faible présence de végétation comme les centres commerciaux ou les aéroports qui apparaissent les plus chauds. Cependant ces images, tout comme celle de *Roth et al.* (1989) ne sont pas corrigées des effets d'anisotropie directionnelle qui peuvent être significatifs (*Lagouarde et al.*, 2004). Un autre type d'approche est proposé par *Gallo et al.* (1993). Ils montrent que les variations de l'indice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) sont plus corrélées aux variations de température de l'air que ne le sont les variations des températures de surface estimées depuis un satellite. Ils proposent donc une courbe pour la relation entre les variations de NDVI et celle de l'ICUC à partir d'études sur une vingtaine de villes américaines. Pour chaque différence de 0.1 dans le NDVI, une différence de 0.9 K est attendue. Cette méthode présente tout de même des limites : elle n'est pas valable l'hiver ou dans des zones arides où la plupart de la végétation se situe en ville grâce à l'irrigation. De plus, il est sans doute difficile d'extrapoler ces résultats à d'autres types de villes que les villes nord-américaines.

1.1.4 Les zones urbaines et l'humidité

1.1.4.1 Un excès urbain d'humidité la nuit

Lorsque l'on considère la concentration de vapeur d'eau atmosphérique comme mesure de l'humidité, un excès urbain d'humidité est décrit la nuit par la plupart des études qui se sont intéressées aux variations d'humidité entre les zones urbaines et les zones rurales. L'écart de pression partielle de vapeur d'eau peut varier entre 1 et 7 hPa environ (pour les cas les plus extrêmes), soit entre 0.6 g kg^{-1} et 4.3 g kg^{-1} . Cette caractéristique des zones urbaines est observée pour des villes des moyennes latitudes, des villes côtières, des villes en région aride, ou encore des villes des régions tropicales (voir tableau 1.1). Les valeurs de l'excès urbain d'humidité la nuit varient selon les saisons. Pour les régions tropicales, *Jauregui et Tejeda* (1997) observent que les écarts sont plus faibles voire insignifiants pour la saison sèche. Pour les régions des moyennes latitudes, *Unger* (1999) note que l'excès urbain d'humidité s'intensifie pendant la période de janvier à août alors qu'il diminue de septembre à décembre. *Holmer et Eliasson* (1999) observent des excès d'humidité plus intenses les étés anormalement chauds et secs. La plupart des études mentionnent par contre que l'humidité relative est plus faible dans les zones urbaines et que le phénomène d'excès urbain d'humidité est bien corrélé à l'ICU (*Hage*, 1975, *Holmer et Eliasson*, 1999, *Mayer et al.*, 2003). *Richards* (2004) conclut sur le fait qu'il y a moins de rosée en ville qu'à la campagne. En ville, la formation de rosée est très locale et dépend fortement du facteur de vue du ciel, de la nature des matériaux et de l'isolation des bâtiments (*Richards et Oke*, 2002).

1.1.4.2 Une situation variable le jour

Le jour, les différences d'humidité entre les zones urbaines et les zones rurales varient selon les saisons et les sites d'études. Du printemps à l'automne et pour les villes des moyennes latitudes, l'atmosphère des zones urbaines est plus sèche à la fois pour le contenu en vapeur d'eau et pour le contenu en humidité relative. Par contre, pendant l'hiver, un excès urbain d'humidité est observé avec des valeurs plus faibles que pendant la nuit. Pour la ville de Mexico, le même type de comportement est observé par *Jauregui et Tejeda* (1997) : pendant la saison humide, la ville est plus sèche le jour et pendant la saison sèche, les écarts sont insignifiants. Pour les villes dont l'environnement est aride, la zone urbanisée est en toute saison plus sèche que son environnement (*Adebayo*, 1991, *Unger*, 1999).

1.1.4.3 Formation de l'îlot urbain d'humidité la nuit

Holmer et Eliasson (1999) observent la mise en place d'excès urbain d'humidité nocturne suite à trois combinaisons possibles. La première est une di-

TAB. 1.1: Etude sur l'excès urbain d'humidité

Auteur	Site d'étude	Spécificités de la ville
<i>Chandler</i> (1967)	Leicester, Royaume Uni	moyennes latitudes
<i>Kopec</i> (1973)	Chapell Hill, Etats Unis	moyennes latitudes
<i>Hage</i> (1975)	Edmonton, Canada	moyennes latitudes
<i>Brazel et Balling</i> (1986)	Phoenix, Etats Unis	région aride
<i>Ackerman</i> (1987)	Chicago, Etats Unis	moyennes latitudes
<i>Tapper</i> (1990)	Christchurch, Nouvelle Zélande	ville cotière
<i>Lee</i> (1991)	Londres, Royaume Uni	moyennes latitudes
<i>Adebayo</i> (1991)	Ibadan, Niger	région tropicale
<i>Jauregui et Tejeda</i> (1997)	Mexico City, Mexique	région tropicale
<i>Unger</i> (1999)	Szeged, Hongrie	région aride
<i>Holmer et Eliasson</i> (1999)	Göteborg, Suède	ville côtière
<i>Unkasevic et al.</i> (2001)	Belgrade, Hongrie	ville continentale
<i>Mayer et al.</i> (2003)	Munich, Allemagne	moyennes latitudes
<i>Robaa</i> (2003)	Le Caire, Egypte	région aride

minution 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. Cette première combinaison correspond aussi à ce qui est observé par *Tapper* (1990). La deuxième situation 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). Enfin, la troisième situation observée 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). Dans ces trois cas, *Holmer et Eliasson* (1999) prévoient une rétroaction négative sur l'ICUC des variations du flux de chaleur latente conduisant à l'excès urbain d'humidité. Pour la première combinaison, l'apport de chaleur par condensation (Q_E négatif) sera plus faible en zone urbaine qu'en zone rurale. Dans le deuxième cas, alors que la condensation libérera de la chaleur en zone rurale, l'évaporation en ville en consommera. Enfin, dans la troisième situation, la consommation de chaleur par l'évaporation plus importante en ville tendra à limiter l'ICUC. Les îlots humides les plus intenses sont observés avec la deuxième combinaison. 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.

1.1.4.4 Et dans la couche limite

Concernant l'extension dans la couche limite des variations d'humidité, *Tapper* (1990) rapporte, que pendant le jour, la couche limite est plus sèche au-dessus de la ville sur les 100 à 200 premiers mètres. La nuit, par contre, il observe un excès d'humidité spécifique sur les 400 premiers mètres. Cette augmentation de la vapeur d'eau la nuit dans la CLU renforce l'effet de serre et induit un bilan radiatif dans l'infrarouge moins déficitaire pour la surface urbaine et contribue à l'ICU. *Holmer et Eliasson* (1999) estiment qu'une variation de 3hPa de pression de vapeur d'eau contribue à environ 12% de la différence urbaine/rurale dans le bilan infrarouge.

1.1.5 Convergence associée à l'îlot de chaleur

Par analogie aux phénomènes de brises thermiques côtières, l'existence d'une convergence associée à l'ICUC a été très vite conceptualisée et étudiée. (*Chandler*, 1965) se centre sur le cas de Londres mais aussi sur le cas de Leicester *Chandler* (1961). Il observe que l'intensité de la convergence et de l'ICUC sont corrélées et ainsi, il enregistre des convergences plus importantes la nuit. Ces résultats sont contredits par plusieurs études sur Saint Louis. *Shreffler* (1978) estime la convergence à $2,2 \cdot 10^{-4} \text{s}^{-1}$ en journée et $9,1 \cdot 10^{-5} \text{s}^{-1}$, la nuit. En analysant plus en détail quelques cas, il note (1979) 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 sont instables et convectives et favorisent les échanges verticaux. La nuit, par contre, il note que la convergence est plus faible 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. Des analyses de mesures aéroportées au dessus de Saint Louis par *Wong et Dirks* (1978) confirment l'existence de convergence associée aux champs thermodynamiques. 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 très faible et il n'est plus possible de l'extraire des observations pour un vent supérieur à 3 m s^{-1} . Des études numériques ont également souligné l'existence de ce phénomène de faible ampleur (*Lemonsu et Masson*, 2002) qui peut avoir des conséquences sur la redistribution des polluants entre la zone urbaine et les zones rurales qui l'entourent. Dans le cas des villes côtières, ces phénomènes s'associent avec les brises marines (*Carissimo et al.*, 1996, *Martilli*, 2003). Les parcs de grandes dimensions semblent également générer des écoulements en leur périphérie (*Eliasson et Upmanis*, 2000).

1.2 Les processus conduisant à l'îlot thermodynamique urbain

En suivant chronologiquement la démarche de la recherche sur le climat urbain, la première étape de ce manuscrit a consisté à décrire ses caractéristiques. Les modifications du climat à l'échelle urbaine sont donc principalement nocturnes et plus intenses en conditions anticycloniques et de ciel clair. Elles concernent la température dans les rues, la température de la surface et dans les premières centaines de mètres au-dessus du sol. L'humidité est également affectée par l'urbanisation. Le deuxième temps consiste à rechercher les processus physiques qui conduisent à la mise en place de ces phénomènes. Dans la mesure où il s'agit de phénomènes de surface ou des basses couches de l'atmosphère, les échanges d'énergie et de matières sont les processus élémentaires à caractériser pour un paysage urbain. Une application de l'acquisition de ces connaissances est la mise en place d'une modélisation numérique adaptée pour ces échanges afin, soit d'affiner une prévision du temps pour une zone urbaine, soit d'étudier l'impact d'un aménagement sur le micro-climat local.

1.2.1 Conceptualisation du bilan d'énergie en ville

Le bilan d'énergie d'une surface est l'équation qui traduit l'équilibre entre les sources et les puits d'énergie. Pour une surface plane et homogène pour laquelle les éléments rugueux ont de faibles dimensions, le bilan d'énergie s'établit à travers une surface plane à l'interface sol-atmosphère et s'écrit :

$$Q^* = Q_H + Q_E + Q_G \quad (1.1)$$

où

- Q^* est le flux de rayonnement net, toutes longueurs d'onde confondues, reçu par la surface. Rigoureusement, il s'agit d'une densité de flux et s'exprime en W m^{-2} . C'est un terme généralement source et il est compté positivement lorsque la surface gagne de l'énergie (typiquement le jour) et négativement lorsqu'elle en perd (typiquement la nuit). Il se décompose de la manière suivante : $Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow$ où $K\downarrow$ et $K\uparrow$ sont respectivement les flux globaux dirigés vers le bas et vers le haut et $L\downarrow$ et $L\uparrow$ sont les flux (montants et descendants) dans l'infrarouge.
- Q_H et Q_E sont respectivement les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente (de même que pour Q^* , il s'agit rigoureusement de densité de flux). Ce sont généralement des termes puits. Par convention, ces termes sont comptés positivement lorsque le transfert d'énergie qu'ils représentent est dirigé de la surface vers l'atmosphère.
- Q_G est le flux de conduction dans le sol (rigoureusement, ce terme est encore une densité de flux). En journée, c'est un terme puits alors que la

nuit il s'agit d'un terme source qui compense les pertes radiatives. On le compte négativement lorsqu'il s'agit d'un transport vers la surface (donc vers le haut) et positivement lorsque qu'il s'agit d'un transport vers les couches plus profondes du sol.

En ville, la surface est loin d'être plane et homogène et les éléments rugueux sont de grandes dimensions. L'équation (1.1) s'applique à chacune des facettes de la surface (route, toit, façades) dont les orientations sont multiples mais elle n'est pas applicable à l'échelle d'un paysage ayant les dimensions d'un îlot ou d'un quartier par exemple. Un cadre répondant à ces échelles a été proposé par *Oke* (1988) et récemment modifié par *Offerle et al.* (2005). Le paragraphe suivant présente de manière détaillée la démarche de ces auteurs afin de clarifier l'interprétation du bilan d'énergie qu'ils établissent.

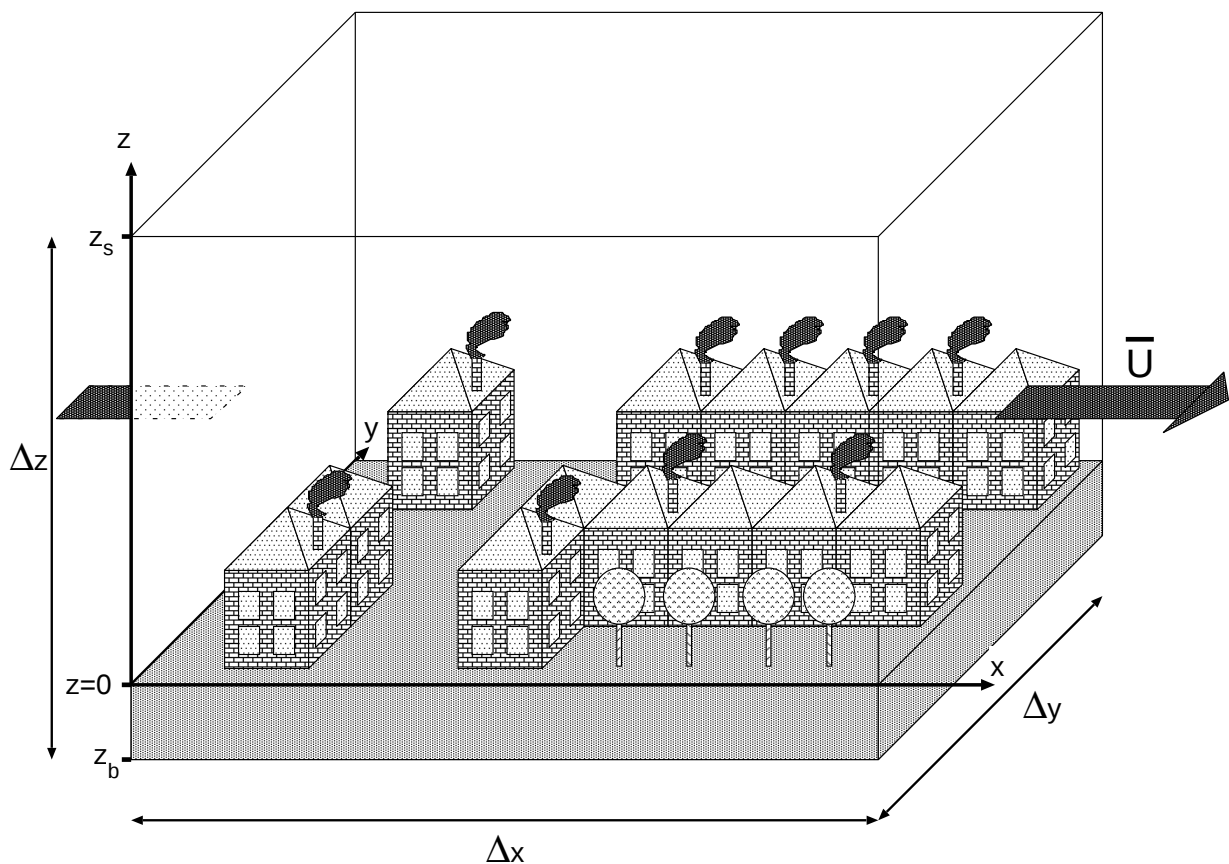


FIG. 1.3: Cadre schématique du bilan d'énergie d'un paysage urbain, adaptation de *Oke* (1988).

Soit un volume de contrôle de dimensions $\Delta x \Delta y \Delta z$ (Figure 1.3) dont l'extension sur la verticale est limitée :

- à sa base, par le niveau dans le sol (niveau z_b sur la figure 1.3) au delà duquel les échanges d'énergie sont négligeables à l'échelle de temps considérée (par exemple quelques centimètres pour une journée);
- en son sommet, à une hauteur à partir de laquelle les effets individuels des éléments rugueux sont mélangés entre eux.

Nous adoptons les notations suivantes :

- i. ρ désigne la masse volumique moyenne de l'air ;
- ii. C désigne la capacité thermique massique de l'air ;
- iii. L_v désigne la chaleur latente de vaporisation de l'eau ;
- iv. u désigne la composante du vent dans l'axe x ;
- v. w désigne la composante verticale du vent ;
- vi. T désigne la température d'état de l'air ;
- vii. q désigne l'humidité spécifique de l'air ;
- viii. pour une grandeur α , $\bar{\alpha}$ désigne la moyenne de Reynolds et α' sa fluctuation turbulente.

Pour simplifier le formalisme de la démonstration, nous considérons que l'écoulement horizontal est unidimensionnel selon l'axe x et nous définissons les termes suivants :

- i. E_i l'énergie interne du volume $\Delta x \Delta y \Delta z$ (J) ;
- ii. $Q^*(z_s)$ la densité de flux radiatif net de la face supérieure du volume appelée communément rayonnement net (W m^{-2}) ; contrairement aux autres termes, Q^* est compté positivement quand il est dirigé vers le bas, soit quand le volume de contrôle gagne de l'énergie ; dans ce cadre, on considère que les échanges radiatifs sur l'horizontale sont isotropes et on ne considère donc pas les flux radiatifs horizontaux ce qui alourdirait la démonstration ;
- iii. $Q_H(z_s) = \bar{\rho} C \overline{w' T'}(z_s)$ la densité de flux turbulent de chaleur *Businger* (1982) de la face supérieure du volume plus communément appelée flux de chaleur sensible (W m^{-2}) ;
- iv. $\Phi_T^h(x) = \bar{\rho} C \overline{u(x) T(x)} z_s \Delta y$ le flux moyen horizontal de chaleur à travers les surfaces verticales perpendiculaires à l'axe x (J s^{-1}) ; on suppose qu'il n'y a pas de flux de chaleur latéral dans la couche de sol ;
- v. $\Phi_T^v(z_s) = \bar{\rho} C \overline{w(z_s) T(z_s)} \Delta x \Delta y$ le flux moyen vertical de chaleur à travers la face supérieure du volume (J s^{-1}) à l'exception du flux induit par la vitesse de *Webb et al.* (1980) ;
- vi. $Q_E(z_s) = \bar{\rho} L_v \overline{w' q'}(z_s)$ la densité de flux turbulent de chaleur latente de la face supérieure du volume appelée communément flux de chaleur latente (W m^{-2}) ;

- vii. $\Phi_q^h(x) = \bar{\rho} L_v \overline{u(x)} \overline{q(x)} z_s \Delta y$ le flux moyen horizontal de chaleur latente à travers les surfaces verticales perpendiculaire à l'axe x (J s^{-1});
- viii. $\Phi_q^v(z_s) = \bar{\rho} L_v \overline{w(z_s)} \overline{q(z_s)} \Delta x \Delta y$ le flux moyen vertical de chaleur latente à travers la face supérieure du volume (J s^{-1}) à l'exception du flux induit par la vitesse de *Webb et al.* (1980);
- ix. s_i l'ensemble des sources internes volumiques de chaleur qui représentent la chaleur dégagée par les activités humaines ($\text{J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$);
- x. p_i l'ensemble des puits internes volumiques de chaleur ($\text{J m}^{-3} \text{ s}^{-1}$); ce terme a été récemment introduit par *Offerle et al.* (2005) pour représenter des processus comme la perte de chaleur du volume de contrôle lorsque l'eau de pluie se réchauffe au contact de la surface et qu'elle est évacuée par les réseaux d'égouts.

La variation d'énergie interne ΔE_i pendant une période δt s'écrit alors :

$$\begin{aligned} \Delta E_i = & \left[\Phi_T^h \left(x - \frac{\Delta x}{2} \right) - \Phi_T^h \left(x + \frac{\Delta x}{2} \right) \right] \delta t - \Phi_T^v(z_s) \delta t - Q_H(z_s) \Delta x \Delta y \delta t \\ & + \left[\Phi_q^h \left(x - \frac{\Delta x}{2} \right) - \Phi_q^h \left(x + \frac{\Delta x}{2} \right) \right] \delta t - \Phi_q^v(z_s) \delta t - Q_E \Delta x \Delta y \delta t \\ & + Q^*(z_s) \Delta x \Delta y \delta t + s_i \Delta x \Delta y \Delta z \delta t - p_i \Delta x \Delta y \Delta z \delta t \end{aligned} \quad (1.2)$$

En divisant par $\Delta x \Delta y \delta t$ et en réorganisant les termes on obtient alors :

$$\begin{aligned} \frac{\Delta E_i}{\Delta x \Delta y \delta t} = & Q^*(z_s) + s_i \Delta z - Q_H - Q_E - p_i \Delta z \\ & - \frac{1}{\Delta x \Delta y} \left[\Phi_T^h \left(x + \frac{\Delta x}{2} \right) - \Phi_T^h \left(x - \frac{\Delta x}{2} \right) + \Phi_q^h \left(x + \frac{\Delta x}{2} \right) \right. \\ & \left. - \Phi_q^h \left(x - \frac{\Delta x}{2} \right) \right] - \Phi_T^v(z_s) - \Phi_q^v(z_s) \end{aligned} \quad (1.3)$$

Tous les termes de (1.3) sont homogènes à une densité de flux thermique (W m^{-2}), ce qui est cohérent avec l'approche suivie pour établir le bilan d'énergie d'une surface classique (équation 1.1). En suivant la terminologie introduite par *Oke* (1988), on désigne par stockage de chaleur, noté ΔQ_S , le terme de gauche de (1.3), par flux anthropique de chaleur, noté Q_F , les termes sources ($Q_F = s_i \Delta z$), par termes d'advection, noté ΔQ_A , la somme de tous les termes des deuxième et troisième lignes de (1.3). Le terme P est celui introduit par *Offerle et al.* (2005) pour désigner les termes puits supplémentaires (en anglais ce terme est noté S pour «sink»). Le bilan d'énergie devient alors :

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A + P \quad (1.4)$$

La suite de cette section s'organise de la manière suivante : dans un premier temps, dans un souci de clarté, les grandeurs qui caractérisent la surface

urbaine seront présentées. Dans un deuxième temps, les connaissances acquises sur chacun des termes de (1.4) seront explicitées à l'exception du terme P récemment introduit.

1.2.2 Grandeurs caractérisant un paysage urbain

On peut considérer que trois échelles emboîtées des processus aérologiques sont affectées par l'urbanisation (Figure 1.4). En premier lieu, la mésoéchelle ou l'échelle de l'agglomération est le lieu de l'îlot thermodynamique. A cette échelle, on enregistre de fortes variations sur l'horizontale avec les transitions entre les quartiers mais aussi sur la verticale puisque des couches internes peuvent se développer et se superposer. Au niveau intermédiaire, l'échelle locale s'apparente à celle d'un quartier. Sur la verticale, l'échelle locale est caractérisée par une couche de canopée, incluse dans une sous-couche rugueuse où le flux de quantité de mouvement varie avec l'altitude (*Rotach*, 1993). Au dessus subsiste une couche inertielle dite à flux constant accessible aux moyens de mesure du bilan d'énergie. Le concept de bilan d'énergie de *Oke* (1988) s'applique à cette échelle. Enfin, la microéchelle regroupe quelques bâtiments. C'est précisément à cette échelle que vont avoir lieu les modifications d'échanges radiatifs et turbulents de la surface urbaine. Afin de généraliser et de pouvoir comparer les résultats obtenus sur les flux d'énergie d'un paysage urbain, il faut faire le choix d'un jeu de paramètres quantifiables caractérisant ce paysage (Tableau 1.2). Le premier niveau de quantification se fait en deux dimensions par la fraction d'occupation des sols d'un type de surface par rapport à la surface totale au sol. On distingue trois «ratios» adimensionnels que sont la fraction de bâti (λ_P), la fraction de végétation (λ_V) et la fraction de surfaces imperméables (λ_I). Cette première partition conditionne grandement l'importance relative du terme d'évaporation. Le niveau supérieur de caractérisation d'un paysage urbain passe par des descripteurs de sa géométrie. Les plus répandus sont d'abord la hauteur moyenne des bâtiments, H , ainsi que la largeur moyenne des rues, W (ou des espaces entre les bâtiments selon les cas). Le rapport entre ces deux grandeurs, H/W , est le rapport d'aspect qui est relié au facteur de vue du ciel, ψ_S , d'une rue. Ces deux grandeurs sont importantes pour les échanges radiatifs ou turbulents.

1.2.3 Le bilan radiatif

1.2.3.1 Rayonnement incident : l'effet de la couche limite urbaine

Pour toutes les longueurs d'onde, le rayonnement incident est modifié par la couche limite urbaine soit par sa composition (pour le rayonnement global) soit par sa structure thermique (pour le rayonnement infrarouge).

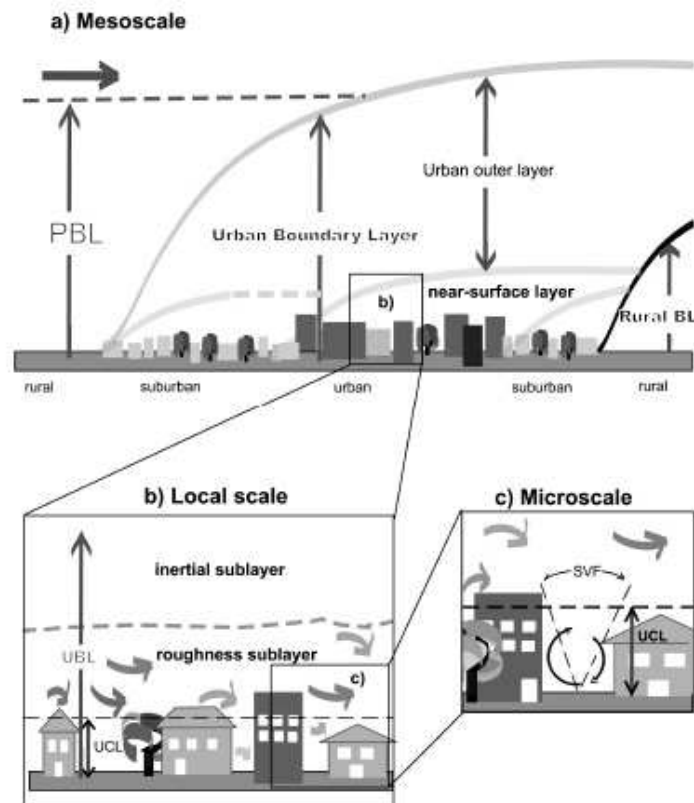


FIG. 1.4: Vue schématique des trois échelles du paysage urbain : a) la méso-échelle, b) l'échelle locale et c) la micro-échelle (Fisher et al., 2006).

1.2.3.1.1 Le rayonnement global incident Le rayonnement global incident (direct et diffus) en zone urbaine est atténué par la couche limite urbaine. *Peterson et Stoffel* (1980) montrent par des mesures réalisées à St. Louis (Etats-Unis) que l'atténuation du rayonnement reçu en comparaison avec une zone rurale est plus forte en hiver – 4.5% – qu'en été – 2%. Pour les zones périurbaines, cette atténuation est d'environ 1 à 2%. La direction du vent peut influencer ces résultats, les sites sous le vent de la ville recevant moins de rayonnement que les sites au vent. L'atténuation du rayonnement varie selon le type d'urbanisation (tableau 1.3) et elle est plus forte pour les zones industrielles. On note même que certaines études ne montrent pas d'atténuation significative (*Dupont et al.*, 1999, *Christen et Vogt*, 2004).

Alors que la plupart des études précédentes s'appuient sur des mesures au sol ou par avion, les phénomènes conduisant à l'atténuation du rayonnement solaire sont étudiés par le biais de modélisation. C'est le cas de *Bergstrom et Peterson* (1977) qui simulent la propagation du rayonnement global en tenant des concentrations d'aérosol mesurées par avion dans la couche limite

TAB. 1.2: Jeu de paramètres les plus couramment utilisés pour caractériser un paysage urbain

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

TAB. 1.3: Variation de l'atténuation du rayonnement solaire selon le type de couvert

Auteur	Lieu	urbanisation	Atténuation
<i>Rouse et al.</i> (1973)	Hamilton	industriel	12%
<i>Bergstrom et Peterson</i> (1977)	St. Louis	centre	5%
<i>Peterson et Flowers</i> (1978)	Los Angeles	agglomération	6-8%
<i>Peterson et Stoffel</i> (1980)	St. Louis	centre	2-4.5%
<i>Peterson et Stoffel</i> (1980)	St. Louis	péri-urbain	1-2%
<i>Estournel et al.</i> (1983)	Toulouse	centre	30 W m ⁻² (midi)
<i>Dupont et al.</i> (1999)	Paris	centre	-
<i>Christen et Vogt</i> (2004)	Bâle	centre	-

de St. Louis. De nombreuses études plus récentes se sont focalisées sur l'impact des aérosols, notamment les aérosols urbains, sur le rayonnement global reçu au sol. *Mallet et al.* (2003) montrent par exemple que 90% de l'extinction lumineuse observée au dessus d'un site péri-urbain de Marseille est due aux aérosols anthropiques. En absolu, *Mallet et al.* (2006) montrent sur une journée d'ESCOMPTE que les aérosols anthropiques diminuent le forçage de jour de $29 \pm 2,9$ à $38,6 \pm 3,9 \text{ W m}^{-2}$ selon les sites d'étude (urbain, industriel et rural) soit une variation spatiale pouvant atteindre 9 W m^{-2} (environ 1%). L'atténuation du rayonnement solaire à la surface par les aérosols est due à la fois à de la réflexion vers l'espace (20 à 25%) – principalement par les particules d'aérosol minéral – et à de l'absorption par l'atmosphère (75 à 80%) – principalement par les particules d'aérosol carboné. Ce dernier phénomène pourrait alors légèrement contribuer à l'ICU de couche limite avec un taux de réchauffement moyen dans cette couche pouvant varier entre 1 et 2 K j^{-1} selon le degré de pollution (*Roger et al.* 2006 ; *Raga et al.* 2001). *Raga et al.* (2001) simulent une atténuation du rayonnement global de 18% pour la ville de Mexico. De plus, si une couche importante d'aérosols se situe au niveau de l'inversion de température, elle aura tendance à en accentuer la stabilité *Raga et al.* (2001), ce qui peut alors réduire la croissance de la couche limite (*Ackerman*, 1977, *Jacobson*, 1998).

1.2.3.1.2 Le rayonnement atmosphérique infrarouge Les études s'attachant au rayonnement atmosphérique infrarouge reçu au sommet de la canopée urbaine s'accordent sur le fait que ce terme contribue à un apport énergétique supplémentaire pour les zones urbaines par rapport aux zones rurales aux alentours (1.4).

TAB. 1.4: Etudes sur l'anomalie de rayonnement atmosphérique infra rouge

Auteur	Lieu	anomalie moyenne
<i>Oke et Fuggle</i> (1972)	Montreal	$+7-40 \text{ W m}^{-2}$ 2-25%
<i>Rouse et al.</i> (1973)	Hamilton	30% (midi)
<i>Aida et Yaji</i> (1979)	Tokyo	6-10%
<i>Estournel et al.</i> (1983)	Toulouse	$+15-25 \text{ W m}^{-2}$
<i>Tapper</i> (1984)	Christchurch	7.5%
<i>Nuñez et al.</i> (2000)	Göteborg	$+11 \text{ W m}^{-2}$
<i>Christen et Vogt</i> (2004)	Basel	0

Deux processus peuvent à priori expliquer ce surplus : les variations de la composition atmosphérique, qui peuvent modifier l'émissivité, et les variations du profil de température, notamment par le biais de l'ICU dans la couche limite urbaine. *Estournel et al.* (1983) ont mené une étude numérique complète incluant la prise en compte de la vapeur d'eau, du dioxyde de carbone, de l'ozone

et des aérosols. Dans cette étude, la contribution de la variation d'émissivité liée aux gaz est de l'ordre de 3 W m^{-2} pour les flux nocturnes, de moins de 1 W m^{-2} pour l'effet des aérosols, et de l'ordre de 11 à 13 W m^{-2} pour le profil de température. Cependant, dans cette étude, le phénomène de «crossover» (figure 1.2) n'est pas considéré et il faudrait certainement revoir à la baisse la contribution du profil de température. La faible contribution des variations d'émissivité liées au dioxyde de carbone est confirmée par *Balling et al.* (2001). Ceux-ci forcent un modèle de transfert radiatif par la concentration de CO_2 dans la couche limite de Phoenix (supérieure à celle de l'environnement régional) et constatent que cela ne contribue pas de manière significative à l'augmentation du rayonnement infrarouge reçu à la surface. Pendant la journée, les particules d'aérosols peuvent intervenir indirectement dans l'émission infrarouge en absorbant du rayonnement global et en contribuant au réchauffement de la couche limite urbaine (*Bergstrom et Viskanta*, 1973).

1.2.3.2 Rayonnement montant : l'effet de la géométrie et des matériaux urbains

Les rayonnements montants sont principalement affectés par la géométrie et les propriétés radiatives des matériaux urbains.

1.2.3.2.1 Le rayonnement global L'étude pionnière de *Nunez et Oke* (1977) montre, par le biais de mesures, l'importance des réflexions qui peuvent avoir lieu dans le canyon urbain à cause de son agencement tridimensionnel. Ils constatent ainsi un second pic de rayonnement global incident en fin de journée pour un capteur pointant vers l'est, c'est la réflexion du mur orienté vers l'ouest éclairé à cette période de la journée. Ces phénomènes de réflexion confèrent à la surface urbaine un albédo plus faible que des surfaces planes équivalentes. Par le biais de mesures, *Aida* (1982) montre que l'absorption du rayonnement global d'un canyon urbain d'un rapport d'aspect de 1 est environ 20% plus forte qu'une surface plane du même matériau. *Aida et Gotoh* (1982) construisent un modèle numérique intégrant les réflexions multiples (direct et diffus) dans le canyon et qui reproduit les résultats obtenus au cours de la modélisation physique (*Aida*, 1982). *Aida et Gotoh* (1982) montrent que, même avec des albedos de surface uniformes pour les différents éléments du canyon, l'albedo décroît au fur et à mesure que la fraction occupée par les canyons augmente. *Arnfield* (1982) met en place le même type de modèle numérique et l'applique sur une ville réelle (Columbus, Ohio). Il conclut que l'albedo croît radialement depuis le centre ville vers les banlieues. Sur la base de ces études et de quelques autres, *Oke et Cleugh* (1987) proposent pour l'albedo en milieu urbain des valeurs comprises entre 0.10 et 0.27 avec une moyenne à 0.15.

L'amplitude de variation diurne de l'albedo ne doit pas être négligée dans

TAB. 1.5: Albédo pour différents paysages

Paysage	Albédo effectif	Sources
Noyau urbain	0,12	<i>Sailor et Fan</i> (2002)
Zone Industrielle, commerciale	0,15	<i>Sailor et Fan</i> (2002)
Zone résidentielle	0,17	<i>Sailor et Fan</i> (2002)
Pelouse	0,16-0,26	<i>Oke et Cleugh</i> (1987)
Forêt	0,15-0,20	<i>Oke et Cleugh</i> (1987)
Cultures	0,15-0,25	<i>Oke et Cleugh</i> (1987)

le paysage urbain caractérisé par la présence de structures verticales. *Sailor et Fan* (2002) montrent qu'en utilisant l'albédo estimé au nadir, plutôt qu'un albédo variant au cours de la journée, on peut sous estimer le bilan radiatif net (dans le solaire) de 11 à 22% selon l'urbanisation. Ils proposent l'utilisation d'un albedo effectif et les valeurs présentées dans le tableau 1.5. En moyenne pour une zone urbaine, ils suggèrent une valeur de 0.15 ± 0.02 . Avec leur modèle, ils évaluent la variation d'albedo en prenant en compte l'hétérogénéité de hauteur des bâtiments (en comparaison avec la représentation idéale du canyon pour laquelle la hauteur des bâtiment est homogène) ainsi que la sensibilité aux valeurs d'albedo des éléments constitutifs du canyon ou l'encaissement du canyon. Ils constatent une diminution légère de l'albedo avec le rapport d'aspect des rues (1% de variation pour une variation de H/W entre 1 et 3). Par contre, ils constatent que la sensibilité à l'albedo des toits est plus importante : 7% de variation de l'albedo effectif d'un paysage urbain pour une variation de l'albedo des toits de 10%. Enfin, l'hétérogénéité de la hauteur des bâtiments tend à augmenter l'albedo, et ce d'autant plus que les facettes du canyon ont des albedos différents et que l'albedo des murs est plus important. Les modèles utilisant une représentation régulière et homogène des bâtiments risquent donc de surestimer l'impact de la géométrie dans les zones urbaines très hétérogènes.

1.2.3.2.2 L'infrarouge Le rayonnement infrarouge émis au sommet de la canopée urbaine est plus élevé que pour les surfaces rurales aux alentours. Ce constat a été fait au cours de nombreuses expériences déjà citées (*Oke et Fuggle*, 1972, *Estournel et al.*, 1983). Cela tient, en premier lieu, à des températures de surface qui sont plus élevées en ville. Une séparation importante est à faire entre les échanges dans la canopée et ceux au-dessus des toits. *Fuggle et Oke* (1976) mesurent la divergence radiative nocturne au-dessus des toits. Le refroidissement radiatif est alors plus fort que le refroidissement réel de la température de l'air donc ils supposent un apport par flux de chaleur sensible. Par contre, dans cette étude, ils ne font pas de comparaison simultanée avec la divergence en zone rurale. *Nuñez et Oke* (1976) s'intéressent alors à la divergence radiative dans le canyon et constatent qu'elle est nettement plus

faible que la divergence au-dessus des toits ou en zone rurale. Ces résultats s'expliquent par la géométrie du canyon et les facteurs de vue de chacune des surfaces. Les toits ont généralement un facteur de vue du ciel proche de 1 et le ciel est également généralement un puits de rayonnement infrarouge. La route ou les murs du canyon, quant à eux, ont un facteur de vue du ciel plus faible (fonction du rapport d'aspect de la rue) et des facteurs réciproques entre eux. Or, ces surfaces constituent alternativement au cours d'un cycle journalier des sources ou des puits. Lorsqu'il s'agit de puits, ils sont plus faibles qu'un ciel dégagé. *Harman et al.* (2004) étudient le rayonnement émis par le canyon. Ils constatent que lorsque le rapport d'aspect de la rue augmente, la densité de flux net pondérée de l'ensemble des surfaces (routes, murs) diminue. On peut en conclure que la nuit, chacune des surfaces se refroidit moins vite lorsque la rue est encaissée. Dans le même temps, la densité de flux net au sommet du canyon augmente lorsque le rapport d'aspect augmente, ce qui lui confère une émissivité effective plus grande que l'émissivité pondérée de chacune des surfaces. Cet effet résulte de l'augmentation de la surface réelle dans le canyon. *Harman et al.* (2004) comparent également la prise en compte d'un nombre réduit de réflexions (aucune ou une) par rapport à une solution plus complète. Leurs résultats montrent qu'en ne prenant en compte qu'une seule réflexion on peut aboutir à des erreurs sur l'émissivité effective et ce d'autant plus que le rapport d'aspect est important et que l'émissivité est faible. Pour une émissivité de 0.8 et un rapport d'aspect de 2, l'erreur relative en flux net est de 15%.

1.2.3.3 Le bilan net au sommet de la canopée

Malgré toutes les perturbations observées sur chacune des composantes du bilan net, la plupart des expériences de terrain montrent que le bilan net est sensiblement égal à celui d'une zone rurale (*Oke et Fuggle*, 1972, *Christen et Vogt*, 2004) voire légèrement plus faible (*White et al.*, 1978). A l'intérieur d'un même type d'urbanisation, *Schmid et al.* (1991) observent que le bilan net est très peu variable spatialement. Plus récemment et contrairement aux études précédentes, *Pearlmutter et al.* (2005) montrent, à l'aide d'un modèle réduit en extérieur, que l'augmentation de la densité de la canopée conduit clairement à un Q^* plus fort pendant la journée, ce qui augmente la possibilité de stockage.

1.2.3.4 Bilan sur la contribution radiative à l'îlot de chaleur

Oke et Fuggle (1972), en constatant que le bilan radiatif net au sommet de la canopée d'une zone urbaine n'était pas différent de celui d'une zone rurale, concluait que le bilan radiatif avait un impact faible sur l'ICU. Ce propos doit être modéré et la contribution radiative doit être évaluée selon le type d'ICU que l'on cherche à évaluer. Effectivement comme *Oke et Fuggle* (1972), on peut conclure que l'ICU juste au-dessus des toits est très peu dépendant du bilan

radiatif. Cependant cet ICU n'est pas celui qui nous intéresse le plus. Dans la couche limite et en situation de vent très faible, une contribution faible provient de l'absorption de rayonnement global par les particules d'aérosols. A l'intérieur de la canopée urbaine, la géométrie ralentit le refroidissement radiatif de chacune des surfaces (*Harman et al.*, 2004) ce qui est une contribution importante à l'ICUC.

1.2.4 Le flux turbulent de chaleur sensible

La définition du flux turbulent de chaleur sensible a été introduite dans la section 1.2.1

1.2.4.1 Méthode de mesure

La méthode la plus couramment utilisée actuellement pour mesurer le flux de chaleur sensible est la méthode dite des corrélations. Elle se base sur des mesures à haute cadence (typiquement de 10 à 50 Hz) des composantes du vent et de la température à partir d'anémo-thermomètre ultrasonique. Les mesures sont ensuite filtrées pour le calcul des fluctuations turbulentes et de la corrélation entre elles. Les erreurs de mesure de cette méthode sont difficiles à évaluer parce qu'elles sont de plusieurs natures (instrumentale, théorique). *Foken et Wichura* (1996) estiment que les flux turbulents sont mesurés par cette méthode avec une précision relative de $\pm 20\%$.

1.2.4.2 Caractéristique au dessus d'une zone urbaine

De manière générale, Q_H est plus fort au-dessus des zones urbaines que des zones rurales et il constitue le principal puits d'énergie à la surface. Cette caractéristique a été avancée dès les premières études (*Yap et Oke*, 1974) et confirmée régulièrement pour différents types d'urbanisation et de saisons : des zones périurbaines d'Amérique du Nord (été, *Cleugh et Oke* 1986, *Grimmond et Oke* 1995) ou d'Asie (toute l'année *Moriwaki et Kanda* 2004), des zones industrielles (été, inclus dans *Grimmond et Oke* 1999), des centres villes européens (été pour *Grimmond et al.* 2004 et toute l'année pour *Christen et Vogt* 2004, *Offerle et al.* 2005) ou des modèles réduits en extérieur (*Pearlmutter et al.*, 2005). Cependant, certaines études ont également montré des écarts à cette propriété. Pour le centre ville de Mexico, *Oke et al.* (1999) montrent que le bilan d'énergie est dominé par ΔQ_S . Ils attribuent ce comportement à la densité de la zone d'étude et les fortes capacités thermiques des bâtiments (murs en pierre épais). Concernant la comparaison entre un centre ville et son environnement, les caractéristiques générales ont principalement été établies pour des villes de la zone tempérée dont l'environnement a une fraction de végétation importante et des ressources en eau abondantes. Ainsi, des déviations peuvent

être observées par rapport à ce schéma dès lors que l'on se place dans d'autres types de villes entourées par le désert ou une zone aride par exemple. *Oke et Grimmond* (2001) montrent des valeurs plus faibles de Q_H pour Tucson et Sacramento que pour leur environnement. Pour ces cas particuliers, ils observent que Q_E est plus fort en centre ville à cause de l'irrigation des zones vertes ou des jardins en ville.

L'analyse des relations entre Q_H (ou plus judicieusement du rapport normalisé Q_H / Q^*) et la densité surfacique de sols imperméables ne montre pas l'existence d'une relation universelle fiable entre ces deux grandeurs : *Oke et al.* (1999) émettent l'hypothèse qu'en premier lieu la partition de l'énergie radiative disponible se fait entre Q_E et ΔQ_S ; Q_H ne serait pas alors le terme ayant la signature la plus marquée pour un site urbain. Il faut souligner que Q_H a d'autres composantes que la réponse "naturelle" de la surface urbaine à l'apport d'énergie radiative. Les rejets de chaleur par les véhicules, les systèmes de chauffage ou les industries constituent une contribution anthropique directe. Enfin, le chauffage domestique en hiver entraîne des températures de surface des bâtiments plus importantes que la température de l'air, soit une contribution indirecte. Ainsi, *Offerle et al.* (2006b) constatent qu'en hiver le flux de chaleur sensible est en moyenne plus fort que le bilan radiatif quelle que soit l'heure de la journée. Ceci illustre bien l'impact de la source anthropique sur Q_H .

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 ondelette des signaux de température et de composante verticale 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 que ces surfaces présentent.

1.2.5 Le flux de chaleur latente

1.2.5.1 Définition

Le flux turbulent de chaleur latente est l'équivalent énergétique du flux de vapeur d'eau transporté verticalement par les mouvements turbulents. Il s'exprime selon l'équation suivante :

$$Q_E = \bar{\rho} L_v \overline{w'r'}. \quad (1.5)$$

Dans le cas d'une surface plane et homogène pour laquelle on cherche à établir le bilan d'énergie à l'interface, le flux turbulent de chaleur latente, noté Q_E , est le flux d'énergie associé à l'évaporation d'eau. La vapeur d'eau est ensuite transportée par les mouvements turbulents. Dans le cas d'un paysage urbain, l'approche retenue par *Oke* (1988) est celle d'un volume de contrôle et Q_E correspond au flux à travers la face supérieure du volume. Dans ce cas, le flux turbulent de vapeur d'eau à travers cette surface peut résulter de l'évaporation à la surface, d'une divergence au sein du volume de contrôle, ou d'un apport par les combustions liées à l'activité humaine.

1.2.5.2 Méthode de mesure

La méthode des corrélations (voir Q_H) est également couramment utilisée pour la mesure de Q_E . Dans ce cas, en plus d'un anémomètre ultrasonique, un hygromètre rapide est utilisé pour mesurer les fluctuations de la quantité de vapeur d'eau. Ces instruments sont généralement basés sur une mesure optique dans une longueur d'onde sensible à la vapeur d'eau.

1.2.5.3 Caractéristiques au dessus d'une zone urbaine

En zone urbaine, Q_E est généralement le plus faible des termes puits du bilan d'énergie. Ceci résulte principalement de la raréfaction de la végétation ou des sols imperméables. Ainsi, on peut retrouver que le rapport de Bowen ($\beta = Q_H/Q_E$) est proportionnellement inverse à la fraction surfacique occupée par la végétation (*Offerle et al.*, 2006a). Cependant, plusieurs études montrent que le taux d'évaporation des surfaces végétales éparpillées au coeur de la ville peut être plus élevé que celui que l'on observe pour une surface de végétation identique au milieu d'un paysage naturel (*Oke*, 1979, *Moriwaki et Kanda*, 2004, *Offerle et al.*, 2006a). En l'absence d'irrigation, il est supposé que ce taux anormal d'évaporation résulte de phénomène de micro-advection d'air chaud et sec depuis les éléments de surface sans végétation. Dans leur étude, *Moriwaki et Kanda* (2004) montrent qu'en ramenant Q_E à la surface occupée par la végétation, ce flux équivaut à deux fois l'énergie disponible. Cette caractéristique est un élément important pour les aspects de modélisation. Par exemple, dans le cas d'un modèle où les échanges surfaces urbaines/atmosphère et surfaces végétales/atmosphère sont représentés dans des modules séparés, ce type de phénomène n'est pris en compte qu'indirectement par le modèle atmosphérique.

Le flux résultant des combustions par l'activité humaine a été régulièrement considéré comme une source non négligeable qui serait à l'origine de l'îlot d'humidité (*Hage*, 1975). Plus récemment, plusieurs estimations montrent plutôt qu'il s'agit d'une source négligeable. Par exemple *Holmer et Eliasson* (1999) estiment que le dégagement par le trafic serait de $0,36 \text{ g m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ soit $0,28 \text{ W}$

m^{-2} . La faiblesse de ces chiffres est confirmée par *Moriwaki et Kanda* (2004). Cependant une contribution anthropique est observée sur les mesures du bilan d'énergie. *Offerle et al.* (2006b) estiment, pour un site densément urbanisé de Łódź, que le flux latent représente $\simeq 40\%$ de l'apport radiatif en moyenne annuelle. Pendant les cas d'hiver par contre, cette proportion monte jusqu'à 90-120%. Pour les mois de décembre et janvier, Q_E est toute la journée plus fort que Q^* . L'hypothèse la plus probable est qu'il s'agisse d'une contribution indirecte du terme anthropique : le chauffage domestique réchauffe la surface ce qui entraîne une évaporation d'eau lorsque celle ci est présente.

Il convient de souligner que ces caractéristiques correspondent à des villes des latitudes tempérées en comparaison avec leur environnement (cultures, forêts, etc...) et plutôt en conditions sèches. L'évaporation pour une surface urbaine après un épisode pluvieux est encore inconnue. Enfin, si on considère des villes au milieu de zone semi-aride, l'existence de zones irriguées en ville peut conduire à un flux de chaleur latente plus important que dans l'environnement de la ville.

1.2.6 Le terme de stockage

1.2.6.1 Définition

Le terme de stockage, noté ΔQ_S (*Oke*, 1987), désigne la variation, par unité de temps, de la quantité d'énergie interne du volume de contrôle rapportée à la surface horizontale de celui-ci (par exemple la surface de la face supérieure de ce volume). Il s'exprime donc, comme une densité surfacique de flux en W m^{-2} . Tous les éléments du volume de contrôle peuvent stocker de l'énergie : les bâtiments, l'air, le sol, la végétation. Cependant certains éléments sont quantitativement prépondérants comme les bâtiments ou le sol. Il est à noter que, dans le cas des forêts, en plus du terme de conduction du bilan d'énergie classique, il faut prendre en compte un terme de stockage dans la canopée (*Aston*, 1985, *Moore et Fisch*, 1986).

1.2.6.2 Méthode de mesure

Les premières études s'intéressant à ΔQ_S se sont naturellement tournées vers les méthodes utilisées pour mesurer Q_G . Ce fut le cas des études de terrain de *Yap et Oke* (1974) ou *Nuñez et Oke* (1976) pour lesquelles des fluxmètres ont été intégrées dans certains éléments de la surface : murs, routes. Les mesures effectuées avec cette méthode en ont montré les limites. Malgré la variété de surfaces et d'orientations équipées, cette méthode souffre évidemment d'un problème d'échantillonnage en plus des difficultés techniques liées à l'implantation des plaques de flux. Par la suite *Oke et Cleugh* (1987) ont proposé une estimation de ΔQ_S par le résidu des termes généralement mesurés du bilan

d'énergie (Q^* , Q_H et Q_E) :

$$\Delta Q_S \simeq Q^* - (Q_H + Q_E) \quad (1.6)$$

Dans leur étude, *Oke et Cleugh* (1987) supposent que le terme d'advection est négligeable (suite à une estimation par *Steyn*, 1985). Le flux anthropique, Q_F , est également négligé par cette méthode, mais *Oke et Cleugh* (1987) considèrent que son inclusion conduirait à un double comptage de ce terme puisque les termes mesurés incluent déjà une signature de Q_F . Cette considération sera révisée dans le chapitre 4. La plupart des études utilisant cette méthode portent sur des cas estivaux pour lesquels Q_F est peu significatif et leurs résultats ne sont pas affectés par cette hypothèse. Un autre problème inhérent à cette méthode d'estimation de ΔQ_S est la non superposition géométrique des empreintes¹ des mesures des flux radiatifs et des flux turbulents. Pour les flux radiatifs montants, l'empreinte au sol est circulaire autour de la projection au sol du point de mesure, et 50% du signal provient du disque dont le rayon est égal à la hauteur du capteur (*Schmid*, 1997). L'empreinte des flux turbulents (de température, humidité, dioxyde de carbone) est elliptique et alignée dans la direction du vent. L'aire ayant la plus grande influence est en amont des instruments et la contribution diminue avec l'éloignement. Les dimensions de l'empreinte varient considérablement avec la hauteur de mesure, la rugosité, la stabilité atmosphérique. Pour se donner un ordre de grandeur, considérons l'exemple donné par *Schmid et Oke* (1990) : soit une hauteur de mesure de 25 m, une longueur de rugosité de 0,5 m et un écoulement pour lequel la longueur de Monin-Obukhov vaut -100 m, la vitesse de frottement est de $0,3 \text{ m s}^{-1}$ et l'intensité de la turbulence du vent traversier est de $1,2 \text{ m s}^{-1}$. Pour cette situation, l'aire source contribuant à 50% du flux turbulent a son grand axe entre 100 m et 650 m en amont des instruments avec une largeur maximale de 250 m environ. La dernière source d'erreur de cette méthode est le problème connu de la sous estimation des flux turbulents par la méthode des corrélations (*Wilson et al.*, 2002, *Oncley et al.*, 2007, *Mauder et al.*, 2007) ; ce qui laisse à penser que cette méthode, même en incluant le terme Q_F , a tendance à surestimer ΔQ_S (*Christen et Vogt*, 2004). Les intégrations sur le long terme montrent des valeurs parfois non réalistes de ΔQ_S (*Grimmond et Oke*, 1999, *Christen et Vogt*, 2004). Ces considérations sur ΔQ_S sont discutées dans le chapitre 4.

Plus récemment, *Offerle et al.* (2005) proposent la méthode des températures de surfaces élémentaires pour estimer ΔQ_S . Ils utilisent des mesures de température de la surface extérieure et à l'intérieur des bâtiments pour forcer les équations de conduction de la chaleur dans les murs, les toits ou la route. Les limites de cette dernière méthode sont liées aux problèmes d'échantillonnage des mesures de température et également à la nécessité de connaître les caractéristiques thermiques des différents éléments du bâtiment.

¹on désigne par empreinte (de l'anglais footprint), l'aire au sol qui contribue au signal mesuré par un instrument

1.2.6.3 Ordre de grandeur et évolution caractéristiques

ΔQ_S est un terme essentiel du bilan d'énergie urbain. Pendant la période diurne, et pour des conditions estivales et ensoleillées, il atteint un niveau comparable au flux turbulent de chaleur sensible Q_H , soit entre 20 et 30% de Q^* pour des sites périurbains et jusqu'à 50% pour des sites densément urbanisés (Grimmond et Oke, 1999). Si on établit le rapport $Q_H / \Delta Q_S$, il est supérieur à 1 pour des zones périurbaines alors qu'il est inférieur à l'unité pour des zones denses (Grimmond et Oke, 1999). Pour une journée estivale ensoleillée de Toulouse ou Marseille, on peut estimer (par le biais de la méthode du résidu décrite précédemment) que ce terme atteint 200 à 300 W m⁻², soit 2 à 6 fois plus qu'un système naturel (à l'exception de la mer). Une quantité importante de chaleur est donc accumulée dans la canopée – principalement dans les bâtiments – pendant la journée. Elle est ensuite relâchée en soirée et la nuit, ce qui contribue fortement à l'ICU nocturne. L'évolution temporelle de ΔQ_S au cours de la journée n'est pas reliée linéairement avec celle de Q^* . ΔQ_S atteint sa valeur maximale 1 à 2h avant celle de Q^* et de Q_H (Oke et Cleugh, 1987, Grimmond et Oke, 1999). Dans l'après midi, ΔQ_S change de signe 1 à 3h avant le changement de signe de Q^* . Un tracé de l'évolution des deux termes dans un repère Q^* (abscisse) et ΔQ_S (ordonnée) montre une boucle d'hystérésis tournant dans le sens horaire (Oke et Cleugh, 1987). Cette boucle a été décrite dans plusieurs études (Grimmond et al., 1991, Grimmond et Oke, 1999, Pearlmutter et al., 2005) dans le but d'estimer une paramétrisation simple du stockage en fonction du rayonnement net (Oke et Cleugh, 1987, Grimmond et al., 1991). Arnfield et Grimmond (1998) étudient numériquement dans le cas d'un canyon "sec" (sans végétation) la sensibilité de ΔQ_S à quelques caractéristiques de l'environnement :

- plus le paysage urbain est dense (rues étroites et encaissées) plus l'hystérésis est importante,
- plus le vent est fort, plus la fraction de ΔQ_S (rapporté à Q^*) est faible et plus une hystérésis retard est marquée,
- l'augmentation de la capacité des matériaux urbains à absorber de la chaleur (voir section suivante pour la définition de la grandeur μ) tend à augmenter le stockage et l'hystérésis.

La nuit le relâchement de chaleur peut être plus intense que la perte radiative (Christen et Vogt, 2004). La part manquante d'énergie est alors un faible terme positif de flux de chaleur sensible. Offerle et al. (2005), grâce à leur méthode, proposent une estimation de la contribution de chacune des composantes du système urbain (mur, toit, route) à ΔQ_S . Leurs résultats montrent que le stockage dans les toits a lieu avant celui des murs (à l'échelle du cycle diurne) mais que les quantités stockées par ces deux éléments sont similaires. Les toits sont fins et ont des variations de températures importantes alors que c'est l'inverse pour les murs. Le stockage dans les routes est légèrement inférieur mais reste d'un ordre de grandeur comparable. Sur des périodes de plusieurs

jours, *Offerle et al.* (2005) estiment que les variations de ΔQ_S peuvent atteindre environ 10 W m^{-2} . Des intégrations sur des plus longues périodes (mois, année) réduisent l'amplitude de ces variations.

1.2.6.4 Cause de perturbations en comparaison avec un environnement rural

En comparaison avec un environnement rural, l'amplitude de variation de ΔQ_S est plus forte : il y a plus de stockage pendant la journée et plus de relâchement de chaleur pendant la soirée et la nuit (*Grimmond et Oke*, 1995; 1999, *Christen et Vogt*, 2004). De plus, le relâchement de chaleur d'un paysage urbain se fait plus lentement que celui d'un paysage rural. Parmi les causes expliquant la modification de l'amplitude, la géométrie tridimensionnelle du paysage urbain offre une surface active supérieure à celle d'une surface plane, ce qui augmente l'utilisation de l'apport radiatif sous forme de conduction de chaleur dans les éléments urbains (*Arnfield et Grimmond*, 1998). Ensuite, les propriétés thermiques des matériaux urbains sont souvent invoquées. Les grandeurs thermiques caractéristiques de matériaux présents en zone rurale et de matériaux de construction sont présentées dans le tableau 1.6. On considère la masse volumique (ρ), la capacité thermique massique (c), la capacité thermique volumique ($C = \rho c$), la conductivité thermique (λ) et l'effusivité thermique² ($\mu = \sqrt{\lambda C}$). Cette dernière grandeur indique la vitesse à laquelle la température de surface d'un matériau varie, et exprime aussi la capacité d'un matériau à absorber (ou restituer) de la chaleur. À l'exception des sols saturés, les matériaux urbains ont une capacité thermique volumique plus élevée que celle des matériaux ruraux présentés dans le tableau 1.6. Ils ont aussi régulièrement une meilleure conductivité thermique. En conséquence, ils ont une meilleure effusivité thermique, ce qui facilite le stockage et relâchement de chaleur pendant le cycle diurne. Certains auteurs (*Goward*, 1981, *Runnalls et Oke*, 2000) estiment qu'à cause de ces variations de l'effusivité thermique des matériaux ruraux en fonction de leur contenu en eau, on ne peut pas attribuer l'augmentation de l'amplitude de ΔQ_S en ville à μ . Dans le cas où l'environnement d'une ville présente un sol sec, l'influence de μ est acceptée. Pour les cas de sols humides, il est à noter que l'évaporation risque d'être le terme prépondérant pour les surfaces rurales alors que pour les surfaces urbaines (à l'exception peut être d'une pluie) ce terme sera faible et en compensation ΔQ_S sera un terme important.

D'autres considérations sont également à prendre en compte. La capacité d'évaporation d'une surface urbaine est en général plus faible que celle d'une surface rurale sauf sans doute après un épisode pluvieux. Il y a donc une disponibilité plus grande de l'énergie solaire pour chauffer la surface, ce qui

²Cette grandeur est aussi appelée «thermal admittance» (*Oke*, 1987)

TAB. 1.6: Caractéristiques thermiques de matériaux naturels et de construction adapté de *Goward* (1981) et *Oke* (1987).

Matériau	carac.	ρ kg m^{-3} $\times 10^3$	c $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ $\times 10^3$	C $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ $\times 10^6$	λ $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$	μ J m^{-2} $\text{s}^{-1/2} \text{K}^{-1}$
Sol sableux	sec	1,60	0,80	1,28	0,30	620
(40% pore)	saturé	2,00	1,48	2,96	2,20	2550
Sol argileux	sec	1,60	0,89	1,42	0,25	600
(40% pore)	saturé	2,00	1,55	3,10	1,58	2210
Tourbe	sec	0,30	1,92	0,58	0,06	190
(80% pore)	saturé	1,10	3,65	4,02	0,50	1420
Asphalte		2,11	0,92	1,94	0,75	1205
Béton	dense	2,40	0,88	2,11	1,51	1785
Pierre		2,68	0,84	2,25	2,19	2220
Brique		1,83	0,75	1,37	0,83	1065
Tuile	argile	1,92	0,92	1,77	0,84	1220
Bois	dense	0,81	1,88	1,52	0,19	535
Polystyrène		0,02	0,88	0,02	0,03	25

a tendance à augmenter ΔQ_S . Enfin, concernant la période de libération de chaleur, une part importante de l'énergie a été accumulée dans les murs ou la route qui le soir ou la nuit ont un refroidissement radiatif plus lent qu'une surface complètement dégagée (section 1.2.3). Le relâchement de chaleur s'en retrouve ralenti.

L'avance du maximum de ΔQ_S sur celui de Q^* , qui n'est pas propre au système urbain, peut s'expliquer par l'évolution de la stabilité dans les premiers niveaux atmosphériques. Le matin, le transfert turbulent vers le haut ne peut commencer que lorsque la surface est plus chaude que l'air. Son efficacité est réduite car il faut vaincre petit à petit la stabilité atmosphérique. Une part importante de l'énergie solaire disponible est alors utilisée pour réchauffer le sol. Plus tard, lorsque les basses couches sont instables, l'efficacité du transfert turbulent est accrue et inversement moins d'énergie est utilisée pour la conduction vers le sol.

1.2.7 L'advection

1.2.7.1 Définition

Oke (1988) décrit surtout les termes d'advection comme des termes horizontaux de transport de chaleur. Cette vision est certainement réduite. Un transport moyen vertical ne résultant pas strictement des échanges sol-atmosphère

peut avoir lieu, de même que du transport de vapeur d'eau qu'il faudra savoir séparer de la composante turbulente.

1.2.7.2 Caractéristiques

De manière générale, les termes d'advection, notamment horizontaux, peuvent exister lorsqu'on observe des hétérogénéités fortes de l'occupation des sols et qui se répercutent sur les gradients de température. Le paysage urbain est très propice à ce type d'hétérogénéité. Il existe principalement la transition entre la zone urbanisée et la campagne mais aussi des transitions à l'intérieur de la ville comme par exemple dans le cas de la présence de parc ou des transitions entre quartiers résidentiels et quartiers commerciaux. C'est en partant de ce constat que quelques études se sont focalisées sur ce terme. *Ching et al.* (1983), par exemple, s'intéressent à l'advection que pourrait provoquer l'ICU dans la couche limite urbaine au-dessus de la ville de Saint Louis. Ils observent une dissymétrie de Q_H mesuré au cours de transects aéroportés à 150 m au-dessus du sol. Sur la partie aval (par rapport à l'écoulement moyen) du transect, Q_H connaît une décroissance forte au fur et à mesure de l'éloignement du centre ville, alors que sur la partie amont, les valeurs de Q_H sont plus fortes dès l'entrée dans la ville et augmentent de manière progressive pour atteindre un maximum au-dessus de la zone la plus densément urbanisée. Ils expliquent cette dissymétrie par l'advection d'air froid en amont du centre ville qui favorise les échanges avec la surface urbaine chauffée et au contraire un panache d'air plus chaud en aval qui réduit alors la possibilité d'échange. Dans leur étude, *Ching et al.* (1983) disposaient également de mesures par la méthode des corrélations sur des mâts de 30 m et ils observent que les flux sont plus forts lorsque l'écoulement vient du secteur le moins urbanisé, donc le plus froid que lorsqu'il provient du secteur le plus urbanisé, donc le plus chaud. La ville de Göteborg a été le terrain de plusieurs études sur la circulation que pourrait induire l'îlot de chaleur (*Eliasson et Holmer*, 1990) et l'advection qui en résulterait. *Haeger-Eugensson et Holmer* (1999) estiment que le terme d'advection horizontale atteint $9,3 \text{ W m}^{-2}$ autour du centre ville de Göteborg, ce qui résulte en un refroidissement potentiel de $0,3 \text{ K h}^{-1}$. Comme ils le soulignent dans cette étude, un des intérêts de se pencher sur l'advection qui serait liée à la brise urbaine est l'effet régulateur que ce terme pourrait engendrer sur l'îlot de chaleur. Plus récemment, *Spronken-Smith et al.* (2006) faisant le constat de termes manquants dans le bilan d'énergie qu'ils établissent évaluent l'advection liée à des brises de terre. Ils estiment un terme d'advection non négligeable allant jusqu'à 30 W m^{-2} mais insuffisant pour expliquer le terme manquant de leur bilan.

A plus petite échelle, *Eliasson et Upmanis* (2000) observent des écoulements divergents autour de parcs urbains à Göteborg et à Copenhague. Les vitesses rapportées restent très faibles ($< 0,5 \text{ m s}^{-1}$). L'intérêt de ce type d'étude porte

aussi sur la ventilation à l'intérieur de la ville et la limitation du stress thermique. Les phénomènes d'advection à très petite échelle ont des conséquences aussi sur le flux d'évaporation des surfaces végétales de la ville comme l'a rapporté *Oke* (1979). L'advection reste sans doute le terme le plus méconnu du bilan d'énergie urbain proposé par *Oke* (1988).

1.2.8 Le flux de chaleur anthropique

Le flux de chaleur anthropique, Q_F , désigne tous les apports d'énergie qui résultent de l'activité humaine. Il s'agit des combustions pour les véhicules, les systèmes de chauffage ou l'industrie, mais aussi de l'utilisation de l'électricité ou du métabolisme des individus.

1.2.8.1 Estimation du terme anthropique par inventaire de la consommation d'énergie

La méthode d'estimation de Q_F la plus répandue consiste à procéder à un inventaire de la consommation d'énergie (*Grimmond*, 1992, *Khtysik*, 1996, *Ichinose et al.*, 1999, *Sailor et Lu*, 2004). Q_F est alors décomposé en trois termes :

$$Q_F = Q_V + Q_B + Q_M \quad (1.7)$$

où Q_V est le dégagement de chaleur par les véhicules, Q_B est la contribution des sources fixes (bâtiments et industries) et Q_M celle du métabolisme. La réalisation d'un inventaire de consommation d'énergie est soumise à la disponibilité des données d'origine (trafic, électricité, gaz, etc...). La recherche d'une haute résolution spatiale et temporelle comme dans le cas de *Grimmond* (1992) est très fastidieuse et ne permet pas d'avoir accès à une large couverture spatiale. Cependant en reconstituant la consommation d'énergie dans l'empreinte au sol de son site de mesure, elle peut se confronter à des mesures du bilan d'énergie. Une méthode plus généralisable est d'utiliser des données à une échelle spatiale plus large (par exemple l'échelle d'un état des Etats Unis dans *Sailor et Lu*, 2004) et une résolution plus faible (le mois dans *Khtysik*, 1996). Ensuite, en utilisant d'autres indications, éventuellement statistiques, sur le lieu et l'heure de consommation de ces données, *Sailor et Lu* (2004) arrivent à reconstituer des cycles journaliers typiques de Q_F .

1.2.8.1.1 Evaluation de l'apport de chaleur par le trafic *Grimmond* (1992) et *Sailor et Lu* (2004) présentent le même type d'approche pour évaluer ce terme :

$$Q_V(h) = D_m \times F(h) \times \rho_{pop}(h) \times E \quad (1.8)$$

où D_m (m) est la distance moyenne parcourue par une personne et par jour, $F(h)$ (%) est une fonction normalisée qui représente la charge horaire de trafic

(cette fonction peut être disponible pour différentes zones de la ville), $\rho_{pop}(h)$ (m^{-2}) est la densité de population horaire dans une certaine zone de la ville et E (J m^{-1}) est l'énergie utilisée par mètre de trajet. On peut noter que cette méthode s'appuie essentiellement sur des données statistiques qui résultent d'enquêtes sur les déplacements. Ce type de données est disponible sur de nombreuses grandes villes. Un des avantages de cette formulation est qu'elle tient implicitement compte de l'ensemble des moyens de transports à l'intérieur d'une ville en se basant sur la population totale mais elle leur affecte la même efficacité énergétique que la voiture. Un de ses inconvénients est que la localisation dépend essentiellement des variations spatio-temporelles de densité de population mais pas de la structure du réseau routier. Une autre méthode possible est celle de *Ktysik* (1996) qui se base sur la consommation globale de carburant à l'échelle de toute l'agglomération. Il en déduit une valeur moyenne mais ne présente pas de démarche pour avoir accès au cycle diurne et à la variabilité spatiale. La consommation d'énergie par les trains, métro ou autre moyen de transport n'est dans ce cas pas prise en compte.

1.2.8.1.2 Evaluation de la consommation d'énergie par les sources fixes

Derrière les sources fixes de consommation d'énergie se cache un large éventail d'utilisations. Premièrement, on y regroupe les consommations domestiques comme le chauffage ou la climatisation, les luminaires, l'électroménager et la production d'eau chaude sanitaire. Ces besoins énergétiques ne sont pas uniquement ceux du secteur domestique, ils s'appliquent aussi à tous les locaux de type bureaux et commerces. La seconde catégorie à considérer est celle des consommations industrielles pour lesquelles l'accès à des données est souvent difficile. Dans son estimation de Q_F , *Grimmond* (1992) se base sur les données de consommation bimestrielle pour un jeu de consommateurs classés selon le mode d'utilisation des locaux (privé, bureaux, etc...). D'autres études (*Ktysik*, 1996, *Ichinose et al.*, 1999, *Sailor et Lu*, 2004) font une évaluation à une échelle plus large à partir des données mensuelles de consommation des différents types d'énergie qu'ils rapportent à la population desservie. *Sailor et Lu* (2004) utilisent ensuite un cycle journalier horaire qui dépend de la saison pour avoir accès à la variabilité temporelle. La localisation de la consommation est ensuite réalisée à partir de la distribution spatiale de la densité de population.

1.2.8.1.3 Evaluation du dégagement de chaleur par le métabolisme

L'estimation du terme Q_M se fait à partir de valeurs statistiques sur le dégagement moyen de chaleur par personne en fonction de son activité physique. Pour des raisons de simplicité, on utilise deux valeurs pour ce dégagement pendant le cycle diurne : une pour le jour (175 W) et une pour la nuit (75 W). L'utilisation de cartes de densité de population permet ensuite de localiser ce dégagement de chaleur.

1.2.8.2 Estimation du terme anthropique à partir de mesure du bilan d'énergie

L'effet de Q_F peut être visible sur des mesures du bilan d'énergie. Par exemple, pour la ville de Łódź (Pologne) en hiver, *Offerle et al.* (2006b) observent que les flux turbulents de chaleur sont plus forts que l'apport radiatif. Il y a donc une source d'énergie supplémentaire qui alimente ces flux. Une méthode d'estimation intéressante de Q_F est alors de s'appuyer sur des mesures du bilan d'énergie. C'est ce que propose *Offerle et al.* (2005). Dans cette étude, ils proposent une méthode pour estimer le stockage (voir 1.2.6.2) et estiment ainsi Q_F par résidu de l'ensemble de ces mesures (Q^* , Q_H , Q_E et ΔQ_S). Ils négligent les contributions possibles de l'advection. Un des avantages de cette méthode est qu'elle permet d'avoir, a priori, accès à l'ensemble des sources d'énergie contrairement à un inventaire de la consommation d'énergie qui n'échantillonne obligatoirement qu'une partie des consommations d'énergie. Avec cette méthode, *Offerle et al.* (2005) accèdent également à la connaissance de la variabilité temporelle de Q_F puisque ces mesures sont au pas horaire. *Christen et Vogt* (2004) font le constat d'un terme manquant sur le bilan d'énergie annuel qu'ils établissent à Bâle. Ils attribuent cela à la source anthropique mais ne proposent pas de méthode pour améliorer la résolution temporelle de leur estimation. Les deux méthodes citées, en se basant sur le résidu des mesures du bilan d'énergie, souffrent de l'accumulation des erreurs de mesure. Puisque les mesures de flux radiatifs et turbulents n'ont pas les mêmes empreintes au sol, des problèmes de représentativité peuvent également se poser. Enfin, les estimations réalisées sont locales et de nombreux sites d'observation seraient nécessaires pour établir la variabilité spatiale de ce terme.

1.2.8.3 Résultats sur le flux anthropiques

1.2.8.3.1 Ordre de grandeur des différentes sources Toutes les études s'accordent sur le fait que le terme Q_M est le plus faible. Pour toutes les saisons, heures de la journée et quelle que soit la densité de population, il ne dépasse pas 5% du flux total (*Sailor et Lu*, 2004). Dans le cas de quartiers extrêmement denses de Paris, la densité peut avoisiner 40000 habitants par kilomètre carré (*APUR*, 2002) et dans ce cas Q_M atteint dans la journée 7 W m^{-2} . Ensuite la répartition entre Q_V et Q_B est plus variable et dépend à la fois de la saison, du climat de la zone d'étude ou du type de quartier étudié. Pour les villes nord américaines, *Sailor et Lu* (2004) estiment que Q_V est le terme prépondérant en été avec 47 à 62% du flux total soit jusqu'à 30 W m^{-2} . En hiver, il représente encore 40% de Q_F . Ces résultats sont en accord avec ceux de *Grimmond* (1992) qui estime pour un quartier résidentiel de Vancouver que Q_V et Q_B sont du même ordre de grandeur, en journée, avec de valeurs de 6 à 8 W m^{-2} . Pendant la nuit, par contre, elle observe des valeurs Q_V très faibles.

Pour *Ichinose et al.* (1999) qui évaluent Q_F sur Tokyo, Q_V a un niveau constant à 30% de Q_F tout au long de l'année. Enfin, pour une ville européenne, *Kłysik* (1996) évalue Q_V à $5,5 \text{ W m}^{-2}$ en centre ville de Łódź, soit 13% de la valeur annuelle moyenne de Q_F alors qu'il estime que le chauffage représente 75% du flux en hiver pour le même type de quartier. *Ichinose et al.* (1999) considèrent que le chauffage représente 34% de Q_F en hiver et estiment qu'une consommation d'énergie très importante vient de la production d'eau chaude avec 51% de Q_F en hiver dans les quartiers centraux de Tokyo où l'implantation hôtelière est forte. Enfin, *Kłysik* (1996) estime la consommation d'électricité (luminaires, industries et électroménager uniquement) à Łódź à 6 W m^{-2} soit 10% de Q_F en hiver mais quasiment 50% pendant la période estivale.

1.2.8.3.2 Variabilité spatiale En comparant les études disponibles, on peut établir les variations de Q_F entre les différents types d'urbanisation d'une ville. *Ichinose et al.* (1999) estiment que le flux au centre de Tokyo dépasse les 400 W m^{-2} le jour en hiver et 120 W m^{-2} en été. Pendant sa période d'étude, des valeurs de 1590 W m^{-2} ont même été relevées en hiver dans une zone de l'hypercentre, où sont notamment concentrés des gratte-ciels d'une cinquantaine d'étages. A Łódź, le centre ville regroupe des petites industries et des habitations. *Kłysik* (1996) évalue Q_F à 18 W m^{-2} en été et 71 W m^{-2} en hiver. Pour des quartiers d'immeubles plus récents, les ordres de grandeur sont identiques avec 14 W m^{-2} en été et 73 W m^{-2} en hiver. Pour des quartiers résidentiels plus éloignés du centre ville, Q_F est plus faible. *Grimmond* (1992) estime qu'il est inférieur à 15 W m^{-2} pour un quartier de banlieue de Vancouver. *Ichinose et al.* (1999) estiment ce flux à 30 W m^{-2} dans les faubourgs de Tokyo. Pour le cas de Łódź, ces valeurs sont estimées en moyenne à 4 W m^{-2} . L'ensemble de ces valeurs ont été reportées dans le tableau 1.7.

1.2.8.3.3 Variabilité temporelle Deux échelles de temps sont généralement considérées : la variation saisonnière qui est climatiquement dépendante et la variation diurne qui dépend plutôt de l'activité humaine. Le cycle diurne est marqué par deux pics en début et fin de journée quelle que soit la saison. Ces deux pics sont principalement liés au trafic (*Sailor et Lu*, 2004). Concernant le chauffage, la consommation présente un saut en début de matinée et diminue au fur et à mesure de la journée (*Ichinose et al.*, 1999). En revanche, pour un quartier résidentiel, *Grimmond* (1992) observe deux pics (matin et soir), et une demande plus basse le jour. *Sailor et Lu* (2004) présentent des courbes de demande en électricité. En été, la courbe est sinusoïdale avec le minimum à 4 h et le maximum à 16 h. En hiver, on observe une forte augmentation de la demande le matin (à partir de 4h) et un nouveau pic en début de soirée (20h) lié au besoin d'éclairage. La variation saisonnière du flux total est, selon les cas, très importante : *Kłysik* (1996) note une variation d'un facteur 4 à 5 entre l'été

TAB. 1.7: Recueil de différentes estimations récentes du terme anthropique.

Ville	urbanisation	Flux (W m^{-2})			Référence
		Hiver	Été	Année	
Lódź	centre ville	71	18	40	<i>Ktysik</i> (1996)
Lódź	péri urbain	8	2	4	<i>Ktysik</i> (1996)
Lódź	centre ville	60	-	22	<i>Offerle et al.</i> (2005)
Vancouver	péri urbain	8	-	-	<i>Grimmond</i> (1992)
Tokyo	centre ville	400	120	-	<i>Ichinose et al.</i> (1999)
Tokyo	péri urbain	30	-	-	<i>Ichinose et al.</i> (1999)
Atlanta	agglomération	8	8	8	<i>Sailor et Lu</i> (2004)
Chicago	agglomération	47	25	-	<i>Sailor et Lu</i> (2004)
Los Angeles	agglomération	19	19	-	<i>Sailor et Lu</i> (2004)
Salt Lake City	agglomération	7	5	-	<i>Sailor et Lu</i> (2004)
San Fransisco	agglomération	41	41	-	<i>Sailor et Lu</i> (2004)
Philadelphie	agglomération	41	26	-	<i>Sailor et Lu</i> (2004)

et l'hiver selon les quartiers (de 12 à 54 W m^{-2} ou de 14 à 73 W m^{-2}). Il est à noter que la climatisation n'est pas nécessaire dans son cas d'étude. *Sailor et Lu* (2004) présentent des variations inférieures à un facteur 2 (de 25 à 47 W m^{-2} pour Chicago, ou encore de 26 à 41 W m^{-2} pour Philadelphie). *Grimmond* (1992) observe, dans un quartier résidentiel, que Q_F est de l'ordre de 10% de Q^* en hiver et au printemps, et qu'il devient négligeable en été. Enfin, *Ichinose et al.* (1999) mesurent pour Tokyo une consommation d'énergie pour la climatisation 4 à 5 fois inférieure à la consommation nécessaire pour le chauffage.

1.3 Conclusion de l'état des lieux des connaissances

1.3.1 Bilan des processus conduisant à l'îlot de chaleur dans la canopée

Alors que la plupart des échanges d'énergie sont modifiés par la surface urbaine, une hiérarchisation des phénomènes conduisant à l'îlot thermodynamique urbain est importante. En premier lieu, on peut noter que l'îlot thermodynamique urbain se met en place en deux temps. Pendant le jour, le processus de stockage de chaleur par la canopée est un processus clé dans la mise en place de l'ICUC (Figure 1.5). Il est accentué par la géométrie de la surface urbaine qui favorise l'absorption de rayonnement solaire dans la canopée et offre une plus grande surface d'échange. De plus, la réduction de la végétation au profit de surfaces imperméables modifie la répartition de l'utilisation de l'ap-

port radiatif au profit du terme de stockage. Enfin les propriétés de conduction thermique des matériaux favorisent encore le stockage. En fin de journée, une forte quantité de chaleur est donc stockée dans la canopée urbaine. Cette énergie est restituée en soirée et maintient un chauffage convectif dans le canyon urbain. A cause de la géométrie du canyon urbain, les surfaces à l'intérieur du canyon subissent des pertes radiatives plus faibles qu'une surface parfaitement dégagée et le relâchement de chaleur se fait à un taux réduit. Il en résulte la mise en place de l'ICUC. Aléatoirement, des bulles chaudes sont éjectées depuis les canyons urbains (Salmond *et al.*, 2005) et un flux de chaleur sensible positif alimente une couche limite urbaine nocturne légèrement convective. On observe le phénomène de «crossover». L'ICUC retarde également la formation de rosée dans la canopée et par effet thermodynamique, il aide au maintien d'une quantité de vapeur d'eau plus importante dans la canopée urbaine.

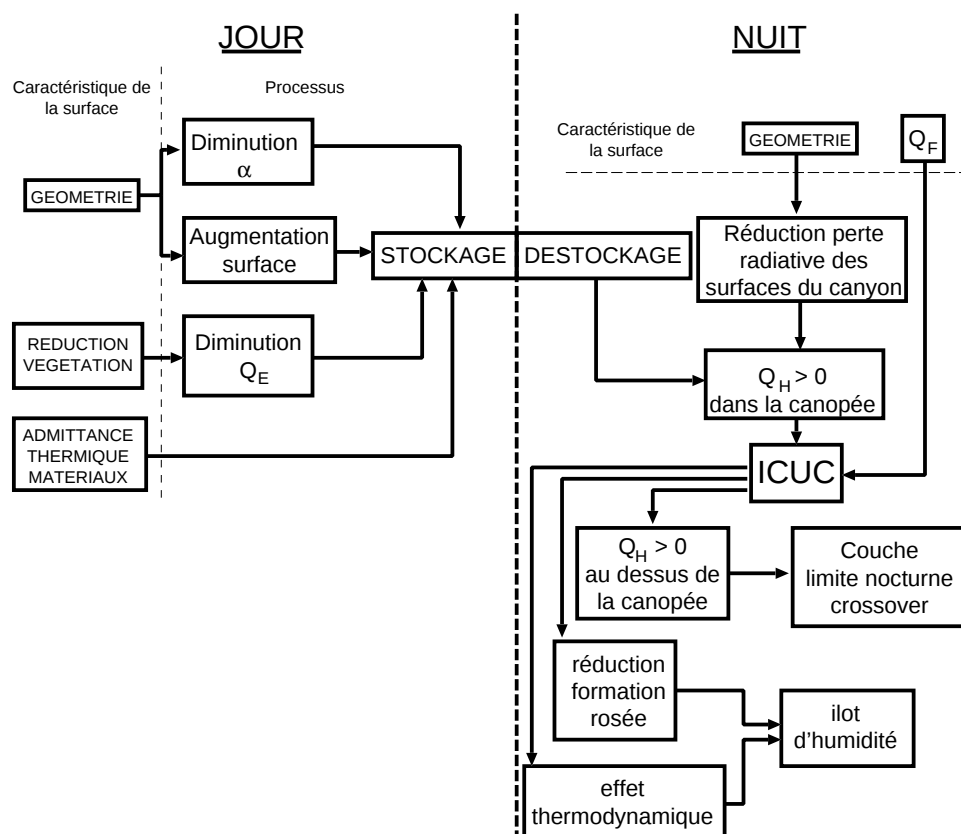


FIG. 1.5: Diagramme des liens entre les caractéristiques de la surface urbaine, les processus et les caractéristiques du climat urbain.

1.3.2 Objectifs de la thèse

Cet état des lieux des connaissances sur le climat urbain a permis de déterminer les axes vers lesquels je devais orienter mes travaux d'exploitation des données acquises pendant les campagnes CLU-ESCOMPTE et CAPITOUL.

Nous avons vu que, jusqu'à très récemment, la majorité des études expérimentales portant sur l'ICUC permettaient, d'avoir accès à une bonne résolution temporelle (cas des études utilisant une station fixe urbaine et une station fixe rurale) ou une bonne résolution spatiale (cas des études se basant sur des mesures réalisées sur véhicule). La description conjointe de la variabilité spatiale et temporelle était très peu fréquente. C'est pour combler cette lacune de la connaissance de l'ICUC et de l'îlot thermodynamique urbain en général qu'a été menée la première étude qui va suivre sur la ville de Marseille (*Pigeon et al.*, 2006). Ces travaux avaient également pour objectif de démontrer la capacité d'un modèle numérique atmosphérique à haute résolution et utilisant une paramétrisation des échanges urbains (Mésoscale NH et TEB) à reproduire la variabilité spatio-temporelle des champs thermodynamiques sur une agglomération. De manière sous-jacente, il était question de démontrer l'intérêt de l'utilisation d'un tel outil pour définir la disposition d'un réseau de mesures.

Ensuite, certains termes du bilan d'énergie des surfaces urbaines demandent à être mieux connus et décrits pour un plus grand nombre de situations. Ainsi, je me suis focalisé dans un deuxième temps sur le terme d'advection (ΔQ_A) au-dessus du centre ville de Marseille qui était soumis à la brise marine (*Pigeon et al.*, 2007b). L'objectif poursuivi était d'estimer ce terme avec les mesures disponibles pendant CLU-ESCOMPTE et, au cas où ce terme se révélerait important d'évaluer la capacité du modèle déjà cité à reproduire ce terme.

En dernier lieu, avec CAPITOUL, le but poursuivi était d'élargir la connaissance du bilan d'énergie des surfaces urbaines, de l'îlot thermodynamique urbain et de la structure de la couche limite à l'ensemble des saisons. Je me suis alors focalisé sur le terme anthropique (Q_F) dans l'intérêt de rechercher la signature qu'il avait sur les termes du bilan d'énergie couramment mesurés, puis de vérifier si cette signature était en accord avec un inventaire de la consommation d'énergie des activités humaines. Ces travaux devaient permettre de fournir au modèle numérique les consommations d'énergie, sur Toulouse, indépendantes de la situation météorologique et de disposer d'un jeu de données pour évaluer la paramétrisation, dans le modèle TEB, de la consommation d'énergie dépendante des conditions climatiques.

Chapitre 2

Variabilité spatio-temporelle de l'îlot thermodynamique urbain à Marseille

2.1 Présentation de la campagne CLU-ESCOMPTE

Au sein du programme ESCOMPTE, un volet, CLU-ESCOMPTE, était dédié à l'étude du climat urbain de Marseille. Parmi ses objectifs figuraient l'étude de la variabilité du bilan d'énergie selon le type d'urbanisation, l'étude conjointe de la variabilité spatiale et temporelle de l'îlot thermodynamique urbain et l'étude de la dynamique de la couche limite urbaine. La phase expérimentale du projet a eu lieu en même temps que la campagne ESCOMPTE du 4 juin au 16 juillet 2001. CLU-ESCOMPTE a ainsi bénéficié de la totalité de l'environnement instrumental d'ESCOMPTE pour décrire le forçage atmosphérique à l'échelle régionale. L'ensemble des données d'ESCOMPTE était disponible à la communauté CLU (et inversement), ce qui a permis une mise en commun intéressante de dispositifs instrumentaux (notamment les moyens aéroportés).

La Figure 2.1 présente le dispositif. Le bilan d'énergie était mesuré sur 4 sites (CAA, OBS, STJ et GLM sur la Figure 2.1) :

- le coeur historique de Marseille dense et uniforme,
- deux quartiers résidentiels hétérogènes composés d'un mélange de maisons individuelles avec jardin et d'immeubles de 4 étages,
- un parc urbain.

Autour de la station du centre historique, la température de surface était mesurée pour plusieurs façades, rues ou toits, choisis avec des orientations différentes. Des descriptions plus fines ont été faites à l'aide d'une caméra infrarouge manuelle. Dans la zone du centre ville élargi, des mesures intégrées du flux de chaleur sensible ont été réalisées sur deux trajets (légèrement inférieurs à 2 km) par un scintillomètre optique. Les mesures de turbulence sont

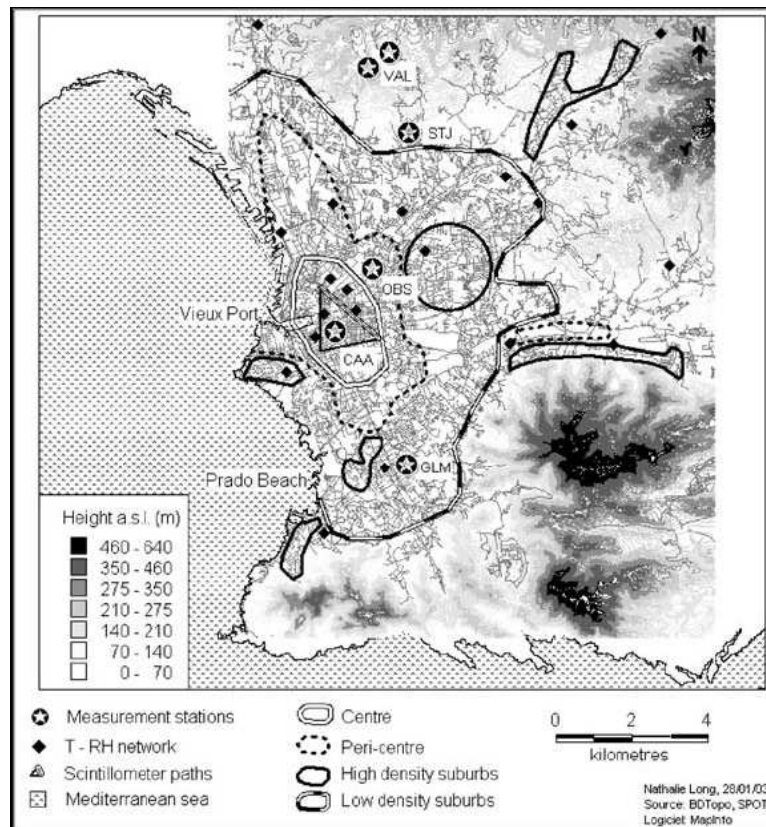


FIG. 2.1: Dispositif expérimental de la campagne CLU-ESCOMPTE sur un fond de carte de l'agglomération marseillaise (*Mestayer et al.*, 2005). Les étoiles indiquent les stations de bilan d'énergie; les losanges, le réseau urbain de mesures de température et d'humidité; et les lignes, le trajet optique du scintillomètre. Les limites des différentes zones urbaines sont indiquées d'après les travaux de *Long* (2003).

complétées par un dernier site au nord de la ville (VAL sur la Figure 2.1). L'îlot thermodynamique est suivi par un réseau urbain de 20 stations légères autonomes mesurant la température et l'humidité dont j'ai assuré le déploiement au cours de mon DEA et terminé l'exploitation durant cette thèse. Ce travail fait l'objet de la section suivante. Ces mesures de surface sont complétées par des mesures d'altitude. Plusieurs profileurs de vent ont été déployés : 3 sodars (VAL, STJ et GLM) et un radar UHF (OBS). Des radiosondages ont également été effectués pour accéder à la structure thermodynamique de la couche limite. Enfin, des vols avions ont été dédiés spécifiquement au volet CLU pour des mesures de thermodynamique ou pour l'étude de l'anisotropie directionnelle du rayonnement infrarouge (*Lagouarde et al.*, 2004).

Pendant le déroulement de la campagne, la plupart des instruments fonc-

tionnaient de manière continue, à l'exception des radiosondages, des mesures aéroportées et des mesures manuelles de la températures de surface qui étaient activés pendant des périodes d'observations intensives (POI) dédiées à ESCOMPTE ou spécifiquement au programme CLU. Au total dix POI ont été réalisées, soit 19 jours sur les 33 jours de la campagne. L'objectif a été d'échantillonner des situations de vent faible et de temps ensoleillé favorables aux épisodes de pollution mais aussi aux manifestations les plus intenses du climat urbain. Cependant plusieurs types de forçage synoptique correspondaient à ces conditions et ont été étudiés au cours des POI.

2.2 Présentation de l'article

La majorité des études expérimentales recensées dans le premier chapitre sur l'ICUC utilisent des mesures embarquées sur des véhicules ou un faible nombre de stations qui décrivent la zone urbaine, rurale ou péri-urbaine. Alors que la solution embarquée a permis d'avoir accès à une bonne représentation spatiale de l'ICUC, elle est limitante pour explorer la variabilité temporelle. Inversement, l'utilisation d'un nombre restreint de stations automatiques pendant de plus longues périodes permet un bon suivi temporel mais ne permet pas d'explorer la variabilité spatiale de l'ICUC. Constatant cette déficience des études sur l'ICUC, il a été décidé de déployer un réseau de vingt stations automatiques sur l'agglomération de Marseille pendant la campagne ESCOMPTE dans le cadre du volet consacré à la Couche Limite Urbaine (CLU). Afin d'optimiser la capacité du réseau à capturer les caractéristiques spatio-temporelles de l'ICUC sur Marseille, une simulation numérique avec le modèle atmosphérique Mésoscale NH (*Lafore et al.*, 1998), utilisant le schéma TEB (*Masson*, 2000) pour le calcul des échanges surface urbaine/atmosphère, a été réalisée. La simulation s'est faite sur 4 grilles emboîtées dont les résolutions respectives étaient de 12, 3, 1 et 0,25 km. Le plus petit domaine englobait l'agglomération de Marseille. La simulation concernait trois jours consécutifs de la période de pré-campagne de ESCOMPTE en juin et juillet 2000. Ce choix était judicieux parce qu'il représentait un très bon échantillonnage des conditions météorologiques possibles dans la région à cette période de l'année : régime de Mistral modéré, brise de mer ou régime de sud-est. De plus, la qualité de la simulation a pu être évaluée en la confrontant aux observations de la pré-campagne. Une attention toute particulière a été portée sur la capacité de la simulation à reproduire la variabilité spatiale entre la zone urbaine et les zones environnantes. Ensuite, les informations synthétiques et statistiquement pertinentes de la simulation sur la zone urbaine ont été extraites par une analyse en composante principale (ACP). La disposition du réseau a été choisie dans le but d'échantillonner les structures spatiales et temporelles les plus significatives des champs de température et d'humidité. Une fois fait le choix d'une disposition du réseau, les

points de mesure ont été extraits de la simulation et une ACP a été de nouveau conduite. Les premières composantes ont été comparées à l'analyse faite sur la simulation complète afin de vérifier que le réseau était à même de capturer les caractéristiques essentielles des champs de température et d'humidité. A l'issue de la campagne de l'été 2001, les mesures de température et d'humidité des 20 stations du réseau ont également été analysées avec une ACP, mais de manière disjointe pour le jour et pour la nuit. L'ICUC est apparu comme étant la structure spatio-temporelle la plus significative pour la nuit. La structure spatiale de la première composante était concentrique autour du centre ville de Marseille alors que l'évolution temporelle associée correspondait à une intensification jusqu'au milieu de la nuit et une homogénéisation pendant la deuxième partie de la nuit. Le jour, l'ICUC était inexistant et le champ de température, parallèle à la côte était principalement dominé par les interactions mer/continent. La structure spatiale de l'ICUC a ensuite été analysée en fonction de paramètres objectifs de l'urbanisation. Autour de chaque site de mesure (500 m), la fraction couverte par les surfaces imperméables et le rapport d'aspect ont été évalués à partir d'une base de données géographiques. Il a été montré une très bonne corrélation entre la structure spatiale de l'ICUC la nuit et la fraction de surface couverte par des matériaux imperméables (91%) ainsi qu'avec le rapport d'aspect des rues entourant les sites de mesure (86%). Le jour, par contre, la relation entre la température et les surfaces imperméables était faible, et le critère le plus pertinent était la distance à la côte. Un constat identique a été fait pour l'humidité. Ces mêmes relations ont été testées dans la simulation utilisée pour optimiser la disposition du réseau et des comportements très similaires ont été observés pour la température. Pour l'humidité la situation était plus disparate. Ce résultat souligne à la fois la validité de l'outil numérique utilisé et la stabilité dans le temps des relations entre les caractéristiques de la surface urbaine et la variabilité du champ de température puisque la simulation et les observations n'étaient pas synchrones mais à un an de décalage. Ce résultat confirme aussi l'intérêt de la méthode qui a été mise en place pour définir l'implantation du réseau de stations et analyser les mesures.

URBAN THERMODYNAMIC ISLAND IN A COASTAL CITY ANALYSED FROM AN OPTIMIZED SURFACE NETWORK

GRÉGOIRE PIGEON,^{1,*} AUDE LEMONSU¹, NATHALIE LONG², JOËL
BARRIÉ¹, VALÉRY MASSON¹ and PIERRE DURAND³

¹*Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France/CNRS-GAME, 42 av.
Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France;* ²*GREYC – CNRS UMR 6072, Caen, France;*

³*Laboratoire d'Aérodynamique, UMR CNRS-UPS 5560, Toulouse, France*

(Received in final form 6 September 2005 / Published online: 5 June 2006)

Abstract. Within the framework of ESCOMPTE, a French experiment performed in June and July 2001 in the south-east of France to study the photo-oxidant pollution at the regional scale, the urban boundary layer (UBL) program focused on the study of the urban atmosphere over the coastal city of Marseille. A methodology developed to optimize a network of 20 stations measuring air temperature and moisture over the city is presented. It is based on the analysis of a numerical simulation, performed with the non-hydrostatic, mesoscale Meso-NH model, run with four nested-grids down to a horizontal resolution of 250 m over the city and including a specific parametrization for the urban surface energy balance. A three-day period was modelled and evaluated against data collected during the preparatory phase for the project in summer 2000. The simulated thermodynamic surface fields were analysed using an empirical orthogonal function (EOF) decomposition in order to determine the optimal network configuration designed to capture the dominant characteristics of the fields. It is the first attempt of application of this kind of methodology to the field of urban meteorology. The network, of 20 temperature and moisture sensors, was implemented during the UBL-ESCOMPTE experiment and continuously recorded data from 12 June to 14 July 2001. The measurements were analysed in order to assess the urban thermodynamic island spatio-temporal structure, also using EOF decomposition. During nighttime, the influence of urbanization on temperature is clear: the field is characterized by concentric thermo-pleths around the old core of the city, which is the warmest area of the domain. The moisture field is more influenced by proximity to the sea and airflow patterns. During the day, the sea breeze often moves from west or south-west and consequently the spatial pattern for both parameters is characterized by a gradient perpendicular to the shoreline. Finally, in order to assess the methodology adopted, the spatial structures extracted from the simulation of the 2000 preparatory campaign and observations gathered in 2001 have been compared. They are highly correlated, which is a relevant validation of the methodology proposed. The relations between these spatial structures and geographical characteristics of the site have also been studied. High correlations between temperature spatial structure during nighttime and urban cover fraction or street aspect ratio are observed and simulated. For temperature during daytime or moisture during both daytime and nighttime these geographical factors are not correlated with thermodynamic fields spatial structures.

Keywords: Coastal city, EOF, Surface network, UBL-ESCOMPTE, Urban heat island.

* E-mail: gregoire.pigeon@meteo.fr

1. Introduction

The urban thermodynamic island (UTI) includes modifications concerning atmospheric thermodynamic parameters (temperature, moisture, pressure) over urban areas in comparison with rural areas around them. The urban canopy heat island (UHI) is the most studied effect of urban areas (see review in Arnfield 2003), and is characterized by higher air temperatures in the urban canopy in comparison to air temperatures over rural areas around a city. The temperature difference is generally amplified during nighttime, when winds are light and the sky is clear (Oke, 1987). The effect of urban areas on moisture has also been studied. During daytime, relative humidity and water vapour content are generally lower in urban areas. At night, urban areas can be considered drier if we regard relative humidity only, whereas water vapour content may be higher when dew deposition occurs in rural areas (Hage, 1975; Holmer and Eliasson, 1999). Evidence of these features of the UTI has been shown by field studies using fixed weather stations or mobile measurements from cars. High resolution numerical models have also been developed to describe urban effects (Masson, 2000; Lemonsu and Masson, 2002; Martilli et al., 2002; Dupont et al., 2004; Lemonsu et al., 2004). Parametrization of the urban surface energy balance in these models has been evaluated against field measurements, as with the town energy balance (TEB, Masson, 2000) model in Masson et al. (2002). But the urban schemes have rarely been used in mesoscale atmospheric simulations to study the spatio-temporal structure of the UTI in a real city, and they have never been used to optimize the design of an urban surface network. This is precisely the objective of our study for the coastal city of Marseille (France). The network measuring air temperature and relative humidity was then deployed during the field phase of the urban boundary layer (UBL) project (Mestayer et al., 2005) in June and July 2001. UBL was a part of ESCOMPTE, a program focused on the study of photochemistry and dispersion of pollutants over a region of about 100 km around Marseille city and Berre pond (Cros et al., 2004). During the preparatory phase of ESCOMPTE, a preliminary experiment was conducted during summer 2000 to test a large number of instruments and to validate the experimental strategy. A three-day Intensive Observation Period (IOP) of this field campaign was simulated with the non-hydrostatic, Meso-NH (Lafore et al., 1998) numerical model, with four nested grids to achieve a horizontal resolution as fine as 250 m over Marseille, and using the TEB parametrization for urban surfaces. Once the mesoscale simulation was evaluated against the observational dataset, the finest resolution fields were analysed to optimize the network spread in order to retrieve the main features of the UTI characteristics. A comparable strategy was used by Vihma and Kottmeir (2000) to optimize flight

plans from numerical modelling approaches, in order to capture with a limited number of runs most of the variance of the atmospheric fields.

Herein, we present the different steps of the method to optimize the network design. First, the numerical simulation is described and evaluated against observations conducted during the preliminary campaign in summer 2000. Then, we demonstrate how the simulation output was used to define a network organization using empirical orthogonal functions (EOFs) decomposition. The final step of the method is a verification of the ability of the network to retrieve the main features of the thermodynamic fields over Marseille. The 20 locations for the sensors were extracted from the simulation and EOFs were computed on these data and compared to the EOF computed on the whole domain of the simulation. The dataset gathered during the summer 2001 ESCOMPTE campaign is also analysed using EOF decomposition to assess the characteristics of the Marseille UTI. Finally, relations between thermodynamic fields and local surface characteristics are studied in both observations and simulation.

2. Experimental Site

Marseille (43°18' N, 5°23' E) is located in south-east of France, and is bordered westward and southward by the Mediterranean sea (Figure 1). At a horizontal scale of about 100 km, the coast is oriented west-north-west/east-south-east. The hills of the Massif de l'Etoile (670 m) are located to the north and east of the city, the Massif de l'Estaque (270 m) to the north-west, Mont Carpiagne (647 m) and Mont Puget (564 m) to the south-east and finally the Massif de Marseilleveyre (433 m) to the south. This topography results in a complex dynamical forcing that strongly influences the airflow patterns over the city (Lemonsu et al., 2005). The climate of the region is Mediterranean, and during summer the weather is typically sunny with maximum air temperatures of 30–35°C inland and 25–30°C at the coast. South-west sea breezes are frequently observed over the agglomeration. The Mistral (a north-west wind) and south-east winds can also affect the city during summer.

About one million inhabitants live in the city and the surrounding suburbs. The urban structure (Figure 1) is determined by the presence of the sea: the old city centre concentrates around the harbour, the so-called 'Vieux Port'. Thus the most densely urbanized zones are located on the west coast and extend about 3 km northwards, eastwards and southwards. Further inland, the urban density progressively decreases although localized patches of high density urban land-use are often located in the valleys to the north and east of the city. In the city centre, the streets are narrow and the building height is about 15 m. The urban fabric of the

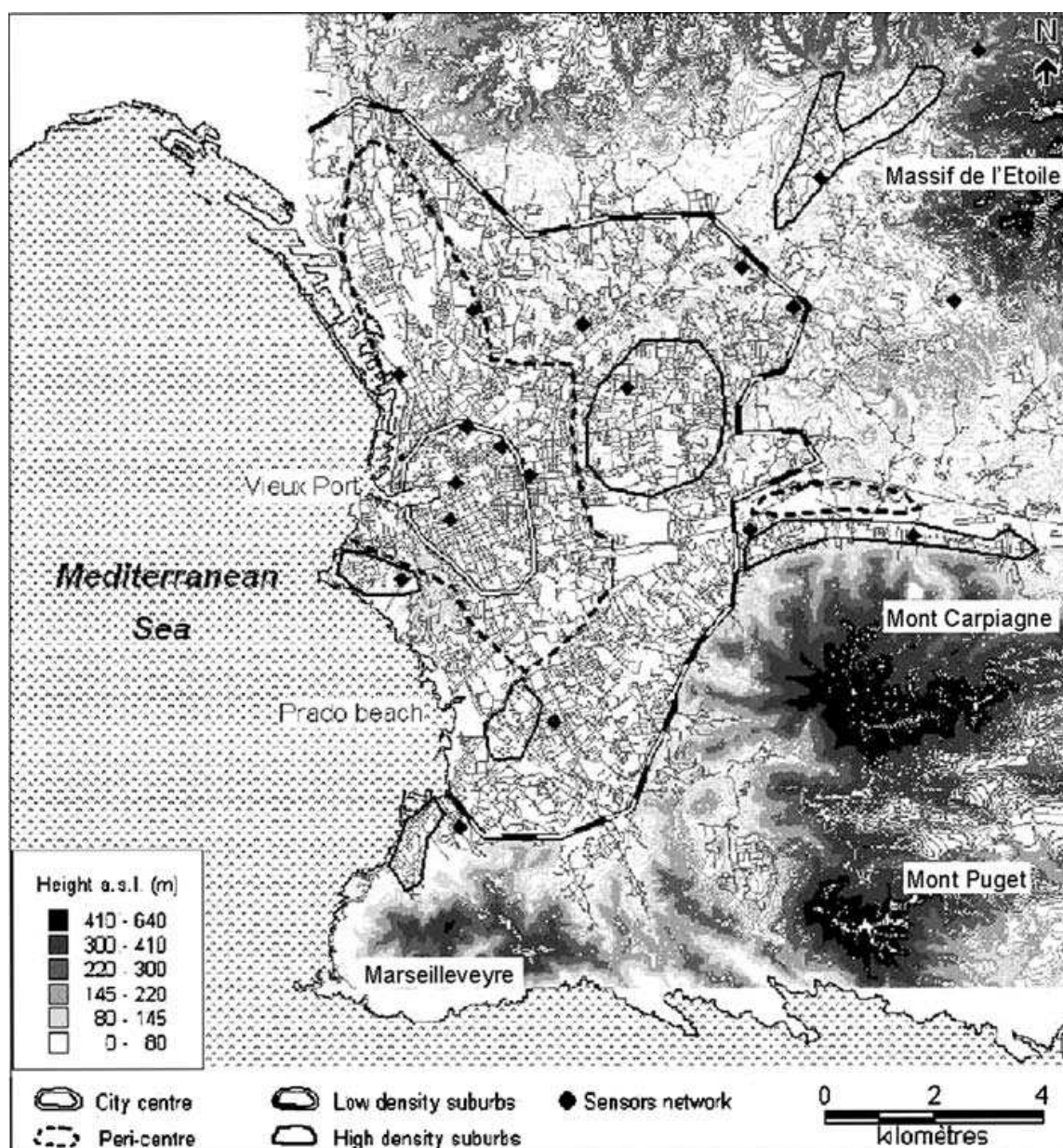


Figure 1. Orography of the Marseille agglomeration.

southern part of the city is more heterogeneous with smaller buildings and more vegetation inside private or public gardens. North and east of the city, the urbanization is also heterogeneous with small houses and a few areas of multi-storey buildings. There is little vegetation on the hills.

3. Numerical Simulation

3.1. PERIOD OF SIMULATION

The preliminary ESCOMPTE campaign was conducted from 19 June to 9 July 2000. This modelling study focuses on the IOP from 29 June to 1 July ('IOP 0'), during which a succession of different wind conditions

prevailed. On 29 June, north-north-west to north-west winds associated with the Mistral were observed over the whole domain and abated in the first part of the night. The next day, the north-west wind was moderate in the morning and then shifted to the west. A sea breeze developed in the afternoon, especially over Marseille city. The last day was characterized by a southerly flow. Therefore, the prevailing regional mesoscale flows were observed during these 3 days. Clear sky conditions were observed during the IOP, except on the morning of 1 July.

3.2. PRESENTATION OF THE NUMERICAL SIMULATION

The simulation is performed with the Meso-NH non-hydrostatic atmospheric model (Lafore et al., 1998). Four two-way, grid-nested models (whose domains are presented in Figure 2) are used in order to reach a high resolution for the last domain centred on the city of Marseille. The horizontal resolution of these grids is 12, 3, 1 km and 250 m, respectively.

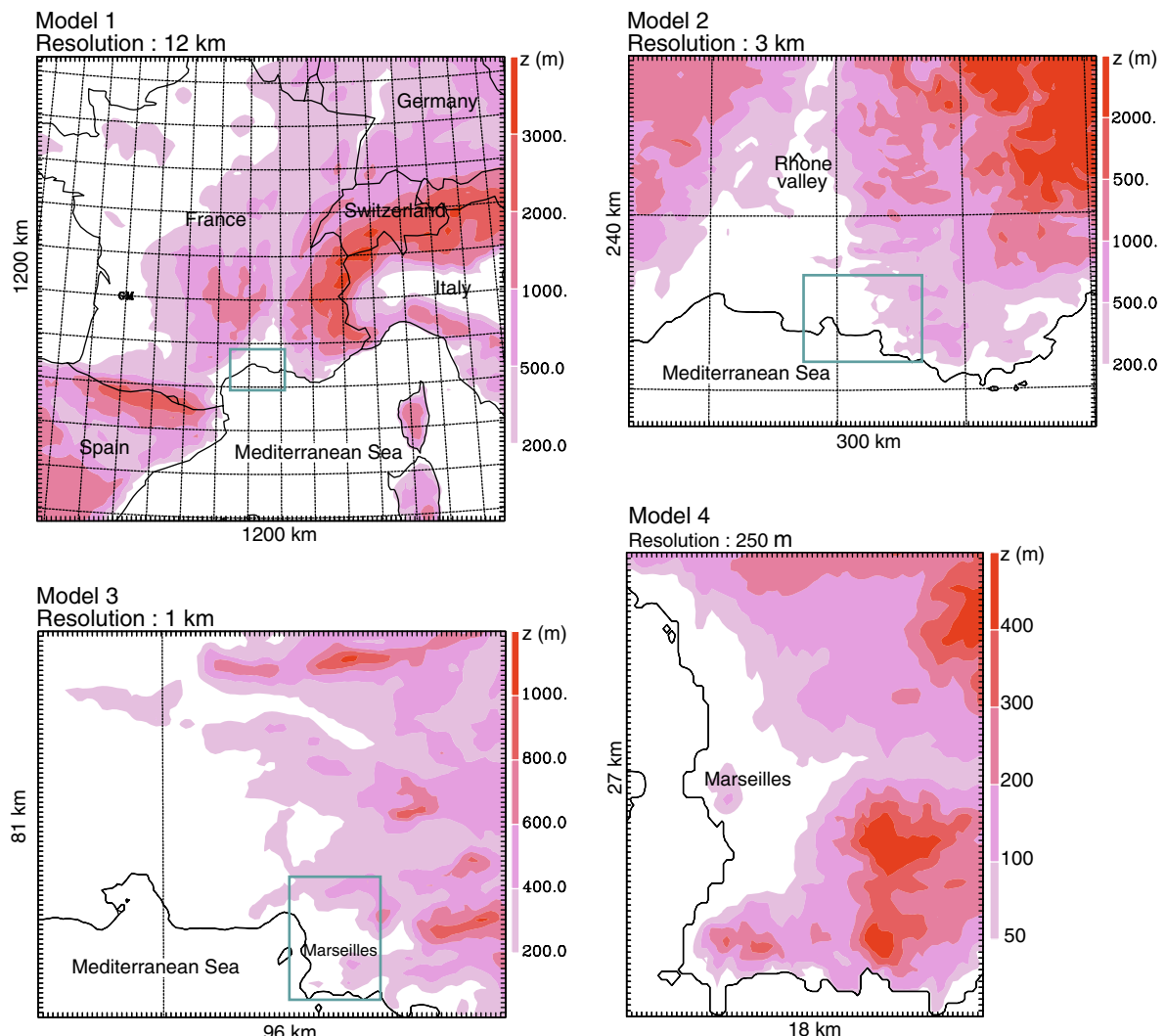


Figure 2. The grid-nested modelling domains and terrain elevation.

For all the models, the vertical coordinate is composed of 52 levels stretched according to altitude from 20 to 16,000 m. Fifteen levels are located in the first 1000 m to finely resolve boundary-layer processes. By applying the two-way grid-nesting method, information between two successive models is exchanged at every timestep. The initial and boundary conditions of the first domain are defined from European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) analyses; the boundary conditions are reinitialized every 6 h. The ECMWF scheme is used for radiative transfer (Morcrette, 1991), and a warm Kessler (1969) microphysical parametrization is applied for three classes of water: vapour, cloud water and rain. Finally, the mixing length is computed according to the Bougeault and Lacarrère (1989) scheme for the first three models and to Deardorff (1970) method for the last model. Only vertical diffusion is taken into account in models 1 and 2, whereas a three-dimensional (3D) scheme (Cuxart et al., 2000) is used for the last two models.

The Meso-NH model is coupled to the TEB (Masson, 2000) and Interaction Soil Biosphere Atmosphere (ISBA, Noilhan and Planton, 1989) surface schemes (Figure 3). This configuration has been used by Lemonsu and Masson (2002) and Lemonsu et al. (2006). ISBA parametrizes the exchanges between the atmosphere and natural or agricultural land covers, and is described in detail in Noilhan and Mahfouf (1996). The TEB scheme (Masson, 2000; Masson et al., 2002) is dedicated to the built surfaces, and

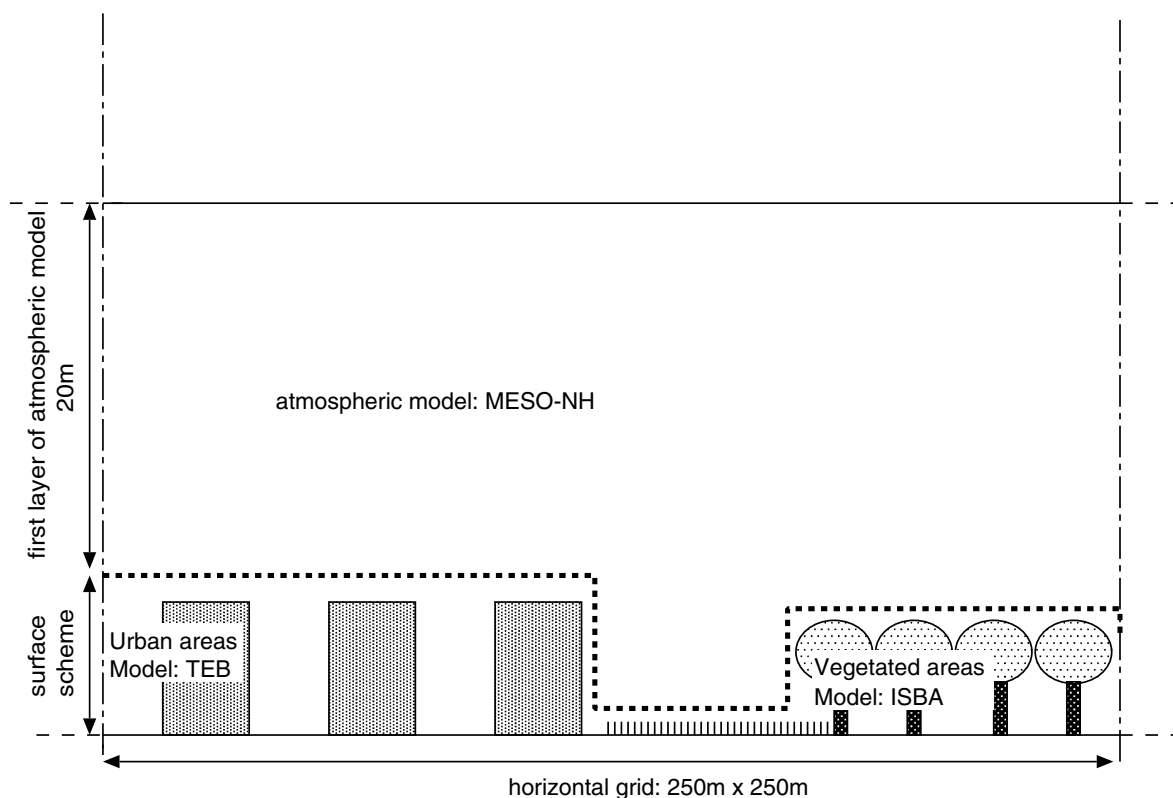


Figure 3. Presentation of the lowest levels of the model and the surface schemes used.

because of a simplified but realistic parametrization of urban 3D geometry, interactions between roads, roofs, walls and the atmosphere can be physically resolved. Both surface schemes need an accurate description of the soil occupation to define the initial parameters; the Ecoclimap surface parameter database (Masson et al., 2003) at 1-km horizontal resolution is used for models 1 and 2. The land cover is based on the CORINE land-cover classification (CEC, 2000), which provides for Europe 44 classes, among which 11 are urban classes, at 1-km resolution. A 250-m resolution database, built in 1989 and focusing on the Marseille region is applied to models 3 and 4. Consequently, the numerical representation reproduces the complexity of the experimental area by accounting for topography, sea area and the urban surface. The simulation of the three successive days (from 29 June to 1 July 2000) is made without any re-initialization except at the borders of the first domain. For the smallest grid, air temperature at 6 m height in the atmospheric model was computed using a surface-layer formulation; this corresponds with the decision to install the instruments at this height as being representative of the urban canopy layer (Nakamura and Oke, 1988). Such a recommendation is also given by Oke (2004) in guidelines for the World Meteorological Organization; the choice will be discussed later in Section 4.3.

3.3. EVALUATION OF THE MESO-NH SIMULATION

One of our objectives is to exploit the simulation in order to optimize the design of a surface network. An important step is therefore a thorough comparison and evaluation of the simulation against observations. The available data for the preliminary campaign are: surface observations and documentation of the vertical structure of the atmosphere with radiosondes, remote-sensing instruments and aircraft flights. Furthermore, 23 stations in the operational network of Météo-France are selected, two of them being located inside the agglomeration of Marseille; they continuously record air temperature and relative humidity at 2 m, and wind direction and velocity at 10 m. The location of these instruments is presented in Figure 4. The comparison is done mainly with the fields of model 2 (with a horizontal resolution of 3 km). The first level of evaluation concerns the regional forcing on which depends the quality of the simulation at the local scale. Then, the second level of evaluation is a verification of the ability of the model to reproduce the spatial variability of thermodynamic fields over the agglomeration of Marseille. This step, limited because of the few stations available in Marseille during this period, will be completed a posteriori by a comparison with the data collected by the network in 2001 (see Section 6).

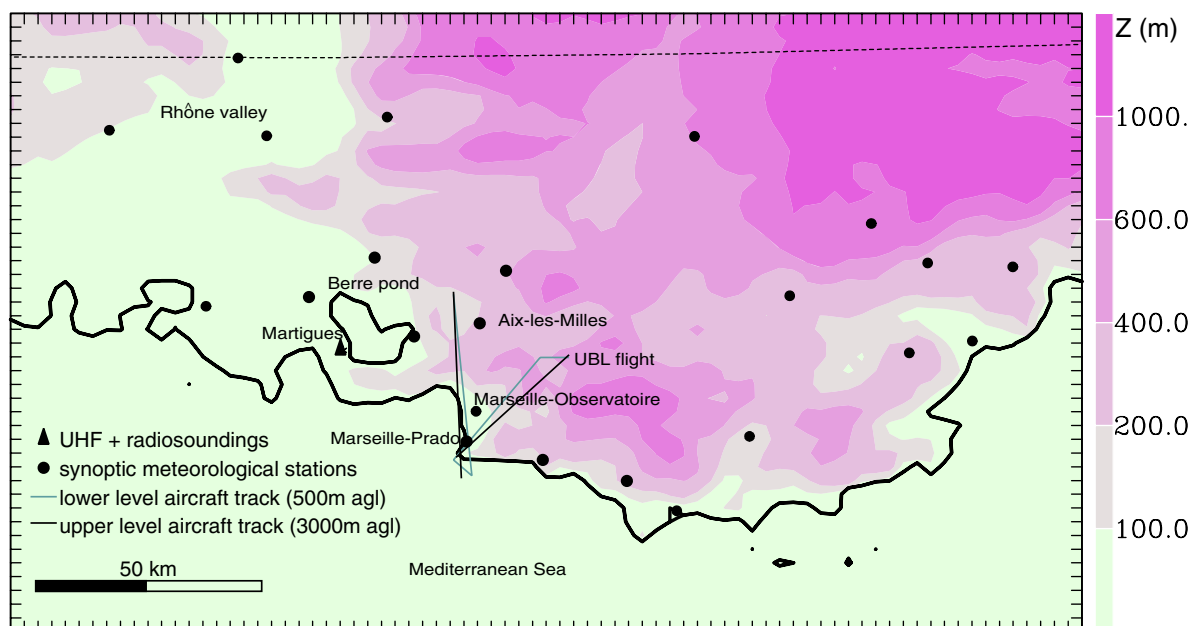


Figure 4. Location of instruments during ESCOMPTE preparatory campaign (June–July 2000) and terrain elevation.

3.3.1. Evaluation of Regional Forcing

3.3.1.1. Surface parameters. In the model, the first atmospheric level is at 20 m above the canopy, but the 2-m air temperature and specific humidity are computed from the simulation output using surface-layer formulations. The comparisons between the simulation and the observations are presented in Figure 5; upper graphs represent the average of measurements or simulation at the 23 stations of Météo France. The lower graphs represent the root mean square (rms) of the difference between the simulation and observations. On average, the simulation and the observations are close. The increase of moisture over the whole domain is well reproduced in the simulation, while the diurnal cycle of temperature is overestimated by about 2°C on the last 2 days. This is also the order of the mean difference between observations and simulation as can be seen in the temperature rms (Figure 5). The mean difference for moisture is between 1 and 2 g kg^{-1} . Though not perfect, these comparisons can be viewed as satisfying, because measurements at the ground stations are representative of a small area around the station ('footprint'), and the heterogeneity could be large inside a $3\text{ km} \times 3\text{ km}$ model mesh.

3.3.1.2. Wind profile. A UHF Doppler radar from Météo-France was installed at Martigues close to the Berre pond (Figure 4) to measure the vertical profile of horizontal wind. The measurements clearly show the successive wind conditions described in Section 3.1 (Figure 6). Meso-NH succeeds in simulating the Mistral situation during the first day, the rotation of the wind from north-west to south-west on 30 June, and finally to south on 1 July.

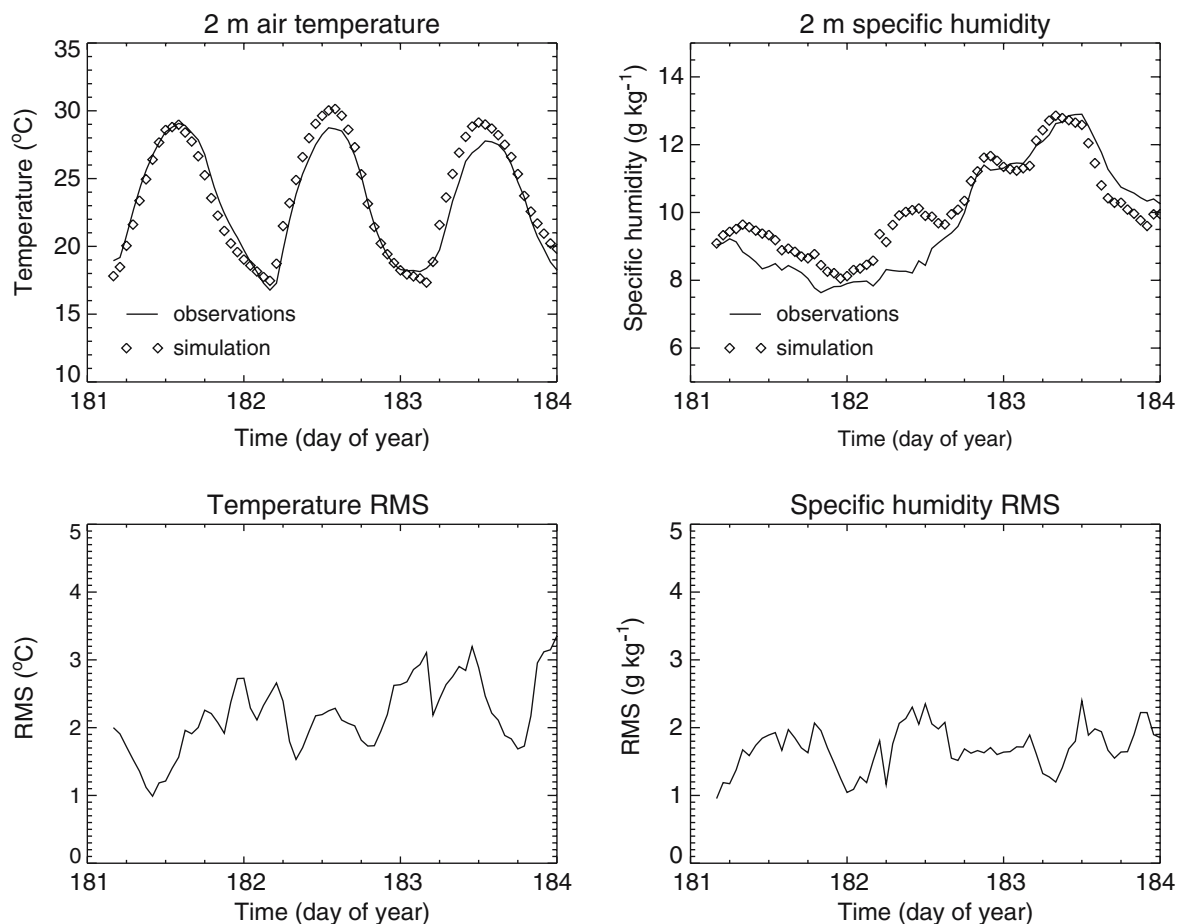


Figure 5. Comparison between averaged temperature and specific humidity at 2 m measured at 23 stations of the operational network (see Figure 4 for location), and the average over the 23 corresponding grid points of the model 2.

The wind velocity is well simulated from the end of 29 June to the morning of 1 July. But then, on 1 July, the wind speed simulated by the model is greater than the observations: the simulation computes a wind velocity of $10\text{--}12\text{ m s}^{-1}$ between 1200 and 1700 UTC for all levels while the radar measures a speed of $5\text{--}7\text{ m s}^{-1}$ at 400 m and less than 2 m s^{-1} at 700 m for the same hours. A radiosonde released at the same location at 1100 UTC confirms the radar observations since it records a speed of $2.5\text{--}5\text{ m s}^{-1}$ between the ground and 1500 m above sea level (a.s.l.) (Bénech et al., 2001). To explain this disagreement with the model, one can note that the radar or the radiosonde observe locally in the vertical at their location or launching site while the model has a mesh of $3\text{ km} \times 3\text{ km}$. Furthermore, a constant volume, drifting balloon, also released at Martigues at 1240 UTC and floating at 750 m a.s.l. records wind speeds of $7\text{--}10\text{ m s}^{-1}$ during the first part of its horizontal flight (Bénech et al., 2001). This record, which is in good agreement with the simulation, is very interesting since it has been provided by a device that integrates measurements on length scales comparable with the mesh size of the model. This final element allows us to conclude that the simulation of the wind at the regional scale is satisfactory.

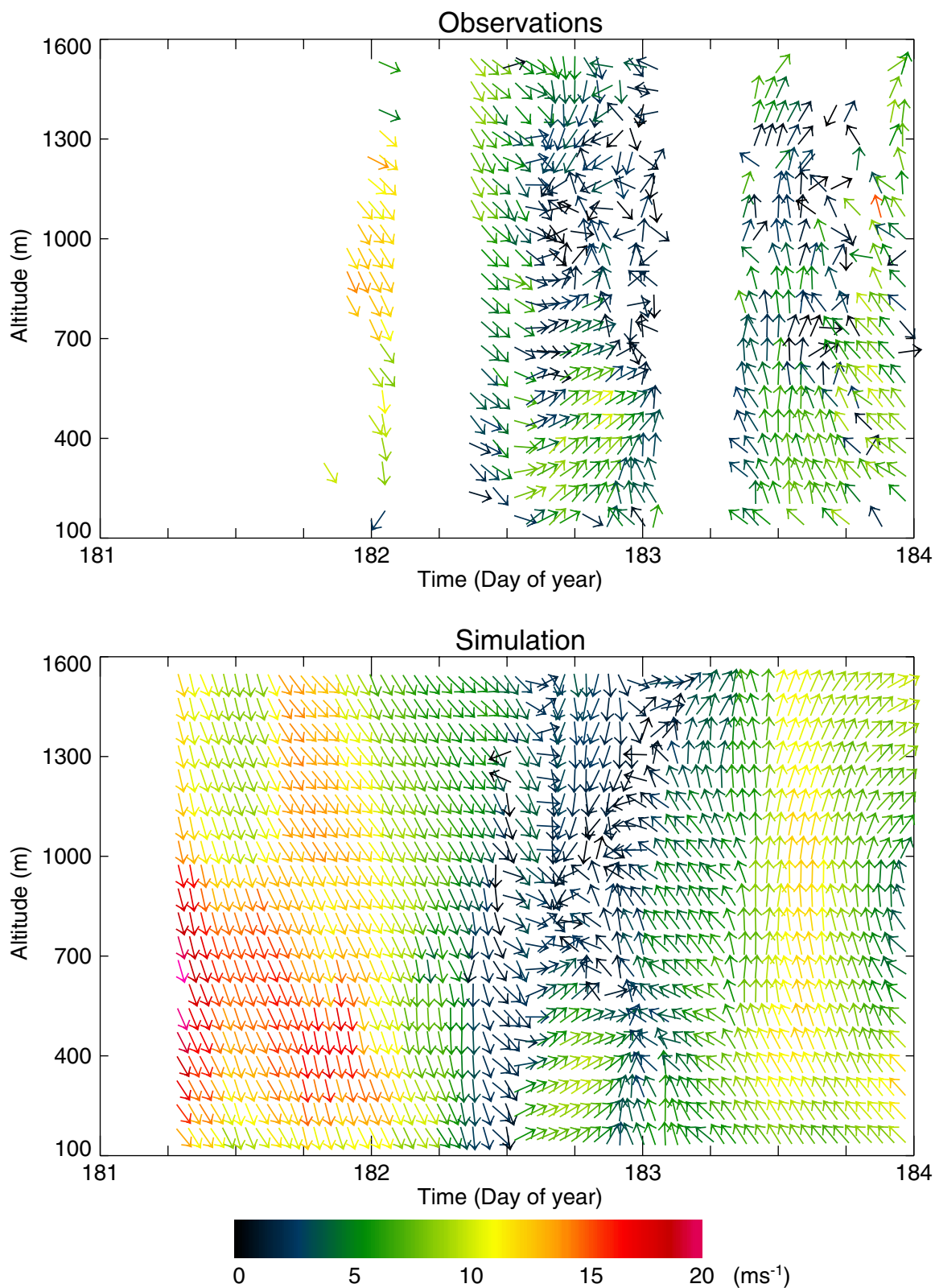


Figure 6. Time–height cross-section of the horizontal wind (top: observations; bottom: model). Arrows indicate the wind direction. Colour represents wind strength.

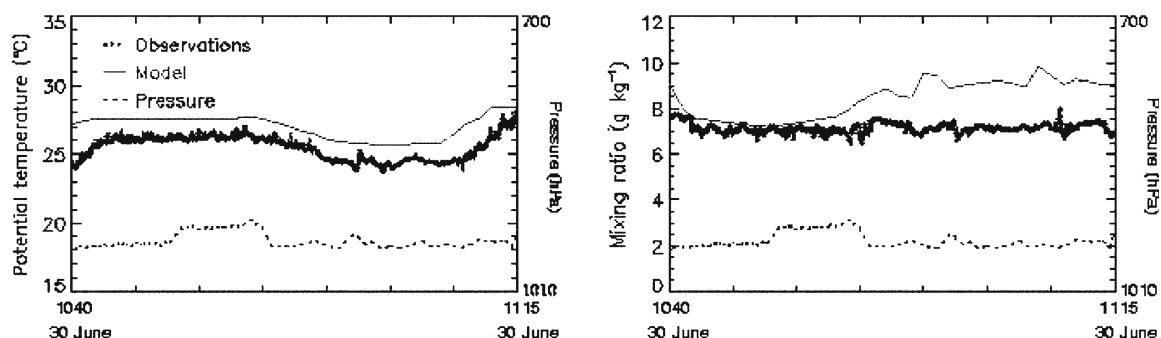


Figure 7. Validation of model output against the measurements from the flight over Marseille. The dotted line is the time series of aircraft pressure level.

3.3.1.3. Vertical structure of the atmospheric boundary layer. Radiosondes were launched at Martigues (see Figure 4), three or four times each day. The potential temperature and specific humidity profiles indicate a multi-layered organization (Bénech et al., 2001), a structure that is a consequence of the geographic complexity of the launching site, which is surrounded by the Berre pond, the sea and hills. The different layers correspond to different airflow patterns. The model generally reproduces similar structures (not presented). Finally, two instrumented aircraft flew according to specific trajectories to document the different dynamical situations. Here only the results from the flight over Marseille on the 30 June, starting at 1040 UTC, are presented. The Piper Aztec 23 of Météo-France flew at a level of 500 m a.g.l., inside the atmospheric boundary layer (ABL) (see the flight track on Figure 4). Potential temperature simulated along the aircraft track (see Figure 7) is overestimated inside the ABL by about 2°C , but the spatial variation is very well reproduced by the model, which is essential for the analysis of the spatio-temporal variability over Marseille. For moisture, the simulation computes the right level, but produces a spatial variability that is dissimilar to that during the flight, though the difference never exceeds 2 g kg^{-1} .

3.3.2. Evaluation of the Simulation at the City Scale

Three stations have been selected among the preceding 23: Marseille-Observatoire, Marseille-Prado (the two stations are located inside parks in Marseille) and Aix-les-Milles (a rural station, 30 km to the north of Marseille). For the two stations inside Marseille, the output of model 4 (see Figure 2) has been extracted. The comparisons between the observations and the simulation for these three stations are presented in Figure 8 for air temperature (black) and specific humidity (grey).

For Marseille-Observatoire (left graph in Figure 8), the simulation reproduces the recorded observations during most of the period except on the first afternoon for specific humidity and the first night for temperature

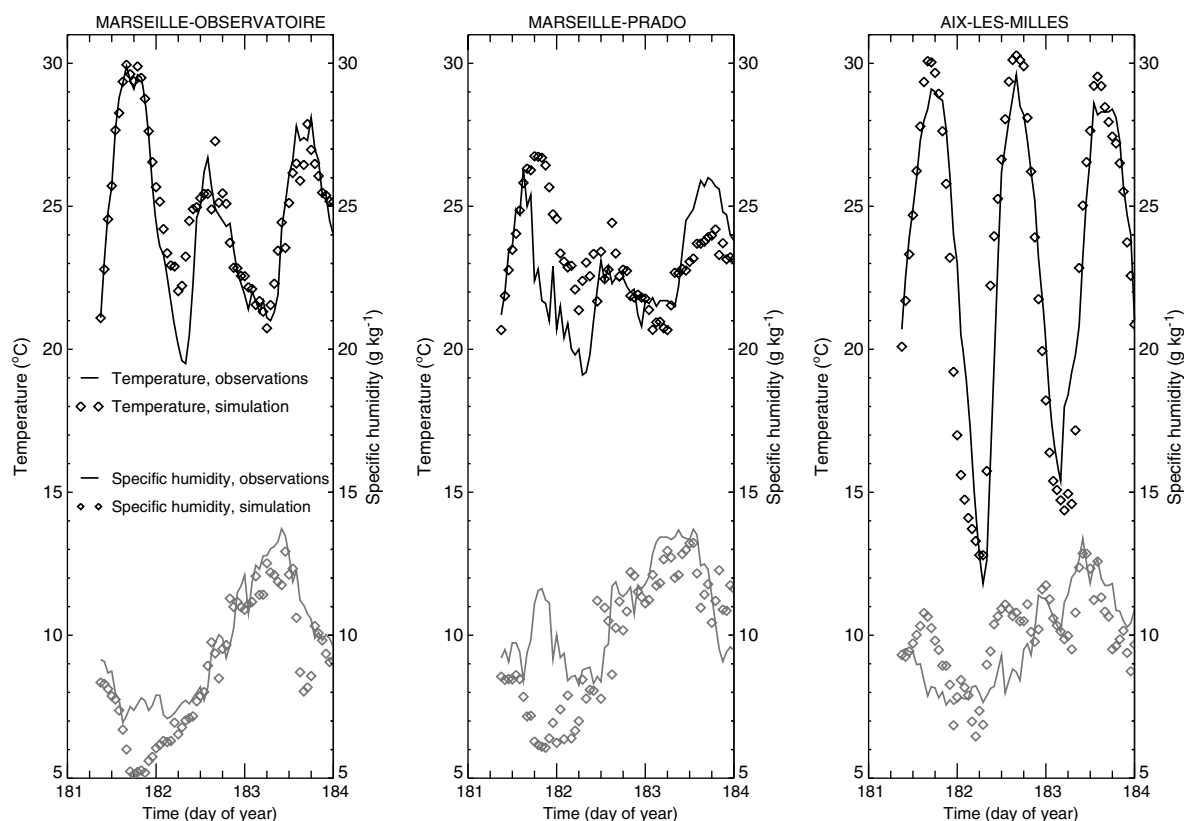


Figure 8. Comparison between observations and simulation of temperature (black) and specific humidity (grey) at 2 m for three locations: Marseille-Observatoire (left), Marseille-Prado (middle) and Aix-les-Milles (right).

(overestimation of 2°C). Marseille-Prado (middle graph in Figure 8) is a station very close to the shoreline (250 m) and 5 km to the south-west of Marseille-Observatoire. Temperature measured at Marseille-Prado is lower than the temperature recorded at Marseille-Observatoire. The simulation reproduces well this difference, though the value of the daily peak is not exactly computed. On the first day, the observed temperature falls after the midday maximum while the simulation produces a more regular cycle. During the same time, the station observed humidity of 12 g kg^{-1} while the simulation computes drier air. On this day, with moderate north-west winds the air mass that passes over Marseille-Prado crosses the Marseille bay. In the model, the same phenomenon is simulated but is located more to the south of Marseille-Prado (not shown). On the last day, characterized by a south-east wind, the moisture evolution is well reproduced but the temperature is underestimated. Concerning Aix-les-Milles (right graph in Figure 8), the simulation reproduces a correct evolution and amplitude for temperature with a maximum difference with the observations of 1°C . For moisture, the model computes the right level and the right evolution during the period, even though details in the daily evolution are not reproduced.

We have computed the differences in temperature and moisture between Marseille-Observatoire and the two other stations to check the ability of

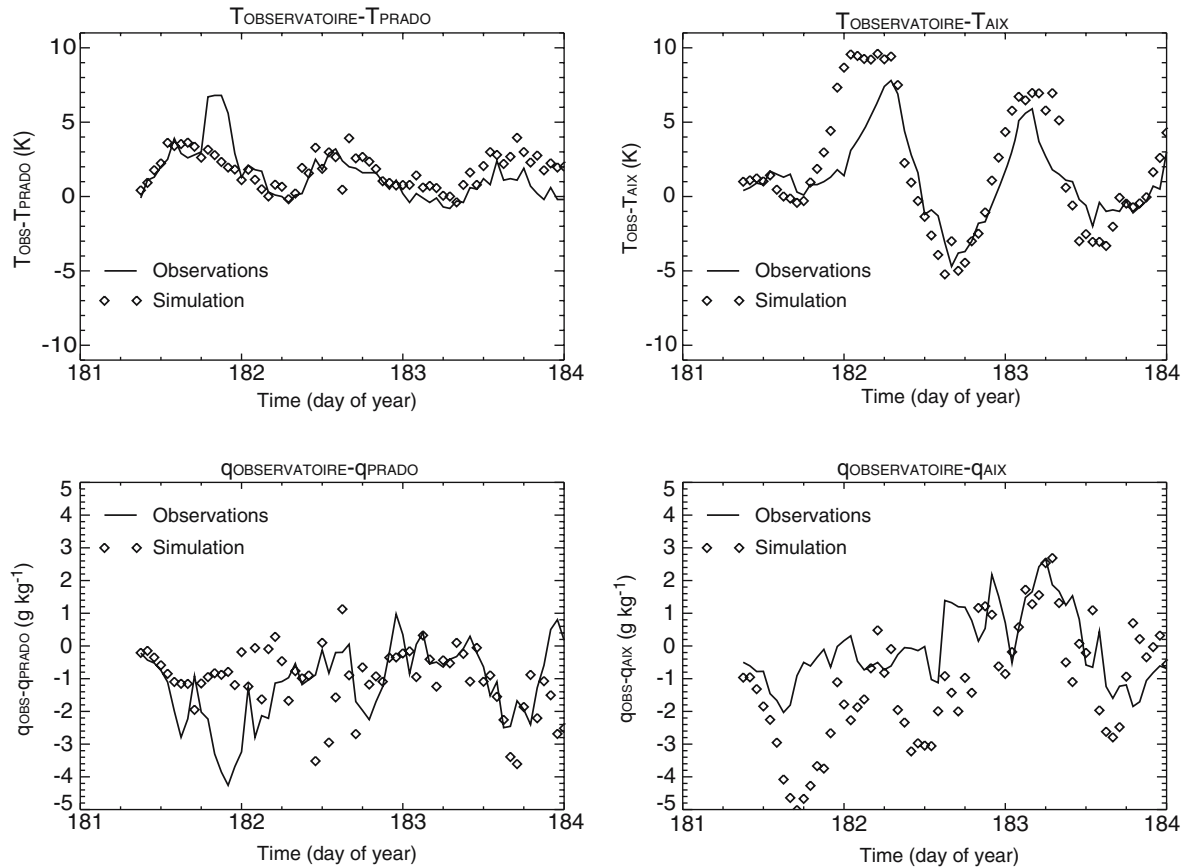


Figure 9. Comparison between observations and simulation of temperature and specific humidity difference between Marseille-Observatoire and Marseille-Prado (left) and Marseille-Observatoire and Aix-les-Milles (right).

the model to reproduce the spatial variability over the agglomeration of Marseille (Figure 9). The left graphs of Figure 9 present the comparison between observations and the simulation for the difference between Marseille-Observatoire and Marseille-Prado. For the temperature difference (upper graph), the simulation reproduces well the evolution between the two stations, which is marked by an increase around midday. For the moisture difference (lower graph) the model reproduces well the average value during the period, with the same level of variability.

The right-hand graphs of Figure 9 present the same comparison but for the difference between Marseille-Observatoire and Aix-les-Milles. The temperature difference is marked by negative values during daytime, resulting from the influence of the sea at the Marseille-Observatoire station associated with the wind conditions recorded during the period. During nighttime, the difference is positive corresponding to the development of the UHI. The simulation reproduces very well this cycle. For moisture the general tendency is computed by the simulation: the difference evolves from negative values during the first 2 days of the period to positive values on the night before the last day and finally comes back to negative values.

This set of comparisons demonstrates the quality of the simulation. The regional forcing is well reproduced both at the surface and on the vertical in the ABL. At the city scale, the spatial variability between the few stations available on this domain is also well modelled. Consequently, the results of the simulation can be used to optimize the spreading of the network over Marseille.

4. Analysis of the Simulation Output to Define the Network Disposition

The method of empirical orthogonal function (EOF) decomposition is used to determine the spatio-temporal structure of the variability of two parameters of the simulation: air potential temperature (θ) and specific humidity (q) at 6 m above the surface. The computation is done on the fields produced by the finest model (250-m resolution), on land areas (sea areas are excluded) whose altitude is lower than 250 m, in order to reduce thermodynamic effects due to terrain elevation. A specific normalization of the EOFs is used (see Appendix A for details), so that values on the horizontal fields of the different components (EOF_k^X) lie between 0 and 1, whereas the time series of one EOF (ΔEOF_k^X according to Appendix A) is the θ or q difference between the two extreme points (i.e. of value 0 and 1) of the EOF horizontal field, and is expressed in units of K or g kg^{-1} , whether X represents θ or q .

4.1. SPATIO-TEMPORAL STRUCTURE OF POTENTIAL TEMPERATURE

For θ , the EOF is computed for nighttime (2000 UTC to 0600 UTC) and daytime (0600 UTC to 2000 UTC). The spatial structure of the first EOF (EOF_1^θ , see Appendix A for a precise definition) for daytime ($\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$) is presented in Figure 10. This spatial structure is associated with the time series ($\Delta\text{EOF}_1^\theta$) presented also in Figure 10. $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ captures 63% of the spatio-temporal variability of potential temperature at 6 m. On the $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ spatial structure, the horizontal gradient is oriented north-east to south-west. When one compares spatial structure and urbanization density (white lines in Figure 10), no correlation appears between the two fields. The time series presents a repetitive evolution of the 3 days: the difference in θ (between north-east areas and south-west areas according to the spatial structure) increases in the morning, reaches a maximum in the afternoon and then decreases in the evening.

Figure 11 presents the spatial structure and temporal evolution of the first EOF for the nighttime temperature field ($\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$), which captures 65% of spatio-temporal variability. The spatial structure of $\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ has a pattern similar to that of the urbanization density: the large area with

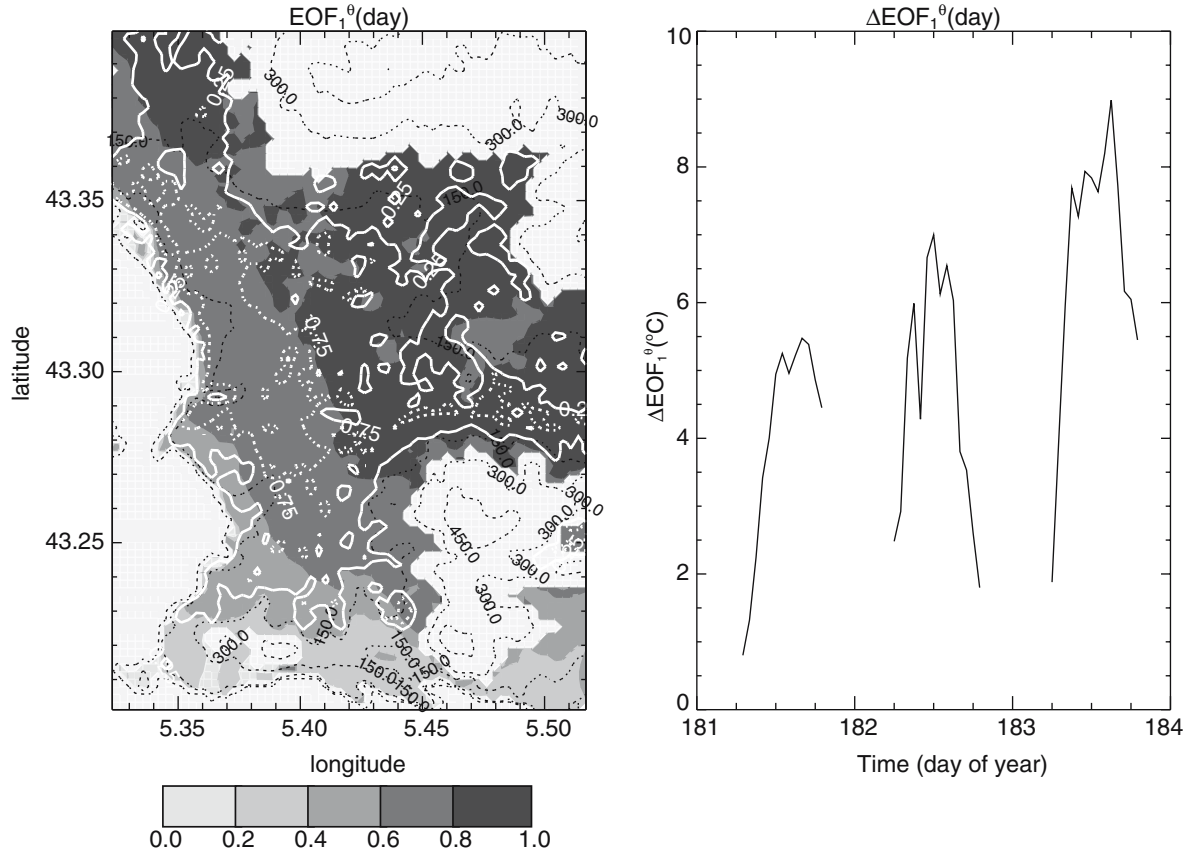


Figure 10. First EOF for θ during daytime, spatial structure (left) and temporal evolution (right). The white solid and dotted lines are the boundaries of the regions with planar area density of buildings and impervious soil higher than 0.25 and 0.75, respectively.

values between 0.8 and 1.0 on the spatial structure is in the west of the domain where urbanization is the most dense. Considering the evolution of $\Delta EOF_1^\theta(\text{night})$, this area with high values of $EOF_1^\theta(\text{night})$ is warmer than the surroundings in the middle of the night. In this area, more than 80% of the surface is occupied by urbanized elements (dashed white line in Figure 11). It can also be noticed that the time series presents a similar evolution for the three different nights, in spite of the differences observed in the large-scale flows. Difference in temperature (between more and less urbanized areas) increases during the first part of the night, reaches a maximum at around 0200 UTC and then decreases, according to the classical evolution of UHI (Oke, 1987). Maximum values in the time series are about 9°C, and are surprisingly high, but we must take into account that they represent the difference between the two most different points of the entire field.

4.2. SPATIO-TEMPORAL STRUCTURE OF SPECIFIC HUMIDITY

For q , the EOFs are computed for the entire simulation (from 29 June at 0700 UTC to 1 July 2000 at 2300 UTC), because no significant

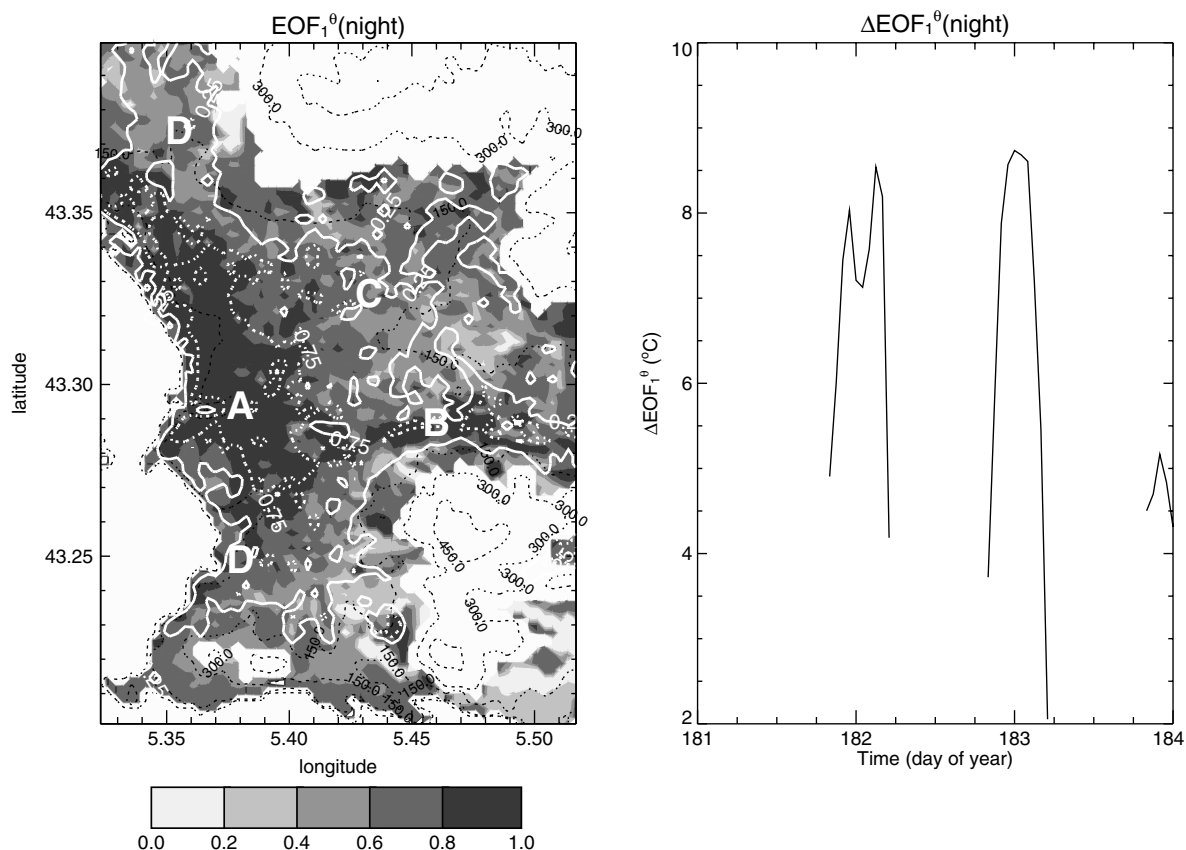


Figure 11. Same as Figure 10 but for θ during nighttime.

difference in spatio-temporal structure is found between daytime and nighttime. Figure 12 presents the spatial structure and temporal evolution of the first EOF for the whole simulation (EOF_1^q), and this captures 52% of the spatio-temporal variability of q . This is lower than for θ . Horizontal gradients of EOF_1^q are oriented from north-east to south-west (i.e. opposed to the air temperature gradient for daytime). No repetitive structure in the time series can be found either for daytime or nighttime. The difference in q sharply increases on the last day of the simulation when the wind is from the south-east. The southern areas, upwind of the orography (Figure 1), are characterized by higher specific humidity than downwind areas. Spatio-temporal pattern of q over Marseille during this period results from the influence of local orography and air flow, but not from the urbanization structure.

4.3. NETWORK DISPOSITION

The instruments were placed in locations where air temperature or moisture could be representative of a scale larger than the street around the instrument. This choice was mainly based on results from Nakamura and Oke (1988) and Eliasson (1996), where both studies focused on the air temperature field inside a canyon. They showed that important gradients exist

TABLE I
Intercomparison of sensors.

	Before the experiment		After the experiment	
	T (°C)	RH (%)	T (°C)	RH (%)
Standard deviation	0.08	0.75	0.13	0.71
Maximum difference	0.20	3.23	0.49	2.77

T : temperature; RH : relative humidity.

close to walls or roads, but the difference between air temperature above and within the canyon is generally small ($< 1^\circ\text{C}$). Thus, our concern was that the sensors were located away from walls and road surfaces and we therefore positioned these on electrical or trolley pylons at 6 m above the ground (Figure 15). The probes were placed in a radiation screen and set aside from the pylons on a boom of about 1.5 m. The sensors (HygroClip from Rotronic) consisted of a platinum thermistor ($100\ \Omega$) for temperature and a capacitive probe for moisture measurements. An intercomparison was made before and after the experiment. Results are given in Table I and are satisfying for both parameters, i.e. the accuracy was good enough to capture the principal structures of horizontal fields. The measurements were made every 10 minutes from 12 June to 14 July 2001.

To discuss the disposition of the network, we must first note that the network was composed of 20 stations installed at a fixed place for the whole campaign. Though each station could record temperature and moisture with a comfortable temporal resolution (10 min), their limited number (20) does not allow capture of the small-scale spatial variability. This is the reason why we focused on variations at the scale of the city (the distance between north-south borders of the domain presented in Figure 10 is 22 km). Furthermore, the simulation is able to describe the horizontal fields for scales larger than 500 m. The results of normalized EOFs are thus of major interest, because (1) they give the spatio-temporal pattern of most of the variance, and (2) they exhibit (at least for temperature) a repetitive behaviour for daytime and nighttime periods, which can thus be considered as representative of the UTI over Marseille. The disposition of the network had therefore to be decided in order to sample the spatial structures associated with these cycles. Since our aim is to study the impact of the urbanization on thermodynamic parameters of the urban atmosphere, the first spatio-temporal structure to sample is $\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ (Figure 11). This requires a disposition of stations that enables capture of the following characteristics found in the simulation output:

- the warmer area situated in the old core of the city (A, in Figure 11) in comparison with surrounding areas,
- the extension of this warm area in the east valley (B, in Figure 11),
- the progressive decrease of temperature from the centre to north-east areas (C, in Figure 11)
- areas cooler than the centre in the north and south of the centre (D, in Figure 11).

Then the daytime cycle observed for $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ must also be sampled even if there is no link with the urbanization; its recurrence shows that the θ field is steady over Marseille from day to day. So the network must be designed to sample the south-west/north-east gradient. This spatial structure is also close to that of EOF_1^q . This characteristic allows the simultaneous sampling of both spatial structures of $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ and EOF_1^q with the same network, and thus to reduce the number of stations required.

The design of the network presented in Figure 13 is that finally chosen; first, a south-west/north-east axis (axis 1) is constituted of seven stations (5, 19, 16, 6, 8, 12 and 11). This axis samples the decrease of temperature mentioned as C in Figure 11 and also the structure of the θ field during daytime (Figure 10) and q (Figure 12). A second south-west/north-east axis (axis 2) with homogeneous urbanization includes four stations (1, 2, 3 and 10). Then two west–east axes are constituted: axis 3 is composed of five stations (15, 14, 7, 9 and 10) and is designed to capture the organization of the field in the case of a westerly sea breeze. Axis 5 is parallel to axis 3 (to the south) and is composed of two stations (5 and 19) already defined and two other stations (3 and 4) that are set up in the area identified as B in Figure 11. Then one station is installed in the north of the domain to sample the D areas presented previously. This station completes axis 4, which is a north-south axis composed of five stations (13, 15, 19, 5 and 1). Finally, two stations (17 and 18) are located northward of the city old core to obtain a good representation of different zones of the most urbanized area.

4.4. EVALUATION OF NETWORK DISPOSITION

In order to verify that the chosen network disposition is able to capture the major characteristics of the thermodynamic patterns, the 20 locations of the network have been extracted from the simulation (average of the four closest grid points) and EOFs have been computed at these locations. The results are presented in Figure 14. The upper graphs show the first EOF for potential temperature during daytime, which captures 61% of the variance; it must be compared to Figure 10, which is the first EOF for the same parameter and period but for all the points of the simulation (see

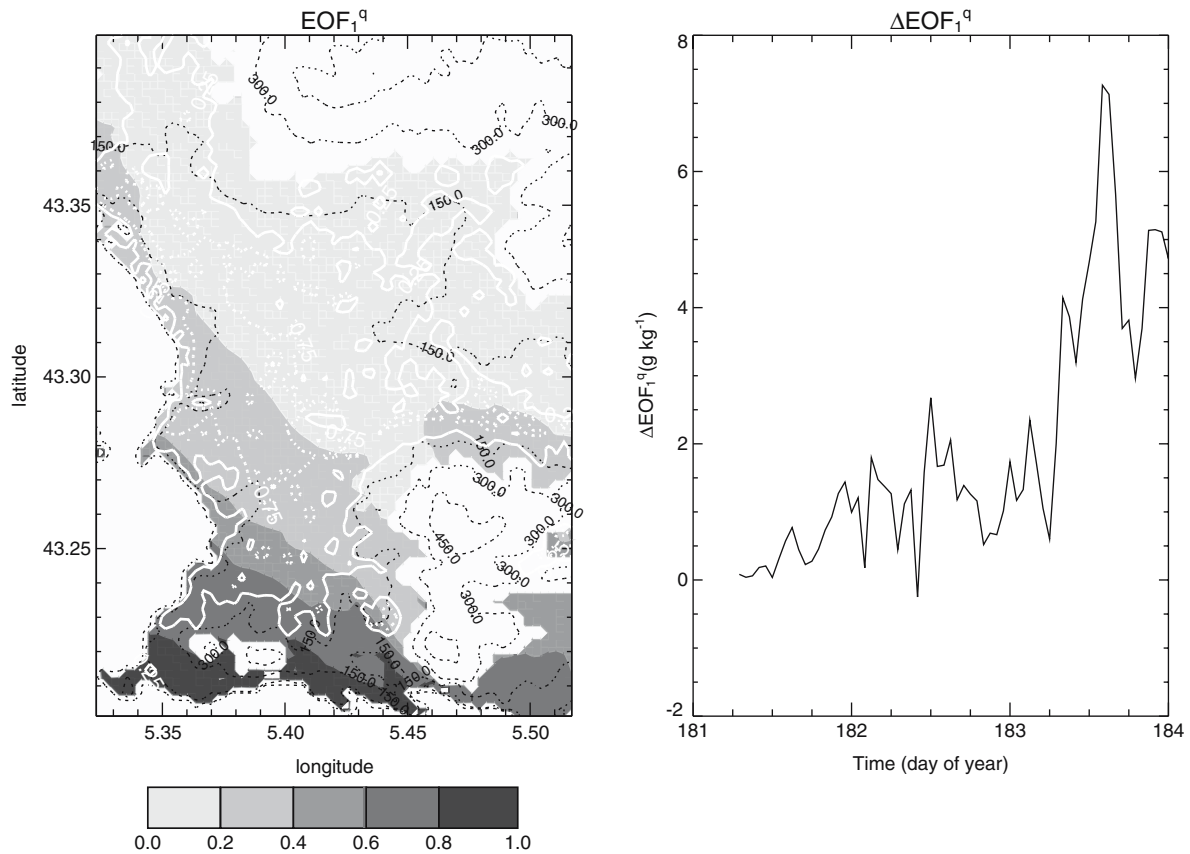


Figure 12. Same as Figure 10 but for q (daytime and nighttime).

Section 4.1). This latter EOF captures 63% of the variance, so on this point the two EOFs are comparable. Then, the EOF computed on the 20 points of the network presents the same spatial and temporal characteristics as the one computed on all the points of the model grid. The spatial structure is dominated by a south-west to north-east gradient, and the temporal evolution has a day-to-day cycle with a peak around midday. The maxima reached are not the same in the two EOFs because the extreme points of the EOF computed on the whole fields are not exactly at the same place as those from the 20 stations of the network. The middle graphs of Figure 14 are the EOF computed on potential temperature during nighttime with the 20 points of the network. It must be compared to Figure 11, which is the EOF computed for the whole grid. The variances captured by these EOFs are also of the same order, with 72% for the EOF computed on the 20 points and 65% for the EOF computed on the whole grid. Then, the spatial structure shows a warm area on the west side of the domain (most urbanized area) and colder areas around. The time series associated with this structure also presents a recurring evolution during the nighttime evolution with an increase in the first part of the night and a decrease in the early morning. Finally, the bottom graphs present the EOF computed on the 20 points of the network extracted from the simulation for specific humidity over the whole period of the simulation. It must be compared

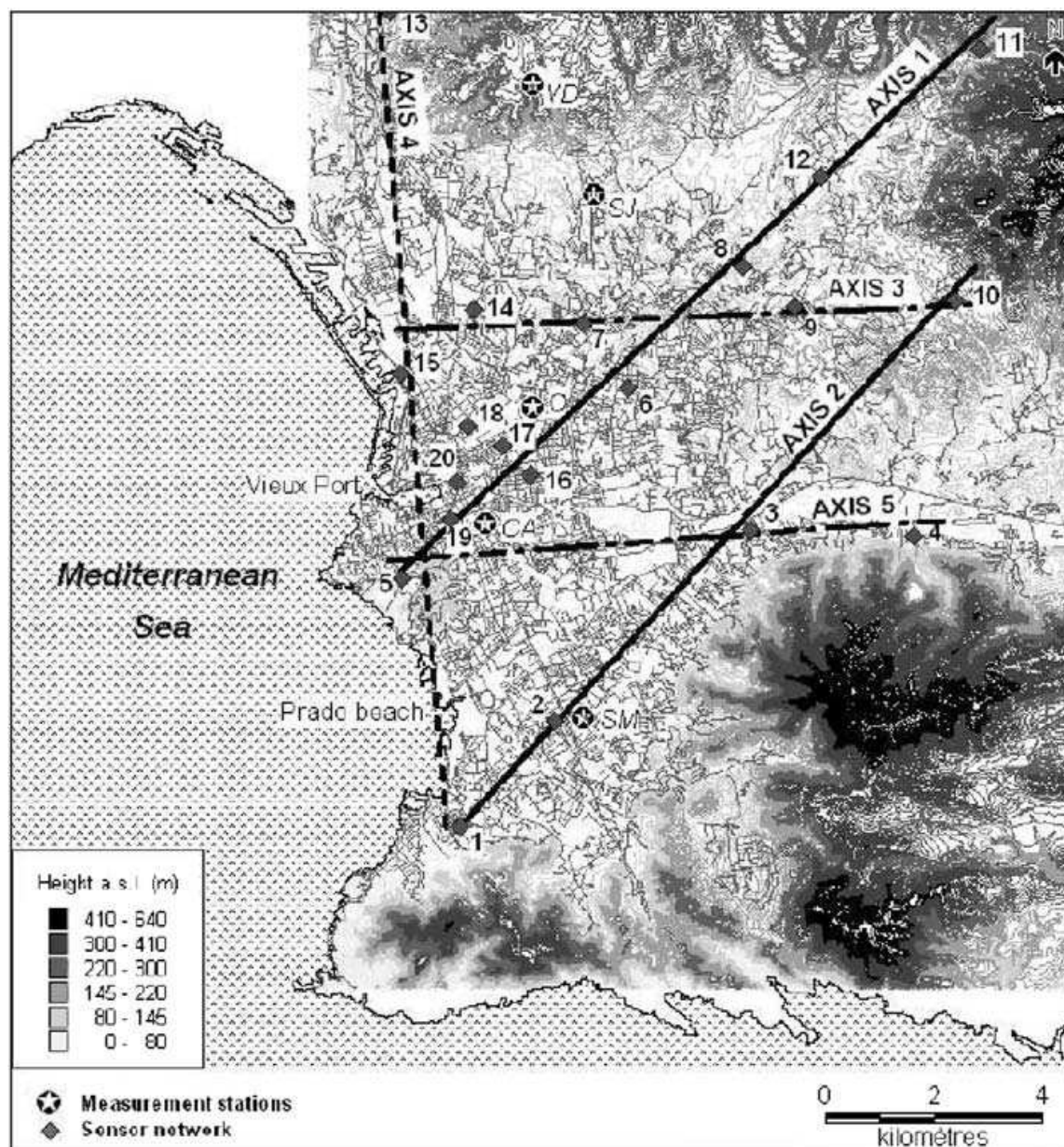


Figure 13. Map of the 20 sensors network (grey diamonds) and of wind and flux measurement stations (white stars in black disks). CA: Cours d'Appel, SJ: Saint Jérôme, SM: Sainte Marguerite, O: Observatoire and VD: Vallon Dol.

to Figure 12. Both EOFs capture about the same variance, with 46% for the EOF computed on the 20 points and 52% for the EOF computed over the complete grid. For both spatial patterns, one can note a north-east to south-west gradient of moisture; the temporal evolution moves towards an increase of spatial variability at the end of the period.

EOFs computed on the 20 points chosen for the network confirm the relevance of this disposition. The network is able to capture the major characteristics of the surface thermodynamic fields: (1) the south-west to north-east potential temperature gradient during the day associated with a maximum of spatial variability around midday; (2) the higher potential temperature

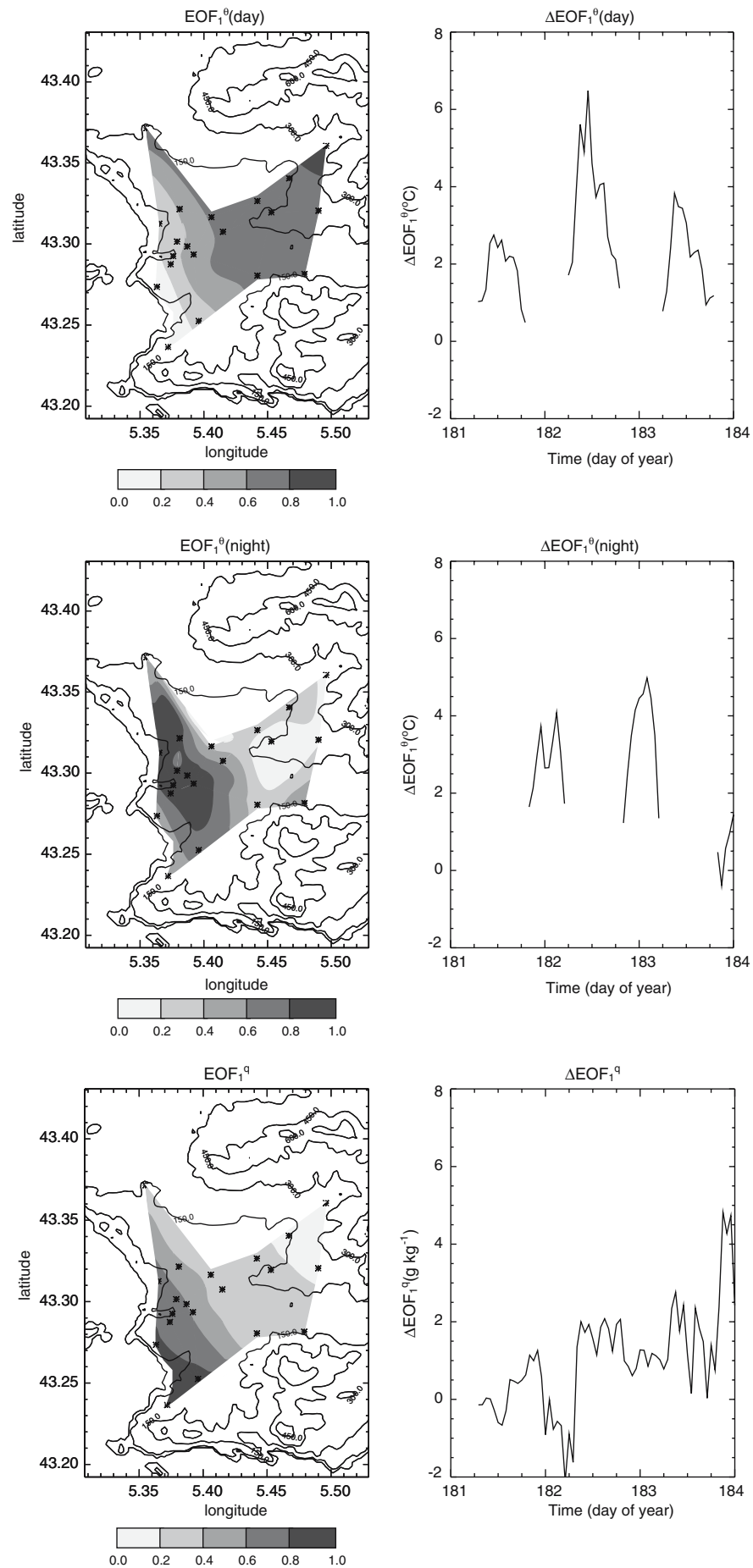


Figure 14. First EOFs computed on the 20 points of the network extracted from the simulation output for potential temperature during daytime (top), potential temperature during nighttime (middle) and specific humidity over the whole period (bottom). The black crosses indicate the 20 locations selected for the sensors.

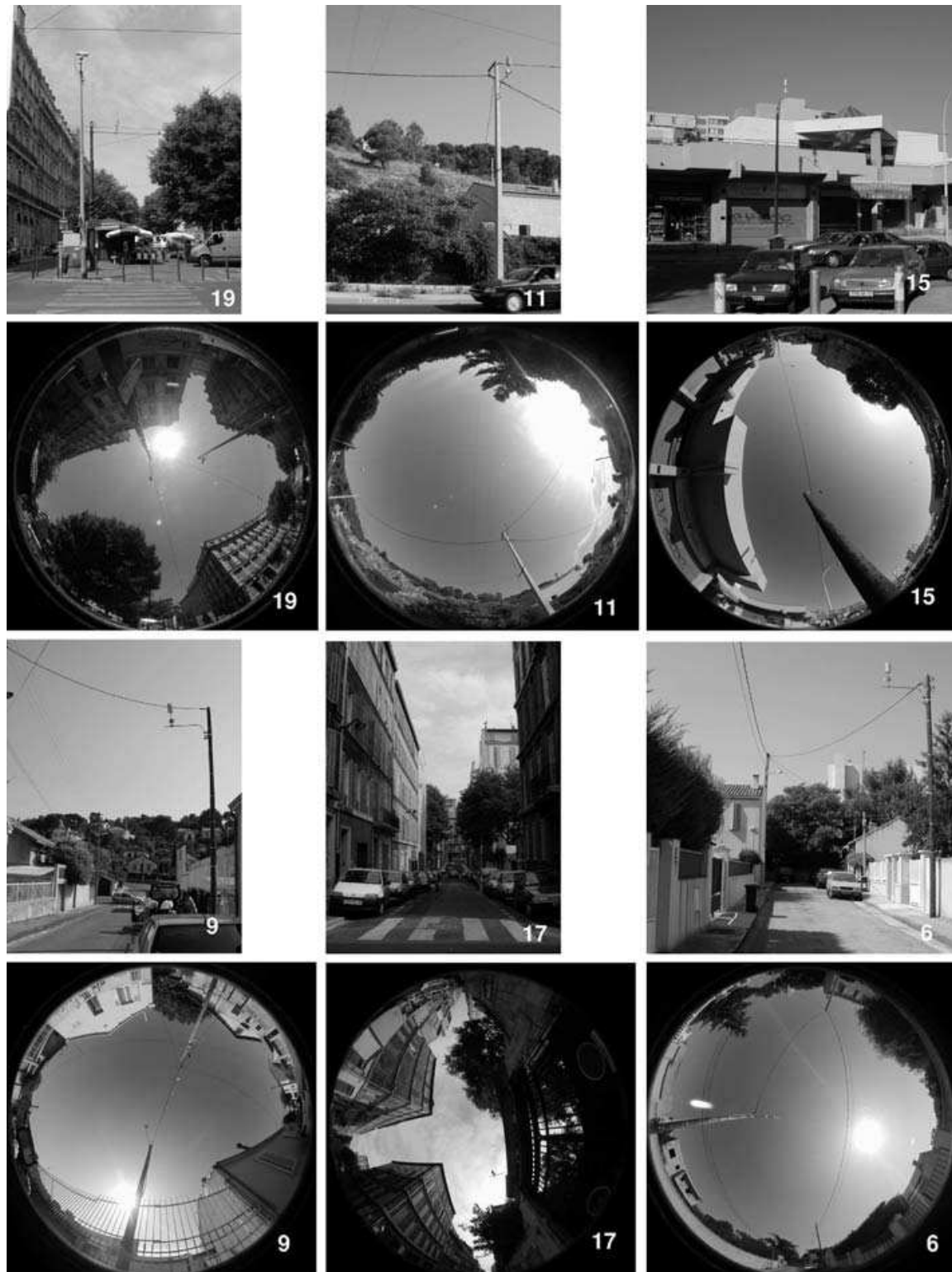


Figure 15. Photographs of a site for each of the six urban classes of Table II with conventional and fish-eye camera. The number of the sensor is indicated on each graph.

over the most urbanized area during nighttime, and a temperature difference between this area and its surroundings that increases during the first part of night and then decreases as with a typical UHI; (3) the north-east to south-west gradient of specific humidity during the whole period.

4.5. SENSOR SURROUNDINGS

The 20 sensors were spread throughout the city centre, the suburbs, along the coast and close to the rural area, with the urban characteristics of the sensor surroundings (Table II) described with an urban database, the BDTopo produced from photogrammetry by the French National

TABLE II
Characteristics of sensor surroundings.

		Building p.a.d.	Impervious p.a.d.	Spacing W (m)	Building height H (m)	H/W
City centre	Sensor 19	0.57	0.16	17.0	16.3	0.96
	Sensor 20	0.52	0.21	19.1	17.9	0.94
Pericentre	Sensor 16	0.49	0.17	15.2	13.0	0.86
	Sensor 17	0.46	0.16	24.1	15.3	0.63
	Sensor 18	0.40	0.17	28.0	15.2	0.54
Indus area	Sensor 14	0.22	0.12	38.1	10.0	0.26
	Sensor 15	0.36	0.19	35.0	11.7	0.33
Res. bdgs area (high)	Sensor 1	0.13	0.11	51.4	8.7	0.17
	Sensor 2	0.21	0.16	26.5	9.0	0.34
	Sensor 3	0.21	0.14	38.6	9.1	0.24
	Sensor 5	0.23	0.11	23.2	7.8	0.34
	Sensor 6	0.22	0.11	22.2	6.8	0.31
	Sensor 7	0.22	0.15	29.0	9.9	0.34
	Sensor 4	0.10	0.07	49.8	5.0	0.10
Res. bdgs area (mean)	Sensor 9	0.12	0.11	46.5	9.0	0.19
	Sensor 12	0.14	0.10	40.1	6.9	0.17
	Sensor 13	0.12	0.10	41.3	6.7	0.16
Res. bdgs (low)	Sensor 8	0.08	0.08	55.2	7.9	0.14
	Sensor 10	0.06	0.05	40.6	3.7	0.09
	Sensor 11	0.02	0.03	55.4	3.6	0.06

Indus.: industrial; Res.: residential; bdgs: buildings; p.a.d.: plan area density.

Geographic Institute. BDTopo contains information about surface cover such as buildings, vegetation, water surface, road network and elevation (a.s.l.) of the specified cover. This vectorial information was transformed in raster mode with a laboratory software DFMap (Long et al., 2002), which computes statistical variables onto a grid, describing the building morphology (height, perimeter, volume, compactness), the land-cover mode (building, vegetation, impervious, water plan area densities – p.a.d.) and the urban structure (building number per cell, spacing between the buildings). These variables are included in a geographic information system (GIS) with a cell size of 200 m×200 m (Long, 2003). From these GIS variables, a classification method (k-means) is applied to determine spatially and statistically the different districts of Marseille. The results are not presented here but the district outlines are drawn on Figure 1 (Long and Kergomard, 2005).

The surroundings of the sensors are characterized by the average of grid points inside a circle of 500 m radius around each location. The sensors 19 and 20 were in the city centre, where the building p.a.d. is the highest. This district is composed of buildings of 5–7 storeys height, disposed on a regular street network with orthogonal intersections and narrow streets. Vegetation is low, represented by public gardens or hedges along the main streets only.

Around the city centre, another district is identified: the peri-centre. Its urban structure is less regular, the buildings having a less compact form and the building p.a.d. is lower than in the city centre. The sensors 16, 17 and 18 were placed at the limit between these districts. The peri-centre is also comprised of industrial areas like the Delorme area, located to the north of the city centre. This area grouped the sensor 15, close to the coast, the sensor 14, and extended 2 km from the shoreline.

Other sensors were placed in residential building areas. These districts are defined by individual housing (1–2 storeys) with private gardens and a regular road network where the building p.a.d. is high. In the suburbs, the building p.a.d. decreases and the vegetation p.a.d. increases from the city centre to the rural area. So we can distinguish three levels of urbanization in the suburbs (three last classes of Table II):

- high building p.a.d. (sensors 1, 2, 3, 5, 6 and 7);
- medium building p.a.d. (sensors 4, 9, 12 and 13);
- low building p.a.d. (sensors 8, 10 and 11).

All the urban characteristics of the sensor surroundings are listed in detail in Table II and a photograph of one station for each class is presented in Figure 15.

5. Spatio-temporal Variability of Air Potential Temperature and Specific Humidity during the 2001 Field Campaign

The measurements recorded by the network of 20 stations during the 2001 field campaign are now used to analyse the characteristics of the spatio-temporal variability of θ and q . Measured air temperature and relative humidity were converted to θ and q using the pressure measurements at the Vallon Dol site (VD in Figure 13), and the hydrostatic law to compute the pressure at each site. Like the simulation, the measurements are analysed using the EOF method. The computation is performed over the 20 stations but the 4752 samples (record every 10 minutes during 33 days) of each parameter (θ and q) are separated between nighttime (2000 UTC to 0600 UTC) and daytime (0600 UTC to 2000 UTC).

5.1. AIR POTENTIAL TEMPERATURE AT NIGHTTIME

For θ during nighttime, the spatial structure of $\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$, which captures 67% of the total variability, presents concentric curves around the old city centre of Marseille (compare Figure 16a and Figure 1). The spatial variability is not as refined as for the simulation (see Figure 11 for example) because of the small number of stations (20) in comparison to the number of grid points of the simulation (7776). However, Figure 16 has merit since it gives an accessible visualization of the general pattern of the spatial variability. The time series of the EOF, $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ (see Appendix A for precise definition), is presented in Figure 17a (upper graph). The first characteristic of this time series is its similar evolution from one night to another: $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ tends to increase during the first part of the night and to decrease in the early morning. This is the typical evolution of the UHI during nighttime (Oke, 1987). The second characteristic of this time series is the variability of the maximum value reached during nighttime (from more than 5°C to less than 1°C). This recurring nighttime variability is linked to the control of UHI intensity by meteorological factors such as wind or cloud cover. The time series of the wind speed, as well as the incoming shortwave and longwave radiation, measured at ground level at the Vallon Dol station (see Figure 1 for the location), are plotted on the same figure.

Since cloud cover fraction does not vary during the period (clear sky conditions are observed most of the time), it is not a determinant factor to explain the observed variability of the UHI maximum intensity. However, during moderate to strong wind events, $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ has a weak variation and presents its lowest values. This is the case from 16 to 19 June, and for 28 June, 5, 6 and 7 July and 12 July. These observations are in agreement with Sundborg (1950), Morris et al. (2001) and Eliasson and

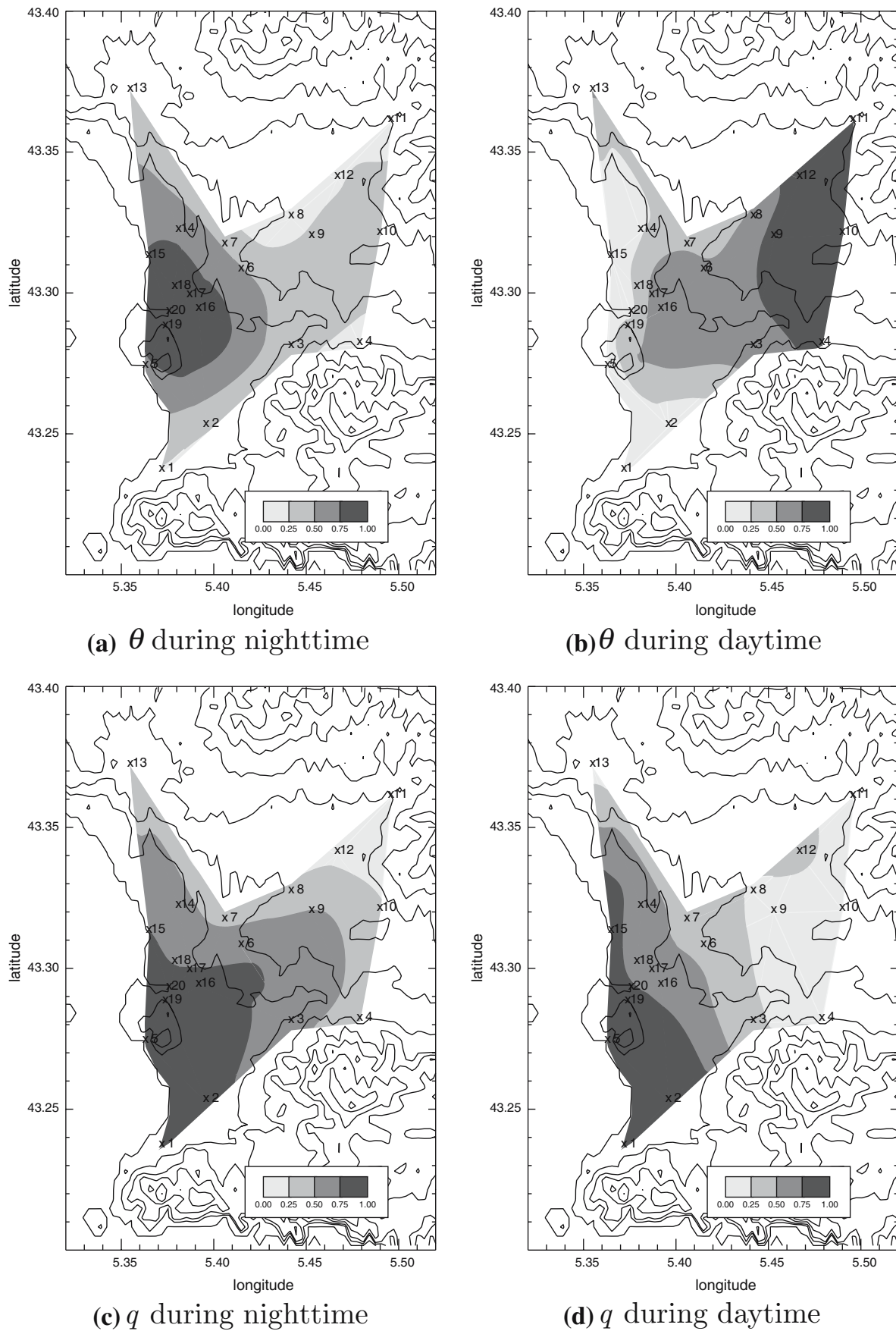


Figure 16. Fields of the normalized first EOF computed from observed air potential temperature and specific humidity for daytime and nighttime periods.

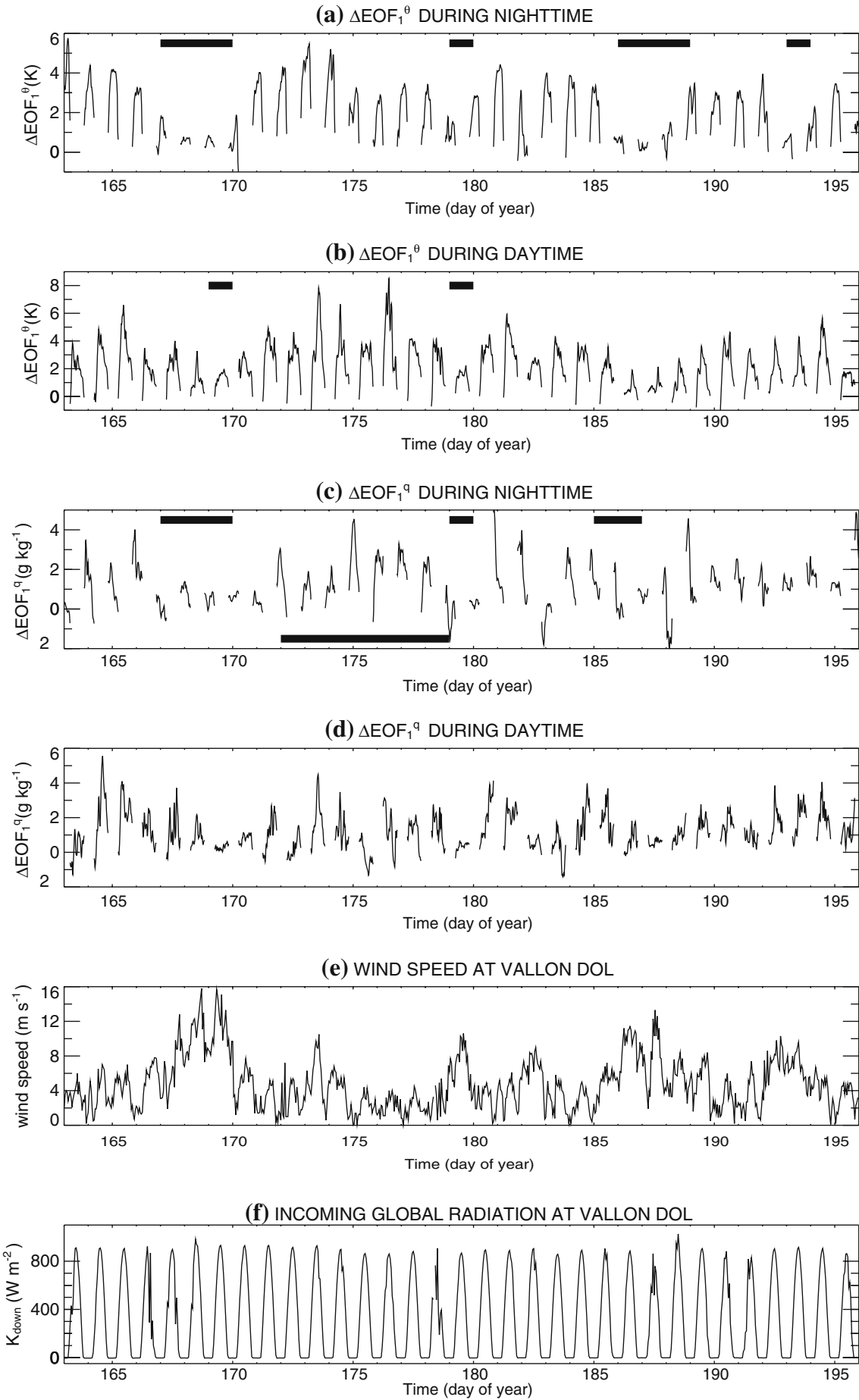




Figure 17. From top to bottom: time series of $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$, $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$, $\Delta\text{EOF}_1^q(\text{night})$, $\Delta\text{EOF}_1^q(\text{day})$, wind speed and incoming global radiation at Vallon Dol site (VD in Figure 13) for the 2001 campaign. Bold horizontal lines mark the periods analysed in more detail in the text.

Svensson (2003), and demonstrate the ability of the EOF method and the specific normalization used to study the UHI phenomenon.

5.2. AIR POTENTIAL TEMPERATURE DURING DAYTIME

The behaviour of $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ during daytime (63% of the total variability) is completely different from that at night, the spatial variation is linked to the distance to the shoreline (Figure 16b). The corresponding time series, $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$, is presented in Figure 17b. When $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ is positive, θ is higher over areas in the eastern part of the domain than over areas close the shoreline. Though we observe a variability of the value of the daily maximum, $\Delta\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ presents a repetitive shape of its diurnal evolution, translating as an increase of temperature difference between inland areas and coastal areas during the morning and a decrease during the afternoon. This evolution is linked to the sea breeze cycle that developed regularly over the region during the field campaign (Lemonsu et al., 2005). The days where the lowest maxima are observed correspond to low values of variability during the adjacent nights. This is the case for 18 and 28 June. During these 2 days, Mistral (north-west wind) winds are more than 10 m s^{-1} . This is also the case for the 5 and 6 July during which winds from the south-east have speeds up to 10 m s^{-1} . During these days the western sea breeze cannot develop and the temperature difference between the coastal and inland areas remains quite low.

5.3. SPECIFIC HUMIDITY DURING NIGHTTIME

The first EOF captures 58% of the total variability, but the time series does not have a behaviour as simple as that for θ (Figure 17c): q is higher in the south-west of the domain, which includes the city centre. The temporal evolution of $\Delta\text{EOF}_1^q(\text{night})$ is presented in Figure 17c. As for θ , the cycle is weak when wind speed increases (see for example 16 to 19 June, 28 June, 4 and 5 July). Some days present a recurrent cycle, with an increase of $\Delta\text{EOF}_1^q(\text{night})$ during the first part of the night and then a decrease of the difference in q between the south-west and the north-east areas. This is the case from 21 to 27 June during which a regular sea breeze cycle develops over the domain.

5.4. SPECIFIC HUMIDITY DURING DAYTIME

The first EOF captures 51% of the total variability and its horizontal field presents an organization parallel to the shoreline (Figure 16d) as for θ during daytime. The corresponding time series (Figure 17d) presents characteristics already described for other parameters, such as weak amplitude of the cycles during windy conditions and higher amplitudes when the sea breeze regime is well established.

6. Relations between Thermodynamic Fields and Local Surface Characteristics

In this section, the relations between thermodynamic fields and local surface characteristics are studied with both the observations and the simulation. This step allows us to evaluate the validity of the method and more specifically the ability of the model to reproduce these relations. It also allows us to evaluate the stability of the relations from year to year since the periods of the simulation and observations are not synchronous and of the same length (three days of summer 2000 for simulation and 33 days of summer 2001 for observations). In order to make the observations and the simulation comparable for the spatial patterns, the thermodynamic fields are characterized in the simulation with EOFs computed on the 20 points of the network as in Section 4.4.

6.1. RELATION BETWEEN SPATIAL STRUCTURE OF θ DURING NIGHTTIME AND GEOGRAPHIC CHARACTERISTICS

The spatial structure of temperature during nighttime depends on surface characteristics and especially on the urban structure of an agglomeration. The warmest areas of a city are generally those with the highest urban cover fraction (sum of buildings p.a.d. and roads p.a.d.) (Park, 1986; Nuñez et al., 2000; Unger et al., 2001; Eliasson and Svensson, 2003). They are generally characterized by high aspect ratios (height of street/width of street, H/W) or low sky view factor (Oke, 1981; Barring and Mattson, 1985, Eliasson, 1996; Goh and Chang, 1999; Nuñez et al., 2000; Eliasson and Svensson, 2003). Such relations have been investigated for the first EOFs spatial structure on both observations and the simulation. The results are presented in Figure 18: average values and standard deviations have been computed for bins (of H/W or urban cover fraction) of 0.2. This figure exhibits a clear relationship between $\text{EOF}_1^\theta(\text{night})$ and both the urban cover fraction and the aspect ratio. Furthermore, this relation is similar when deduced from the observations or from the simulation (although for the relation with urban cover fraction, the correlation coefficient (see Table III) is slightly higher for observations than for the simulation).

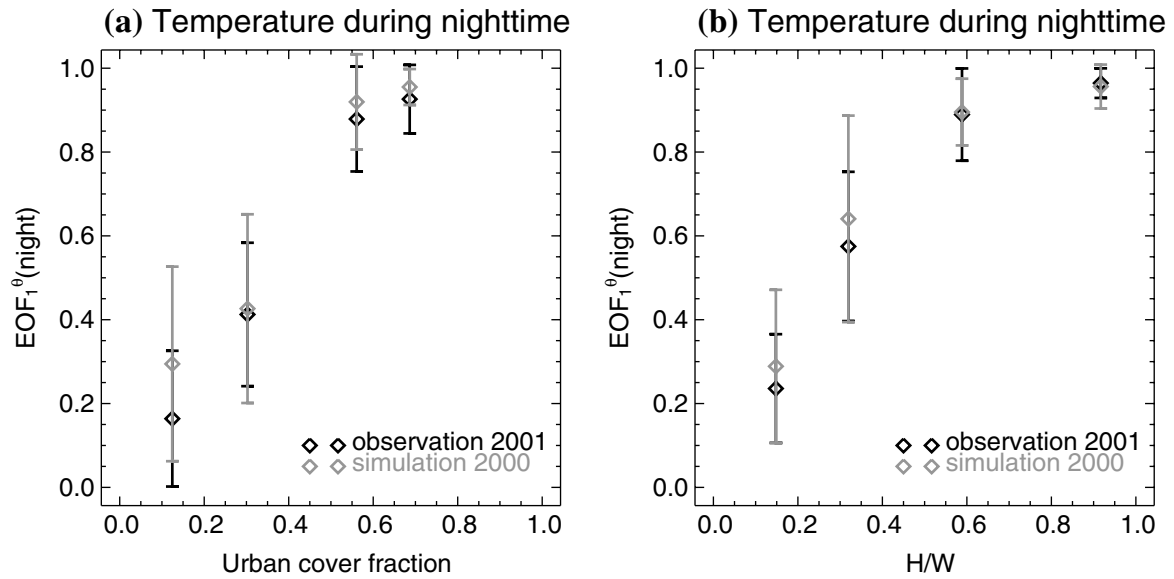


Figure 18. Relation between first EOF of θ during nighttime and urban cover fraction (left) or aspect ratio (right) deduced from the simulation (grey symbols) or observations (black symbol). Vertical bars indicate variability in each bin of urban cover or H/W .

6.2. RELATION BETWEEN SPATIAL STRUCTURE OF θ DURING DAYTIME AND GEOGRAPHIC CHARACTERISTICS

Observations and the simulation of the spatial variability of θ during daytime have also been related to local parameters. In the literature, no

TABLE III

Percentage of variance explained by first EOFs and correlation coefficients (ρ) between EOFs computed on observations or simulations and different geographic characteristics of the sites.

	θ_{night}	θ_{day}	q
% variance obs	67	63	51
% variance sim	72	61	46
$\rho(\text{obs, sim})$	0.79	0.87	0.94
$\rho(\text{obs, UC})$	0.91	-0.52	0.74
$\rho(\text{sim, UC})$	0.85	-0.52	0.56
$\rho(\text{obs, } H/W)$	0.86	-0.37	0.66
$\rho(\text{sim, } H/W)$	0.76	-0.42	0.49
$\rho(\text{obs, dws})$	-0.68	0.90	-0.91
$\rho(\text{sim, dws})$	-0.71	0.85	-0.87

obs: observation; sim: simulation; H/W : aspect ratio; UC: Urban cover fraction; dws: distance to west shoreline.

relation has been demonstrated between temperature during daytime and the characteristics of the urban structure. In the case of Marseille, as presented in the preceding sections, the spatial variability of temperature during daytime is completely different from that during nighttime. As can be seen in Figure 19 and Table III, the correlation coefficient between $\text{EOF}_1^\theta(\text{day})$ and urban cover fraction is quite low and even negative, with similar values for observations and the simulation. Even though no relation exists between the daytime spatial structure of θ and urban characteristics, the spatial structure, however, is quite steady at this period of the year, since it is observed for two consecutive years. Since the sea breeze often flows from the west over Marseille during summer, we have compared the relation between the daytime spatial structure of θ and distance to the west shoreline, for observations and the simulation. The results are presented in the right graph of Figure 19. Average values and standard deviations are computed for bins of distance to the shoreline of 2.5 km. The corresponding correlation coefficients are presented in Table III: they are high for both observations and the simulation. The sea breeze is thus the driving parameter of the temperature field during daytime, which explains why its structure is reproduced from 1 year to the next.

6.3. RELATION BETWEEN SPATIAL STRUCTURE OF q AND GEOGRAPHIC CHARACTERISTICS

Finally, the same comparisons have been conducted for the spatial structure of specific humidity. For this case, since the difference of structure between

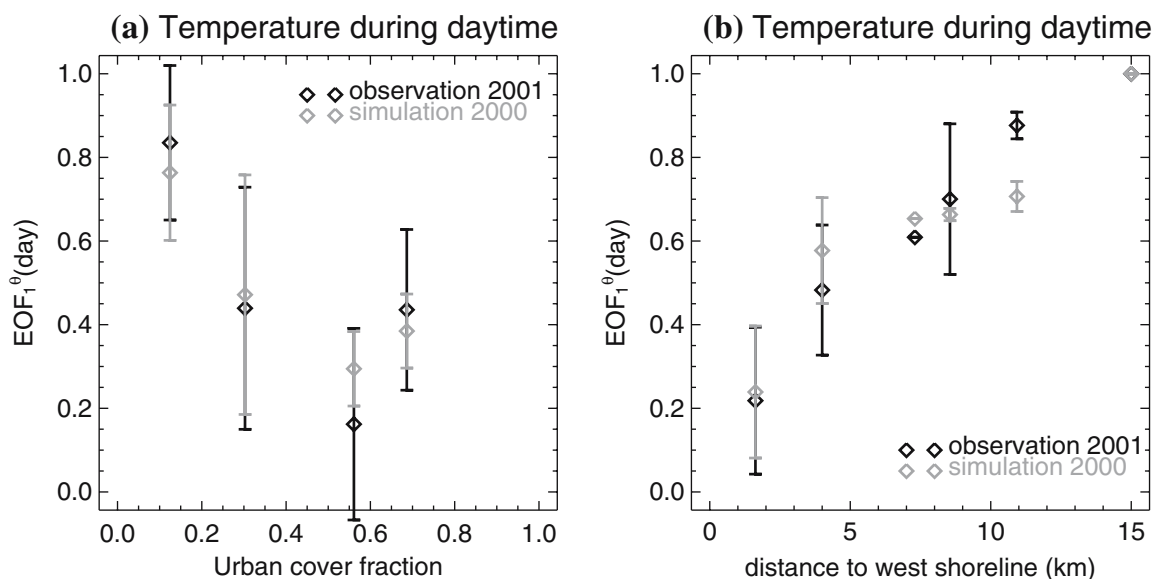


Figure 19. Relation between first EOF of θ during daytime and urban cover fraction (left) or distance to the west shoreline of the domain (right), deduced from the simulation (grey symbols) or observations (black symbols). Vertical bars indicate variability in each bin of urban cover or distance to the west shoreline.

day and night is weak (see preceding sections), the spatial structures have been computed from observations and the simulation for the whole continuous period. As with the preceding section, the results are presented in the form of the relationships between the first EOF and urban cover fraction, or distance to the shoreline (Figure 20 and Table III). The highest (negative) correlations are observed between EOF and the distance to the shoreline, which seems reasonable. Regarding the relationship between EOF and urban cover fraction, the result is quite surprising, with a positive correlation (i.e. water content would increase with urbanization). However, the values of the correlation coefficient are not high (mainly for the simulation), and this relationship probably results from the fact that, in Marseille, the most urbanized areas are close to the shoreline. The distance to the west shoreline and urban cover fraction are therefore not independent.

7. Conclusions

The two main objectives of this study were first to optimize the set-up of an instrumented urban network (20 stations) measuring air temperature and relative humidity over the agglomeration of Marseille (France), and then to analyse the spatio-temporal variability of these fields retrieved from the measurements. We have adopted a strategy based on the following steps: (1) a high resolution numerical simulation was performed for a period of the preparatory field campaign (2000) using a specific parametrization for the urban surface energy balance; (2) carrying out an evaluation of this simulation against the available observation dataset; (3) performing

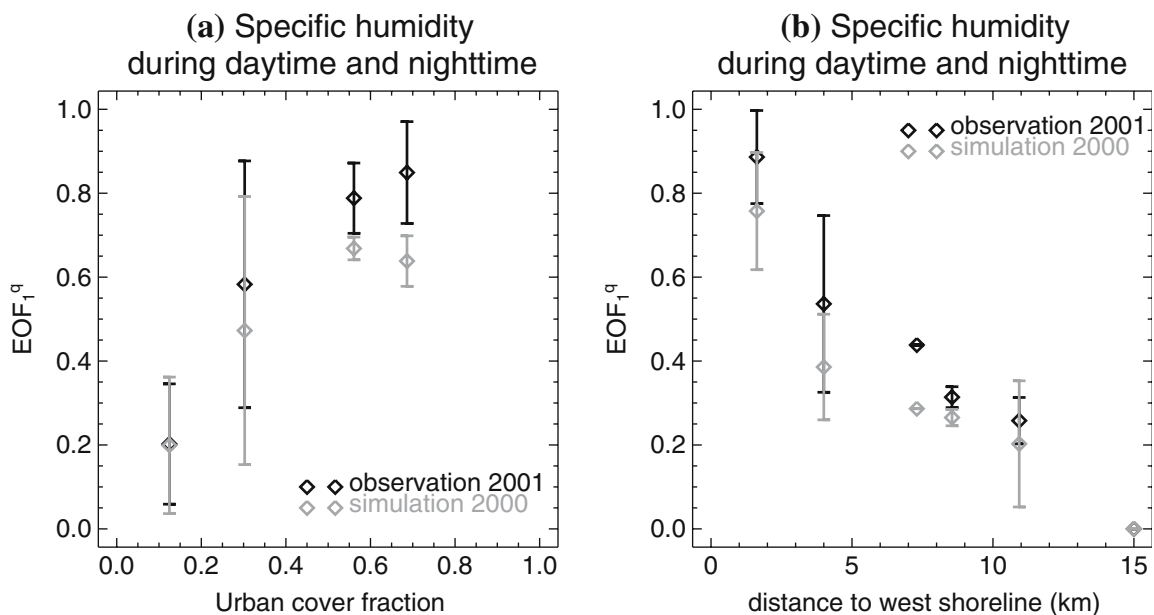


Figure 20. Same as Figure 19 but for q during daytime and nighttime.

an analysis of the output of this simulation with a specific normalization of EOF decomposition; (4) using the definition of the network disposition; (5) verifying that this disposition was able to retrieve the major characteristics of the fields by extracting the 20 selected locations from the simulation output and studying the spatio-temporal variability given by these points; (6) performing a spatio-temporal analysis of temperature and moisture fields using EOF decomposition; (7) analysing the relation between the spatial variability of the fields and the geographic characteristics.

The methodology of optimization of the network disposition, based on the numerical simulation and EOF decomposition, has proved to be efficient even though it is the first attempt of such a methodology in the field of urban meteorology. Despite the limited number of locations of the network, we were able to capture the major characteristics of the spatio-temporal variability of temperature and moisture over the agglomeration. In this method, the use of EOF decomposition with an adapted normalization has proved to be a powerful tool for studies of the urban thermodynamic island. We can deduce from this decomposition the spatial pattern of most of the variance and its temporal cycles. This technique, after being used for determination of network disposition, has been applied to the observations conducted in June and July 2001. We have presented evidence that the temperature field during nighttime over Marseille was dominated by the influence of the land-use, whereas during daytime it was influenced by the regular sea breeze cycles that develop during summer. Concerning moisture, the sea and local circulations are the main controlling factors. Over Marseille and during summer, urbanization does not seem to influence the spatio-temporal variability of moisture. Finally, a high correlation of the spatial patterns extracted from the EOF with urbanization characteristics (urban cover fraction or aspect ratio) has been found for temperature during nighttime. This relation has been shown from both the simulation of the summer 2000 and the measurements made in 2001.

Our study has demonstrated the value of using a high resolution numerical model, including a specific parametrization of the surface energy balance, to define an experimental device deployed in an extended urban area. The use of EOF decomposition on a network of limited instrumented sites (20), or on a simulation with a large number of points, has proved to be efficient in retrieving spatio-temporal patterns of high variability associated with an urban heat island.

Acknowledgements

The help of Dr. O. Mestre (Météo-France, France) concerning the use of the EOF decomposition is gratefully acknowledged. The authors would like to thank Dr. J. Salmond for his reading of the manuscript, the 4M team

from the Centre National de Recherches Météorologiques for preparation of the instruments and Dr. P.G. Mestayer for leading the UBL project. The UBL project has been funded by the French scientific program PATOM.

Appendix: A Specific Normalization of EOF Results

We apply the EOF method on two-dimensional data $X_{t,s}$ that are functions of time (t) and space (s); X is either θ or q . For EOF analysis applied to simulation output, there are 66 hourly fields of 7776 points (spatial grid of 72×108). For EOF analysis applied to observations, time series are composed of 4752 records (one value every 10 min during 33 days) for each of the 20 stations.

First of all, we centre $X_{t,s}$ by subtracting the mean diurnal cycle averaged over N_s values, where N_s equals either 7776 (grid points of the modelled field) or 20 (stations of the field measurements):

$$X_{t,s}^c = X_{t,s} - \overline{X}_t, \quad (\text{A1})$$

where

$$\overline{X}_t = \frac{1}{N_s} \sum_{s=1}^{N_s} X_{t,s}. \quad (\text{A2})$$

The EOF method gives a new decomposition of $X_{t,s}^c$:

$$X_{t,s}^c = \sum_{k=1}^{N_s} S_k(s) T_k(t). \quad (\text{A3})$$

Each component k is associated with the k th eigenvalue (in descending order) of the variance–covariance matrix, $\underline{X}^c \underline{X}^c$ ($\underline{X}^c$ is the transposed matrix); S_k is the eigenvector associated with the k th eigenvalue and gives the spatial structure of the component; T_k is the time series of this spatial structure computed as: $T_k = X^c S_k$. In general S_k are presented as the normalized vector ($\|S_k\| = 1$) and as a consequence T_k are affected by this normalization and represent the variation associated with the entire S_k field. The interpretation of T_k would be easier if T_k could represent for example the difference between the two most contrasted points of the S_k field. To cope with this problem we have computed another normalization, and the results that are presented in the paper are from

$$\text{EOF}_k^X(s) = \frac{S_k(s) - \text{Min}(S_k)}{\text{Max}(S_k) - \text{Min}(S_k)} \quad (\text{A4})$$

for the spatial structure and

$$\Delta \text{EOF}_k^X(t) = T_k(t)(\text{Max}(S_k) - \text{Min}(S_k)) \quad (\text{A5})$$

for the temporal evolution.

In this notation, suffix k refers to the EOF and X refers to the meteorological parameter (θ or q). With this normalization, $0 \leq \text{EOF}_k^X(s) \leq 1$, and $\Delta \text{EOF}_k^X(t)$ gives the time series, in physical units of K for θ , g kg^{-1} for q , of the difference between the two most contrasted points of k th function (these points have respective values 0 and 1 of EOF_k^X). If j is the value of s for which $\text{EOF}_k^X(j) = 0$, for each $s \neq j$, the product $\text{EOF}_k^X(s) \Delta \text{EOF}_k^X(t)$ is the time series of ΔEOF_k^X between the point s and the point j contained in the k th function.

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', *Int. J. Climatol.* **23**, 1–26.
- Bärring, L. and Mattson, J. O.: 1985, 'Canyon Geometry, Street Temperatures and Urban Heat Island in Malmö, Sweden', *J. Climatol.* **5**, 433–444.
- Bénech, B., Cachier, H., Cros, B., Durand, P., Gizard, E., Hanuise, C., Jambert, C., Lefebvre, M. P., Leopold, A., Lopez, A., Masclet, P., Penazzi, G., Robin, D., Saïd, F., Serça, D., Sol, B., and Zephoris, M.: 2001, 'Report of ESCOMPTE preparatory field campaign – 19 June–9 July 2000'. Technical report, Laboratoire d'Aérodynamique, 14 avenue Edouard Belin 31400 Toulouse, FRANCE. In French, 152 pp., available on request from the authors.
- Bougeault, P. and Lacarrère, P.: 1989, 'Parametrization of Orography-induced Turbulence in a Meso-beta-scale Model', *Mon. Wea. Rev.* **117**, 1872–1890.
- CEC: 2000, 'CORINE Land Cover. Technical guide, Addendum', Technical Report 40, European Environment Agency.
- Cros, B., Durand, P., Cachier, H., Drobinski, P., Fréjafon, E., Kottmeier, C., Perros, P. E., Peuch, V. H., Ponche, J. L., Robin, D., Saïd, F., Toupance, G., and Wortham, H.: 2004, 'The ESCOMPTE Program: An Overview', *Atmos. Res.* **69**, 241–279.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J. L.: 2000, 'A Turbulence Scheme Allowing for Mesoscale and Large-eddy Simulations', *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **126**, 1–30.
- Deardorff, J. W.: 1970, 'A Three-dimensional Numerical Study Investigation of the Idealized Planetary Boundary Layer', *Geoph. Fluid Dyn.* **27**, 377–410.
- Dupont, S., Otte, T. L., and Ching, J. K. S.: 2004, 'Simulation of Meteorological fields within and above Urban and Rural Canopies with a Mesoscale Model', *Boundary Layer Meteorol.* **113**(1), 111–158.
- Eliasson, I.: 1996, 'Urban Nocturnal Temperatures, Street Geometry and Land Use', *Atmos. Environ.* **30**, 379–392.
- Eliasson, I. and Svensson, M. K.: 2003, 'Spatial Air Temperature Variations and Urban Land Use – a Statistical Approach', *Meteorol. Appl.* **10**, 135–149.
- Goh, K. C. and Chang, C. H.: 1999, 'The Relationship between Height to Width Ratios and the Heat Island Intensity at 22:00 h for Singapore', *Int. J. Climatol.* **19**, 1011–1023.
- Hage, K. D.: 1975, 'Urban–Rural Humidity Differences', *J. Appl. Meteorol.* **14**, 1277–1283.
- Holmer, B. and Eliasson, I.: 1999, 'Urban–Rural Vapour Pressure Differences and their Role in the Development of Urban Heat Islands', *Int. J. Climatol.* **19**, 989–1009.

- Kessler, E.: 1969, 'On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation', *Meteorol. Monog.* **10**, 1–84.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hèreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E. and de Arellano, J. V.-G.: 1998, 'The MésO-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic Formulation and Control Simulation', *Ann. Geophys.* **16**, 90–109.
- Lemonsu, A. and Masson, V.: 2002, 'Simulation of a Summer Urban Breeze over Paris', *Boundary-Layer Meteorol.* **104**, 463–490.
- Lemonsu, A., Grimmond, C. S. B. and Masson, V.: 2004, 'Modeling the Surface Energy Balance of the Core of an Old Mediterranean City: Marseille', *J. Appl. Meteorol.* **43**, 312–327.
- Lemonsu, A., Pigeon, G., Masson, V. and Moppert, C.: 2005, 'Sea–town Interactions over Marseille: 3D Urban Boundary Layer and Thermodynamic Fields near the Surface', *Theor. Appl. Climatol.* **74**(2), 1–12.
- Lemonsu, A., Bastin, S., Masson, V. and Drobinski, P.: 2006, 'Vertical Structure of the Urban Boundary Layer over Marseille under Sea breeze Conditions', *Boundary-Layer Meteorol.*, **118**, xx–xx.
- Long, N.: 2003, '*Analyses Morphologiques et Aérodynamiques du tissu urbain: application à la micro-climatologie de Marseille pendant la campagne ESCOMPTE*'. Ph.D. Thesis (in French), Université des Sciences et Techniques de Lille, France.
- Long, N. and Kergomard, C.: 2005, 'Classification Morphologique du tissu urbain pour des applications climatologiques', *Revue Internationale de Géomatique*, in press.
- Long, N., Mestayer, P. and Kergomard, C.: 2002, 'Development of a Software to Describe the City Morphology and to Compute Aerodynamic Parameters from an Urban Data Base', in *Fourth Symp. on the Urban Environment*, Norfolk, VA, American Meteorological Society, Boston, MA, pp. 31–32.
- Martilli, A., Clappier, A. and Rotach, M. W.: 2002, 'An Urban Surface Exchange Parameterisation for Mesoscale Models', *Boundary Layer Meteorol.* **104**(2), 261–304.
- Masson, V.: 2000, 'A Physically-based Scheme for the Urban Energy Budget in Atmospheric models', *Boundary-Layer Meteorol.* **94**, 357–397.
- Masson, V., Champeaux, J. L., Chauvin, F., Meriguet, C. and Lacaze, R.: 2003, 'A Global Data Base of Land Surface Parameters at 1 km Resolution in Meteorological and Climate Models', *J. Climate* **16**, 1261–1282.
- Masson, V., Grimmond, C. S. B. and Oke, T. R.: 2002, 'Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) Scheme with Direct Measurements from Dry Districts in Two Cities', *J. Appl. Meteorol.* **41**, 1011–1026.
- Mestayer, P. G., Durand, P., Augustin, P., Bastin, S., Bonnefond, J. M., Bénech, B., Campistron, B., Coppalle, A., Delbarre, H., Dousset, B., Drobinski, P., Druilhet, A., Fréjafon, E., Grimmond, C. S. B., Groleau, D., Irvine, M., Kergomard, C., Kermadi, S., Lagouarde, J. P., Lemonsu, A., Lohou, F., Long, N., Masson, V., Moppert, C., Noilhan, J., Offerle, B., Oke, T. R., Pigeon, G., Puygrenier, V., Roberts, S., Rosant, J. M., Saïd, F., Salmond, J., Talbaut, M., and Voogt, J.: 2005, 'The Urban Boundary-Layer Field Campaign in Marseille (UBL/CLU-Escompte): Set-Up and First Results', *Boundary-Layer Meteorol.* **114**, 315–365.
- Morcrette, J. J.: 1991, 'Radiation and Cloud Radiative Properties in the European Center for Medium Range Weather Forecasts Forecasting System', *J. Geophys. Res.* **96**, 9121–9132.
- Morris, C. J. G., Simmonds, I., and Plummer, N.: 2001, 'Quantification of the Influences of Wind and Cloud on the Nocturnal Urban Heat Island of a Large City', *J. Appl. Meteorol.* **40**, 169–182.

- Nakamura, Y. and Oke, T. R.: 1988, 'Wind, Temperature and Stability Conditions in an East-west Oriented Urban Canyon', *Atmos. Environ.* **22**, 2691–2700.
- Noilhan, J. and Mahfouf, J. F.: 1996, 'The ISBA Land Surface Parameterisation Scheme', *Global Planetary Change* **13**, 145–159.
- Noilhan, J. and Planton, S.: 1989, 'A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models', *Mon. Wea. Rev.* **117**, 536–549.
- Núñez, M., Eliasson, I., and Lindgren, J.: 2000, 'Spatial Variations of Incoming Longwave Radiation in Göteborg, Sweden', *Theor. Appl. Climatol.* **67**, 181–192.
- Oke, T. R.: 1981, 'Canyon Geometry and the Nocturnal Urban Heat Island: Comparison of Scale Model and Field Observations', *Int. J. Climatol.* **1**, 237–254.
- Oke, T. R.: 1987, *Boundary Layer Climates*, Methuen, London and New York, pp. 435.
- Oke, T. R.: 2004, 'Urban Observations', IOM report, World Meteorological Organization, Geneva. 49 pp.
- Park, H. S.: 1986, 'Features of the Heat Island in Seoul and its Surrounding Cities', *Atmos. Environ.* **20**, 1859–1866.
- Sundborg, A.: 1950, 'Local Climatological Studies of the Temperature Conditions in an Urban Area', *Tellus* **2**(3), 221–231.
- Unger, J., Sümeghy, Z., Gulyás, Á., Bottyán, Z. and Mucsi, L.: 2001, 'Land-use and Meteorological Aspects of the Urban Heat Island', *Meteorol. Appl.* **8**, 189–194.
- Vihma, C. and Kottmeier, C.: 2000, 'A Modelling Approach for Optimizing Flight Patterns in Airborne Meteorological Measurements', *Boundary-Layer Meteorol.* **95**, 211–230.

Chapitre 3

Impact de la brise marine sur la mesure du bilan d'énergie en centre ville de Marseille

L'article précédent sur l'ICUC à Marseille montre que les champs de température pendant la journée sont très faiblement reliés à la structure de l'urbanisation, mais qu'ils dépendent plutôt de la distance à la côte. Pendant les journées de la campagne de mesure, le régime de brise marine s'est régulièrement établi et affectait le centre ville de Marseille. Dans ces conditions, il est intéressant d'étudier les processus qui conduisent à cette structure du champ de température, notamment, en établissant un bilan d'énergie le plus complet possible sur le centre ville de Marseille. Les conditions de l'expérience offraient ici une bonne opportunité d'étude du terme d'advection introduit par *Oke* (1988) dans le bilan d'énergie d'un paysage urbain.

Un site de mesure du bilan d'énergie avait été implanté dans le centre ville de Marseille (site CAA sur la figure 2.1). Un mât de 27 m avait été instrumenté (radiomètre, anémomètre ultrasonique, analyseur rapide de gaz, température, humidité, etc...) et installé sur le toit d'un bâtiment d'une vingtaine de mètres. Une telle hauteur est indispensable pour obtenir des mesures des flux turbulents interprétables (*Oke*, 2004). Cependant, dans ce cas, la couche d'air comprise entre la surface active et le niveau de mesure peut être le siège de phénomènes atmosphériques qu'il faut prendre en compte pour interpréter les mesures et les replacer dans le cadre du bilan d'énergie de la surface. L'objectif de cet article est de faire une évaluation de ces phénomènes. L'analyse des équations de bilan de chaleur et d'humidité montre que la différence entre la surface active et le niveau de mesures peut résulter :

- i. d'une divergence radiative (pour la chaleur uniquement) ;
- ii. d'un terme de stockage dans la couche atmosphérique ;
- iii. d'un terme d'advection verticale ;

iv. d'un terme d'advection horizontale.

Tous ces termes sont estimés dans cette étude sur une période de six jours consécutifs de la campagne CLU-ESCOMPTE (POI2a et POI2b). La divergence radiative est calculée à partir d'un modèle de transfert radiatif forcé par les mesures de température, d'humidité et de rayonnement. Les termes de stockage sont calculés à partir du profil de température mesuré le long du mât (stockage de chaleur) et de la mesure de l'humidité à son sommet (stockage de vapeur d'eau). L'estimation de l'advection verticale de chaleur est réalisée dans un cadre théorique adapté aux conditions observées à Marseille à partir des mêmes mesures du profil de température et de la divergence du vent mesurée sur une zone entourant le site en utilisant, en plus, deux autres installations similaires. L'advection horizontale est calculée à partir des mesures du vent sur le mât et les gradients horizontaux sont estimés à partir des stations du réseau de température et d'humidité (Chapitre 2). Les résultats montrent que l'advection horizontale est le terme dominant de l'ensemble des sources de divergence. En conséquence, une autre estimation indépendante est proposée, pour ce terme, à partir d'une simulation atmosphérique réalisée avec Méso NH (*Lafore et al.*, 1998) dans les mêmes conditions que la simulation présentée au chapitre 2. L'advection horizontale est calculée sur le domaine de Marseille avec une résolution de 250 m. Pendant la période où la brise de mer est établie, l'advection horizontale de chaleur absorbe régulièrement 100 W m^{-2} . Inversement, l'advection d'humidité apporte l'équivalent de 50 W m^{-2} après conversion en chaleur latente. On peut donc en conclure que, dans notre cas, l'utilisation d'une telle hauteur de mesure conduit, en milieu de journée, à une sous-estimation du flux de chaleur sensible d'environ 100 W m^{-2} et une sur-estimation du flux de chaleur latente d'environ 50 W m^{-2} . Les résultats de la simulation numérique sont très comparables et permettent d'estimer les termes de divergence en tout point du domaine. L'utilisation de cet outil est donc particulièrement importante pour optimiser le choix des sites de mesures de futures campagnes ou interpréter des observations. La prise en compte des termes d'advection pour corriger les mesures des flux de chaleur sensible et latente est essentielle si ces mesures sont utilisées pour estimer le terme de stockage ou la source anthropique à partir du résidu (voir équation 1.6 et chapitre 4). On peut également conclure de cet article que les termes d'advection qui sont le plus souvent négligés doivent être estimés dès lors qu'un site de mesure est soumis à un écoulement tel que la brise de mer.

Divergence of turbulent fluxes in the surface layer: case of a coastal city

G. Pigeon · A. Lemonsu · C. S. B. Grimmond ·
P. Durand · O. Thouron · V. Masson

Received: 1 June 2006 / Accepted: 18 January 2007 / Published online: 1 March 2007

© Springer Science+Business Media B.V. 2007

Abstract This study quantifies the processes that take place in the layer between the mean building height and the measurement level of an energy balance micrometeorological tower located in the dense old core of a coastal European city. The contributions of storage, vertical advection, horizontal advection and radiative divergence for heat are evaluated with the available measurements and with a three-dimensional, high-resolution meteorological simulation that had been evaluated against observations. The study focused on a summer period characterized by sea-breeze flows that affect the city. In this specific configuration, it appears that the horizontal advection is the dominant term. During the afternoon when the sea breeze is well established, correction of the sensible heat flux with horizontal heat advection increases the measured sensible heat flux up to 100 W m^{-2} . For latent heat flux, the horizontal moisture advection converted to equivalent latent heat flux suggests a decrease of 50 W m^{-2} . The simulation reproduces well the temporal evolution and magnitude of these terms.

Keywords ESCOMPTE-UBL · Flux divergence · Horizontal and vertical advection · Sea breeze · Urban energy balance

G. Pigeon (✉) · A. Lemonsu · O. Thouron · V. Masson
Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France/CNRS-GAME, 42 av. Coriolis,
31057 Toulouse Cedex, France
e-mail: gregoire.pigeon@meteo.fr

C. S. B. Grimmond
Department of Geography, King's College London, WC2R 2LS London, UK

P. Durand
Laboratoire d'Aérodynamique, UMR5560, CNRS - Université Paul Sabatier, Toulouse III
Toulouse, France

1 Introduction

The surface energy balance (SEB) framework developed by Oke (1988) for urban areas applies to a control volume from the ground to the top of the urban canopy layer (UCL, Oke 1976)

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (1)$$

where Q^* , Q_H and Q_E are respectively, the net all-wave radiation, the turbulent sensible heat and latent heat fluxes at the top of the control volume, Q_F and ΔQ_S are the anthropogenic heat releases and the net storage of heat within the control volume, and ΔQ_A is the sum of advection of heat and moisture (converted to equivalent latent heat) through the sides of the control volume. This SEB framework is applied in the Town Energy Balance (TEB) model (Masson 2000) at the mean building height on horizontal scales of a few hundreds metres to a few kilometres (Fig. 1). The study of the urban SEB is necessary to improve the understanding of the urban heat island development and the structure of the urban boundary layer.

To make SEB measurements representative of mesoscale atmospheric model horizontal scales (typically a few hundreds metres to a few kilometres), micrometeorologists must take into account the vertical structure of the atmosphere that develops

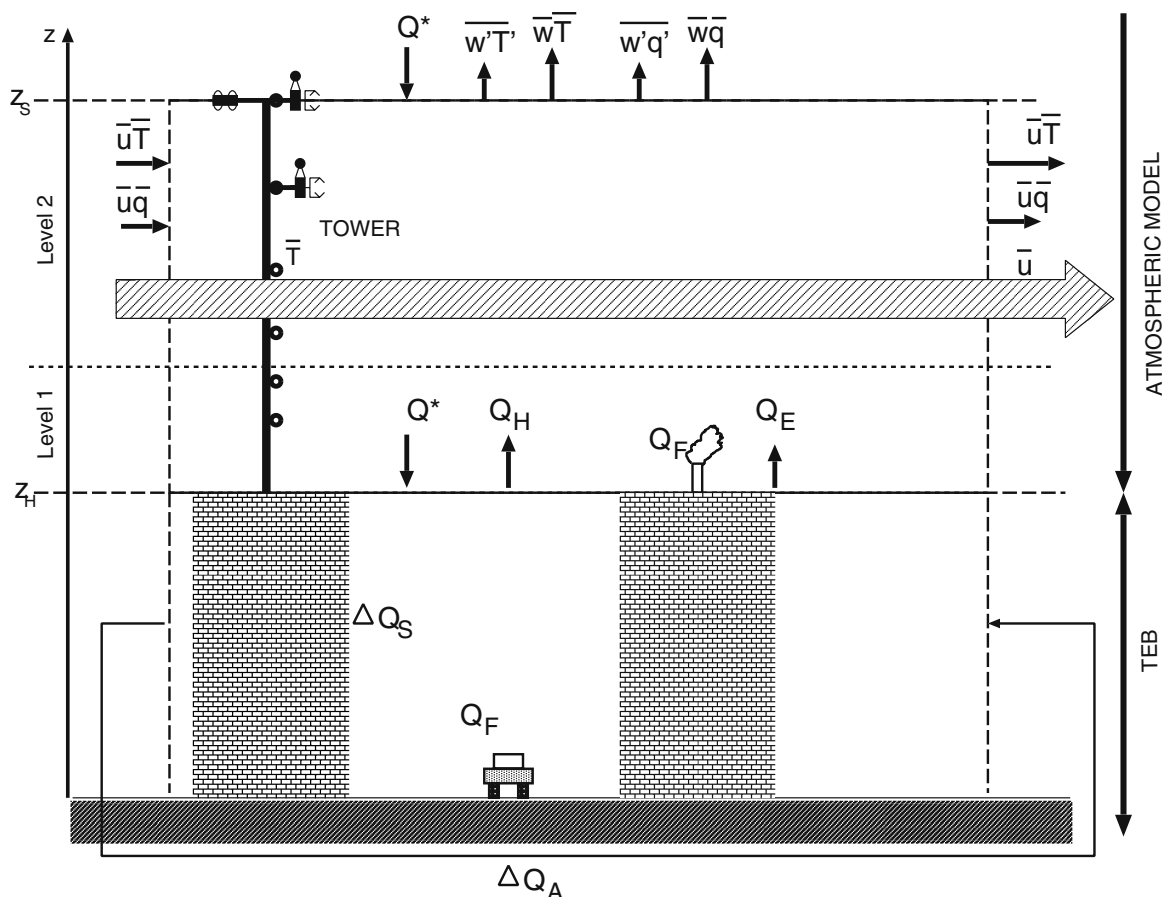


Fig. 1 The urban surface energy balance proposed by Oke (1988) ($Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$) is applied in the TEB model (Masson 2000) at the mean building height z_H which is the base of the atmospheric model's first level. At the sensor level z_S , the turbulent and radiation fluxes may differ from z_H values because of horizontal and vertical advection, storage in the layer, or radiative divergence

above urban areas. Over tall canopies, a deep roughness sublayer (RSL) has been observed (Raupach et al. 1980; Roth 2000), and where meteorological parameters are influenced by the individual roughness elements. Above the RSL, which can be as high as four times the mean building height for certain canopy geometry (Oke 2004), an inertial sublayer (ISL) or a constant flux layer has been reported (Rotach 1993) as is the case over low roughness surfaces. Measurements conducted in this layer are representative of the local scale (a few hundreds metres), which is comparable to mesoscale model mesh size. With an increase of the measurement height, the risk of divergence between the measured turbulent and radiation fluxes and the corresponding terms of the SEB at the top of the UCL also increases. The layer between the top of the UCL and the measurement level can be affected by processes operating at different scales. First, this layer is the region where microscale processes blend together. Then, mesoscale processes such as sea-breeze circulations and drainage flows can also affect this layer, and can be evaluated by the application of the conservation equations of heat and moisture on a control volume that extends from the top of the UCL to the measurement height. Such a framework has been developed by Finnigan (2004). The processes that are taken into account in this approach are the storage of heat (or moisture) in the layer, and horizontal and vertical advection through the boundaries of the control volume (Fig. 1). These terms need to be quantified to correct the flux measurements and to retrieve the SEB at the top of the UCL. This volumic framework has been applied recently to field measurements (Lee 1998; Paw U et al. 2000; Aubinet et al. 2003; Feigenwinter et al. 2004) for the estimation of the net ecosystem exchange of carbon dioxide over forests. From these studies, vertical and horizontal advection appear to be terms that cannot be neglected in estimates of the net exchange of carbon dioxide especially at night. In these cases, advection often results from gravity flows at the local scale. Over urban areas, a recent attempt to quantify horizontal advection is presented by Spronken-Smith et al. (2006) for stable wintertime conditions.

Our study is based on the UBL-ESCOMPTE field campaign (Cros et al. 2004; Mestayer et al. 2005) that took place during June and July 2001 over the coastal agglomeration of Marseille in the south-east of France. During the field campaign a sea breeze was often observed and led to horizontal gradients of temperature and moisture aligned with the flow. The objective is to quantify the different processes that occur here in the layer between the top of the UCL and the measurement level of a tower located in the downtown area of Marseille under the influence of this mesoscale flow (Grimmond et al. 2004).

The theoretical framework, the method to compute each term, and the associated results are presented. The analysis is done using measurements, and a high-resolution numerical simulation [evaluated against observations (Lemonsu et al. 2006)] performed with the Meso-NH atmospheric model (Lafore et al. 1998) and coupled with the TEB model (Masson 2000; Lemonsu et al. 2004) for the representation of built-up areas.

2 Theory

The conservation of heat at a point can be written as (Stull 1988)

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} + \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial Q^*}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

where the x -axis has the orientation of the mean horizontal wind $\bar{u}$ and the z -axis is oriented along the local vertical. θ is the potential temperature, w is the vertical wind velocity component, the overbar is the Reynolds ensemble average operator and the prime denotes the turbulent deviation from this average. $\bar{\rho}$ is the mean-air density, C_p is the specific heat at constant pressure of air and Q^* is the net all-wave radiation. The first term in Eq. 2 is the time derivative of the potential temperature and the second term is the vertical divergence of the vertical turbulent kinematic heat flux. The third and fourth terms are horizontal and vertical advection of heat, respectively and the last term is the vertical divergence of net radiation. The heat budget of the layer between the top of the UCL (z_H , hereafter) and the sensor level (z_S , hereafter) can be expressed in a general framework with a volumic integration of Eq. 2 over the footprint area of the measured turbulent fluxes in the horizontal, and from z_H to z_S in the vertical. For a single tower, an approximate heat budget of this layer can be derived by a one-dimensional integration of Eq. 2 from the surface to the measurement level (Lee 1998; Baldocchi et al. 2000; Finnigan 2004). This approximation will be made here since the characteristics of the surface cover in the footprint area are rather homogeneous (Lemonsu et al. 2004). The budget between z_H and z_S then is

$$\int_{z_H}^{z_S} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} dz + \int_{z_H}^{z_S} \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} dz + \int_{z_H}^{z_S} \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} dz + \int_{z_H}^{z_S} \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz + \int_{z_H}^{z_S} \frac{1}{\bar{\rho} C_p} \frac{\partial Q^*}{\partial z} dz = 0. \quad (3)$$

From the definition of the sensible heat flux at any height, $Q_H(z) = \bar{\rho} C_p \overline{w'T'}(z)$ (Webb et al. 1980, hereafter WPL; Businger 1982) where T is the air temperature, and from Eq. 3, the Q_H term in the urban SEB at z_H (Eq. 1) can be expressed as a function of the sensible heat flux measured at z_S and four complementary terms

$$Q_H(z_H) = Q_H(z_S) + \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \left[\underbrace{\bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} dz}_{\text{I}} + \underbrace{\bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} dz}_{\text{II}} + \underbrace{\bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz}_{\text{III}} + \underbrace{Q^*(z_S) - Q^*(z_H)}_{\text{IV}} \right], \quad (4)$$

where term I represents heat storage in the air layer, terms II and III are horizontal and vertical heat advection, and term IV results from the radiative divergence.

The same can be applied to the conservation of moisture

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

where q is the specific humidity. The expression for the latent heat flux is $Q_E(z) \approx \bar{\rho}_a L \overline{w'r'}(z)$ (WPL), where $\bar{\rho}_a$ is the mean air density of dry air, L is the latent heat of vaporization and r is the mixing ratio of water vapour. In dry conditions, as over some cities, latent heat flux can be approximated as $Q_E(z) \approx \bar{\rho} L \overline{w'q'}(z)$ and by integration

of Eq. 5, a similar relation is found between the turbulent latent heat flux measured at z_S and its value at z_H

$$\begin{aligned} Q_E(z_H) = Q_E(z_S) &+ \bar{\rho}L \int_{z_H}^{z_S} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dz + \bar{\rho}L \int_{z_H}^{z_S} \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} dz \\ &+ \bar{\rho}L \int_{z_H}^{z_S} \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} dz. \end{aligned} \quad (6)$$

In the case of Q_H , we quantify all the terms leading to divergence between z_H and z_S whereas for Q_E , with the available measurements, we are only able to estimate the storage of moisture in the air layer and horizontal advection. However, considering the small values measured for Q_E (see later results), we can assume that the vertical gradient of moisture is also small in the surface layer and that vertical advection should not be a dominant term in Eq. 6.

3 Method and results

3.1 Field measurements and period of study

The UBL-ESCOMPTE field campaign is described in [Mestayer et al. \(2005\)](#) (see in particular their Fig. 1), and in this study, we concentrate on the CAA site located in the dense old city core of Marseille (Fig. 2) where a 25-m telescopic tower was mounted on a building and equipped with micrometeorological instrumentation ([Grimmond et al. 2004](#)). The top of the UCL (z_H) of the 500 m area around the CAA site is 15.6 m. The equipment to measure the turbulent sensible and latent heat fluxes was installed at two levels (at the top of the tower and an intermediate level, which were at 43.9 and 37.9 m above the bottom of the street, respectively). A four-component radiometer (CNR1 from Kipp and Zonen) was set up at the top of the tower. The highest level is situated in the ISL ([Grimmond et al. 2004](#)) and is used in this study as the reference measurement level ($z_S = 43.9$ m). Along the tower, the temperature profile was measured with thermocouples at six levels located between z_H and z_S (at 24.4, 26.9, 30.0, 34.2, 37.9 and 43.9 m above the street level). More details concerning the site can be found in [Grimmond et al. \(2004\)](#) and [Lemonsu et al. \(2004\)](#). A network of temperature and humidity sensors ([Pigeon et al. 2006](#)) located inside the streets at 6 m above the ground is used in the study (see site marked as T or q on Fig. 2). Two other stations (referenced as GLM and OBS sites, Fig. 2) equipped with micrometeorological instrumentation mounted on towers are also used to estimate the divergence of the horizontal wind.

Our analysis is applied to measurements from two intensive observation periods (IOP2a and IOP2b) of the ESCOMPTE field campaign. From 21 to 23 June 2001 (IOP2a), the synoptic situation is marked by the termination of a Mistral wind (from north-west) period, whereas from 24 to 26 June (IOP2b), the synoptic wind is variable and very weak. Both periods are marked by sunny weather and air temperatures up to 30 °C. A west to south-west sea breeze develops every afternoon. This phenomenon is of major interest for this study since it leads to horizontal gradients of temperature and moisture aligned with the wind direction. More details about the meteorological conditions are reported in [Lemonsu et al. \(2006\)](#). The turbulent sensible and latent heat fluxes measured during these IOPs are given in Figs. 11 and 12. Peak values of

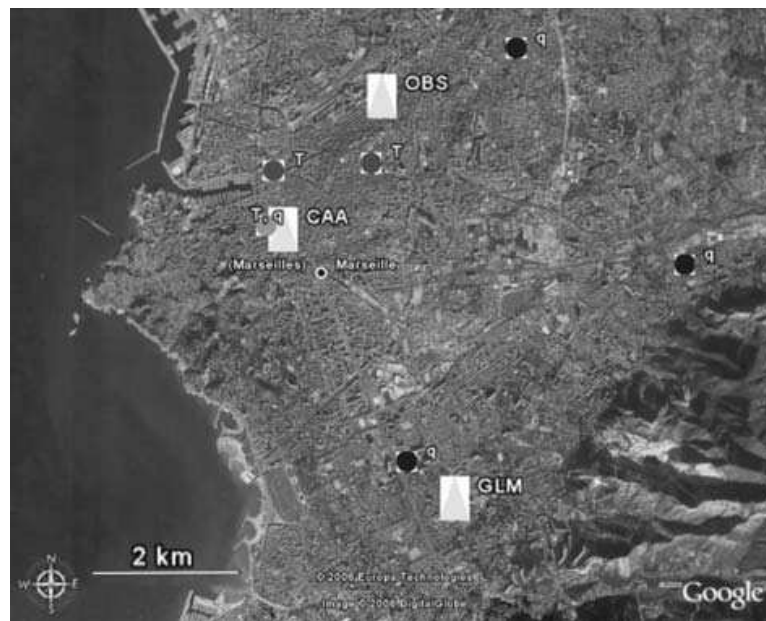


Fig. 2 The city is bordered to the west by the Mediterranean sea. The focus of the study is on the CAA site (grey triangle) where an instrumented tower is located. Two towers labelled OBS and GLM (grey triangles) are used to estimate the horizontal gradient of wind speed. Then two sets of canopy stations allow the quantification of the horizontal gradient of moisture (black circles with q label) and temperature (dark grey circles with T label). One station is used for both gradients (grey circle with T, q label)

measured Q_H varied between 300 and 450 W m^{-2} and night values are in general weakly positive. The measured Q_E is never greater than 200 W m^{-2} .

3.2 Estimation of radiative divergence

3.2.1 Radiation model

The shortwave radiation divergence in the layer from z_H to z_S is negligible: from the results of Roger et al. (2006) obtained during the same field campaign, even in the case of heavy polluted air when the divergence is the highest, the heating rate due to shortwave radiation divergence only reach 2.1 K day^{-1} at the surface. This corresponds to a difference of 1 W m^{-2} in net shortwave radiation between the top and the bottom of the layer. On the other hand, the longwave radiation divergence can lead to a significant cooling (heating) rate in the same layer consistent with a surface temperature anomaly (Frangi et al. 1992; Ha and Mahrt 2003; Savijärvi 2006). To quantify this phenomenon, we use the rapid radiative transfer model (RRTM, Mlawer et al. 1997). Simulations are performed with an eight-layer vertical profile. The definition of surface and near-surface temperatures (at the bottom of the first layer) are discussed in the following section (3.2.2). Then temperatures of the first six layers (between z_H and z_S) are initialized with the measurements from the tower. The potential temperature is assumed to be constant in the layer between z_S and 100 m, and the downward longwave radiation at the top is prescribed in order to obtain the measured downward longwave radiation at z_S . Water vapour and carbon dioxide concentrations are assumed to be constant in the vertical, and their values are those measured at the top of the tower. The concentration and optical properties of aerosols are given by Mallet et al. (2003).

3.2.2 Surface and near-surface temperature estimates

To run RRTM, we have to estimate the urban surface temperature (T_{us}). For an urban area, the surface is composed of a mix of roofs, walls and roads that have a large variability of orientations and properties. As a consequence, the computation of a representative T_{us} is complex (Voogt and Grimmond 2000). T_{us} can be estimated with the following equation

$$T_{us} = \left(\frac{L\uparrow - (1 - \varepsilon)L\downarrow}{\sigma \varepsilon} \right)^{\frac{1}{4}} \quad (7)$$

where ε is the average emissivity of the surface, σ is the Stefan–Boltzmann constant ($5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$) and $L\downarrow$ ($L\uparrow$) is the surface downward (upward) longwave flux. Emissivities in a 500-m radius circle around the tower site were 0.94 for roads, 0.90 for roofs, 0.90 for walls (Lemonsu et al. 2004). Considering the fraction of each surface in this area, a global emissivity of 0.91 is estimated. From Grimmond et al. (2004), outgoing longwave radiation is the same regardless of sensor height. Since a sensor height change is equivalent to a footprint change, we conclude that emissivity is homogeneous in the area sampled by the measurement.

A first estimate of T_{us} is computed using (7), assuming that $L\downarrow$ and $L\uparrow$ at the surface were equal to those at z_S . Due to the absorption in the layer, this assumption is not correct, so we have adjusted T_{us} by an iterative process in order to reproduce, with the simulation, $L\uparrow$ observed at z_S . It is possible to use this criterion to adjust T_{us} because the radiative divergence is not significantly sensitive to air composition change in the layer (see next section). Nevertheless, the nighttime surface temperature estimated by this method is lower than air temperature (Fig. 4), which is not consistent with the generally upward turbulent heat flux measured during the night (see later results). This inconsistency is probably due to the difference between the turbulent and radiative footprint areas and/or the accuracy of the sensor ($\pm 5\%$ according to Kohsiek et al. 2007). Consequently, the surface temperature has been adjusted by an offset (+6.5 K) so that nighttime values are consistent with the observed turbulent heat flux.

The near-surface temperature also needs to be initialized in the simulation (Ha and Mahrt 2003; Savijärvi 2006). Besides the levels indicated in Sect. 3.1, there was an air temperature measurement at z_H (at the top of the canyon) during the field campaign but it failed during IOP2a and IOP2b. Hence, we have to estimate the air temperature at z_H . The best estimate is a linear model for which input data are: (1) the lowest available level of air temperature measured along the tower during IOP2a and IOP2b (24.4 m above the street), and (2) the temperature measured in a canyon (at 6 m above the street) 100 m from the site (Fig. 2). The coefficients are computed with a multiple linear regression for the periods when the temperature measured at z_H is available. The model gives very consistent results with a correlation coefficient with observations of 0.98 (Fig. 3).

3.2.3 Results

In the case of a warm surface anomaly (higher than 3 K), a positive radiative divergence between z_S and z_H (Fig. 4) is computed in agreement with Frangi et al. (1992) and Savijärvi (2006). The highest values are 30 W m^{-2} , what is high enough to have

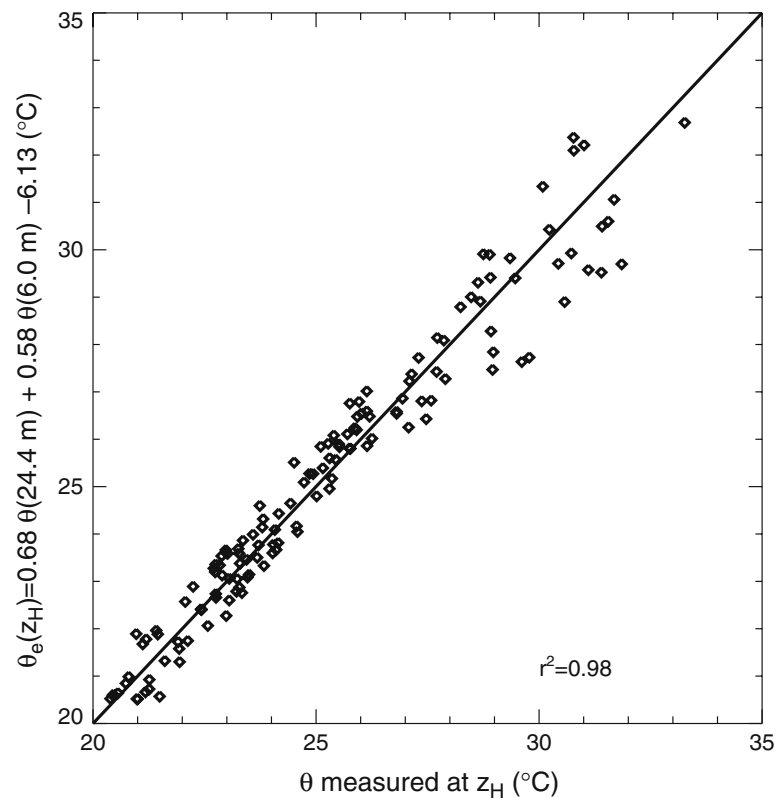


Fig. 3 Comparison of air potential temperature measured at z_H and an estimate of this temperature ($\theta_e(z_H)$) computed as a linear combination of air canyon potential temperature ($\theta(6\text{ m})$) and above canyon air potential temperature ($\theta(24.4\text{ m})$). The solid line represents the 1:1 relation. The correlation between measured value and its estimate is 0.98

to be taken into consideration in the energy budget of the surface layer. For the other conditions, the radiative divergence leads to radiative cooling in the layer. As mentioned in the preceding section, the estimation of the surface temperature is complex and results obtained with the first estimate of surface temperature are presented as a sensitivity test to this parameter. A variation of 6.5 K leads to an average difference of radiative divergence of 12 W m^{-2} . A sensitivity test to the global emissivity was also conducted. A change of surface emissivity to the value of 1 has an impact of -2 W m^{-2} . The sensitivity to the composition of the air was also studied (Fig. 4). A strong increase of the optical thickness of aerosol particles, a doubled concentration of carbon dioxide or a variation of concentration of water vapour have no significant effect (lower than 2 W m^{-2}) on the radiative divergence.

3.3 Estimation of heat and moisture storage in the air

3.3.1 Method

The heat storage in the air (term I of Eq. 4) is computed using the measured and estimated temperature profile (see 3.2.2). Then, the heat storage term is computed assuming a linear variation of temperature between each level. The storage of moisture is estimated with measurement of specific humidity at z_S assuming $\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}$ is constant with height.

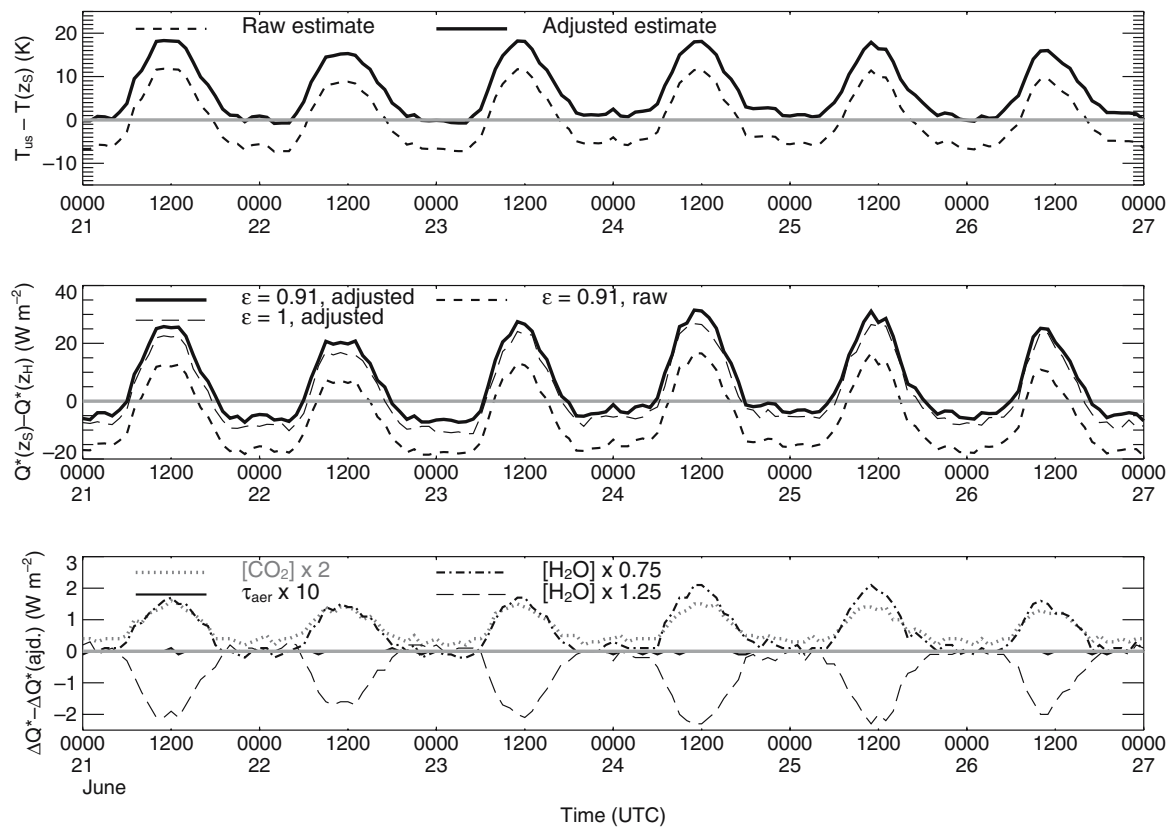


Fig. 4 Variation of temperature difference between the urban surface and the air (top) and radiative divergence (middle, term IV of Eq. 4) during IOP2a and IOP2b (hourly basis). The “raw” estimate is computed with the surface temperature retrieved by inversion of the radiation measurements (see details in the text). The adjusted estimate is computed with the surface temperature in agreement with the nighttime sensible heat flux. In the middle frame, the long-dashed line represents the divergence computed with the emissivity set to 1. The bottom frame gives the impact on the radiative divergence of a doubling of carbon dioxide concentration, of an increase by a factor of 10 of the aerosol optical thickness, and of an increase (decrease) of water vapour concentration by a factor of 1.25 (0.75)

3.3.2 Results

The heat storage term (Fig. 5) is small ($\pm 10 \text{ W m}^{-2}$) in comparison to the measured fluxes (see later results). This term has a positive contribution during the morning when the air between z_H and z_S becomes warmer and a smaller negative contribution during the cooling period.

The moisture storage converted to its equivalent latent heat (Fig. 6) is more variable but has a positive contribution each afternoon during the sea-breeze period. The values of this term are also small ($\pm 15 \text{ W m}^{-2}$) in comparison to the measured fluxes (see later results).

3.4 Estimation of the vertical heat advection

3.4.1 Vertical velocity

The estimation of the vertical advection term (term III of Eq. 4) has recently received much attention (Lee 1998; Finnigan 1999; Paw U et al. 2000; Lee et al. 2004). In this term, the most problematic task is to evaluate a representative vertical velocity profile. In this section, we propose a framework to estimate the vertical velocity and

have $\bar{\rho} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \approx -10^{-4} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ and $\bar{u} \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial x} \approx -\frac{\bar{u} \bar{\rho}}{\bar{T}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \approx 10^{-7} \text{ kg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Moreover, neglecting the variation of density with height in the last term of Eq. 9 and considering that fluctuations of density are mainly driven by fluctuations in temperature, the vertical velocity can be approximated as

$$\bar{w}(z) \approx \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} - \int_{z_H}^z \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} dh. \quad (10)$$

In Eq. 10, the first term on the right-hand side has the same expression as in WPL in the case of a dry environment. The second term results from the horizontal divergence of the wind speed and is the only term considered in an incompressible framework. We present the estimation of these two terms separately.

3.4.2 Vertical advection resulting from WPL velocity

The WPL velocity (Eq. 10) is evaluated with measurements of the turbulent vertical kinematic heat flux and the air temperature at z_S . To first order, we assume that this term is constant from z_H to z_S and the resulting vertical advection term (term III of Eq. 4) is

$$\frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} \frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz \approx \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \left(\frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \right)_{z_S} (\bar{\theta}(z_S) - \bar{\theta}(z_H)), \quad (11)$$

where $\left(\frac{\overline{w'T'}}{\bar{T}} \right)_{z_S}$ is the measurement at z_S .

3.4.3 Vertical advection resulting from horizontal divergence of wind speed

The divergence of horizontal wind results, (i) from urban canopy changes in density or height (Coccal and Belcher 2004), (ii) from the increase of stress at the sea–land transition, and (iii) from the variation of the boundary-layer height from sea to land. The first cause acts at the local scale. Coccal and Belcher (2004) have demonstrated that it is small beyond a distance $3L_c$ where $L_c = \frac{z_H(1-\lambda_p)}{\lambda_f}$ (λ_p being the building plan area density and λ_f the total frontal area per unit ground area). From Lemonsu et al. (2004), we can estimate that L_c in the 500 m radius circle around the site varies between 15.7 and 22.2 m. The structure around the site can be seen from images in Grimmond et al. (2004) (their Fig. 1) and no significant change of density nor height of the urban canopy is noted at a distance below $3L_c$. Consequently, we assume that there is no divergence of the horizontal wind due to urban canopy changes. However, at a larger scale, the sea–land transition and orography can induce wind field variations. The divergence of horizontal wind at any height z between z_H and z_S can be estimated from the measurements as

$$\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)(z) \approx \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)_{z_S} \left(\frac{\ln \frac{z-d}{z_0}}{\ln \frac{z_S-d}{z_0}} \right), \quad (12)$$

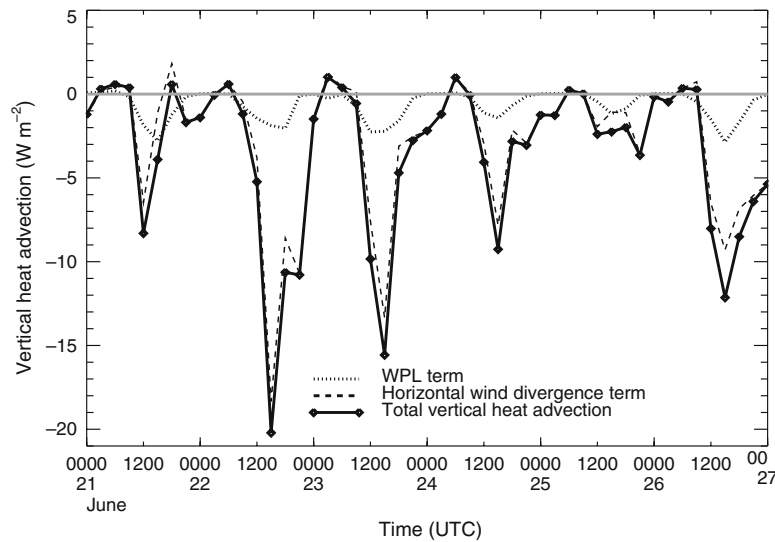


Fig. 7 Estimation of the vertical heat advection (three-hourly average): term resulting from the WPL velocity, term resulting from the horizontal wind divergence and the total vertical advection computed as the sum of the two terms

where $\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}\right)_{z_S}$ is the horizontal divergence of horizontal wind computed using measurements made at CAA, OBS and GLM (Fig. 2) that are at a comparable $\frac{z_S}{z_H}$ level of 2.8 (Mestayer et al. 2005), d is the zero-plane displacement estimated from $d = 0.7z_H$ ($d = 10.9$ m, Grimmond et al. 2004) and z_0 is the aerodynamic roughness length estimated by Grimmond et al. (2004) ($z_0 = 2.5$ m). The resulting vertical advection term is

$$\begin{aligned} & \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} - \left(\int_{z_H}^z \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} dh \right) \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz \\ & \approx - \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \right)_{z_S} \frac{1}{\ln \frac{z_S - d}{z_0}} \int_{z_H}^{z_S} \left(\int_{z_H}^z \ln \frac{h - d}{z_0} dh \right) \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} dz, \end{aligned} \quad (13)$$

and is computed using the temperature profile measured along the tower.

3.4.4 Results

Estimates of vertical advection are given in Fig. 7, where both contributing terms have a negative contribution with a minimum around 1500 UTC. At night both estimates are close to zero. The WPL term is small (few W m^{-2}) whereas the horizontal wind divergence term is larger, with midday values around -15 W m^{-2} . However, in comparison to the measured sensible heat flux (Fig. 11) it is still small. Moreover, midday values will be compensated in part by the radiative divergence that is of the same order of magnitude but with a positive contribution.

3.5 Estimation of horizontal heat and moisture advection

3.5.1 Method based on observation

To estimate horizontal heat and moisture advection (term II in Eq. 4 and the similar term in Eq. 6), measurements of the horizontal gradients of temperature and moisture

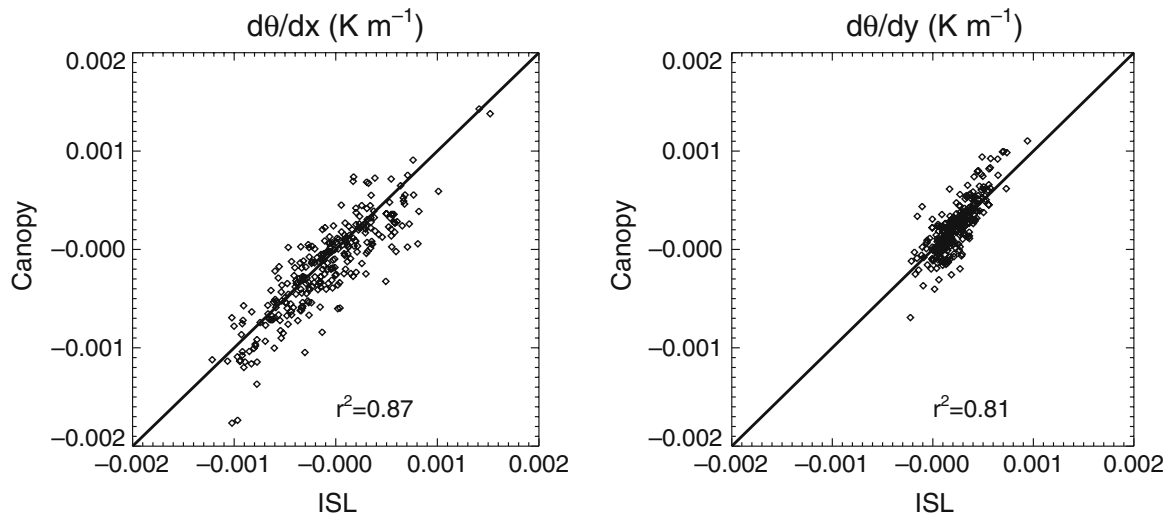


Fig. 8 Comparison of the horizontal gradient of potential temperature measured in the canopy and in the ISL: zonal gradient (left) and meridional gradient (right). Solid line is the 1:1 relation

are required, as well as the wind profile. It is assumed that the horizontal gradients are driven by the sea-breeze circulation and that they are constant in the surface layer from the ground to z_S . This assumption is verified by comparing the horizontal gradient computed from the three tower sites OBS, GLM and CAA with that computed from the three closest stations of the canopy network. The results are presented in Fig. 8 for temperature. The good correlation between the estimate of the gradient at the two levels supports this assumption. Consequently, horizontal gradients are computed with subsets of the canopy station network. The three closest stations to the CAA site (Fig. 2) are used to compute horizontal gradient of temperature. In terms of moisture, it is not possible to estimate the gradient from the same subset of stations since measured differences between these stations are of the same order as the accuracy of the sensors (3% in relative humidity, see Table I of Pigeon et al. (2006) for results of the intercomparison of sensors). Another subset with more distant stations is used to quantify the horizontal gradient of moisture (Fig. 2).

The wind profile from z_H to z_S is computed using the measurement at 43.9 m above the bottom of the street and the relations that can be applied below that height. Grimmond et al. (2004) show that the momentum fluxes measured at 37.9 and 43.9 m are comparable, and conclude that these two levels are in the ISL. In another operational mode of the tower, the momentum fluxes were measured at 34.6 and 28.5 m, and in this case the momentum fluxes are dissimilar. We can then conclude that at least the lowest level of this mode is in the RSL and that the top of the RSL (z^*) lies between 28.5 m and 37.9 m. Here for z^* we use the mean of these two values, i.e. 33.2 m above the street. The vertical wind profile is computed separately for the part of the layer that is in the RSL and for the part that is in the ISL. In the RSL, from z_H to z^* , we adopt a local scaling (Rotach 1993, 2001)

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_{*,l}(z)}{kz} \quad (14)$$

where $u_{*,l}(z)$ is the local friction velocity computed according to Rotach (2001)

$$\left(\frac{u_{*,l}(z)}{u_*^{IS}} \right)^3 = \sin \left(\left(\frac{\pi}{2} \right) \frac{z-d}{z^*-d} \right)^{1.28} \quad (15)$$

where u_*^{IS} is the friction velocity in the ISL and d is the zero-plane displacement. In the ISL, between z^* and z_S , we use the classic log-law profile. The stability effect on the wind profile is neglected here since it has a very low impact on the estimate of advection. The computation to evaluate the horizontal advection can therefore be expressed as

$$\begin{aligned} \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \int_{z_H}^{z_S} \bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} dz = \frac{\bar{T}}{\bar{\theta}} \bar{\rho} C_p \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} \right)_c \left[\int_{z_H}^{z^*} \left(\bar{u}(z^*) - \int_z^{z^*} \frac{u_{*,l}(h)}{kh} dh \right) dz \right. \\ \left. + \int_{z^*}^{z_S} \left(\frac{u_*^{IS}}{k} \ln \frac{z-d}{z_0} \right) dz \right] \end{aligned} \quad (16)$$

where $\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} \right)_c$ is the horizontal gradient measured at the canopy level. A similar formulation is adopted for the computation of the horizontal advection of moisture.

3.5.2 Numerical simulation

Since horizontal heat and moisture advection are the dominant terms in this study (see next section) they are evaluated independently in a numerical simulation for IOP2a and IOP2b of the field campaign. The simulation (Lemonsu et al. 2006) is performed with the atmospheric model Meso-NH (Lafore et al. 1998) in a grid-nesting mode to a horizontal resolution of 250 m over Marseille. The atmospheric model is coupled with TEB (Masson 2000; Masson et al. 2002; Lemonsu et al. 2004) for the representation of built-up areas and ISBA (Noilhan and Mahfouf 1996) for the representation of other surfaces. The exact settings and the evaluation of the simulation against the available measurements are presented in Lemonsu et al. (2006). The bottom of the atmospheric model, where the energy budget computed by TEB is assigned, is at the roof level z_H (Fig. 1). The second level of the atmospheric model is 25 m (i.e. 40.6 m above the ground) and corresponds approximately to the measurement level z_S (43.9 m). Horizontal heat and moisture advection is then calculated on an hourly basis for the two first levels of the atmospheric model. The mesh point closest to the tower location is taken to estimate the horizontal advection at the measurement site.

3.5.3 Results for horizontal heat advection

Horizontal heat advection (Fig. 9) has a diurnal cycle with maximum values in early afternoon and a very small contribution during the night. The two independent estimates (observation and simulation) are well correlated. The maximum values reached are much more important than the other terms and reveal the preponderance of horizontal advection in this study: on four days it reaches or surpasses 100 W m^{-2} for observations and simulation.

3.5.4 Results for horizontal moisture advection

The influence of the sea breeze, which is significant for heat, also applies to moisture, since the flow advects both cool and moist air from the sea. Fig. 10 shows the estimated horizontal advection of moisture (converted to latent heat equivalent as in (6)) by

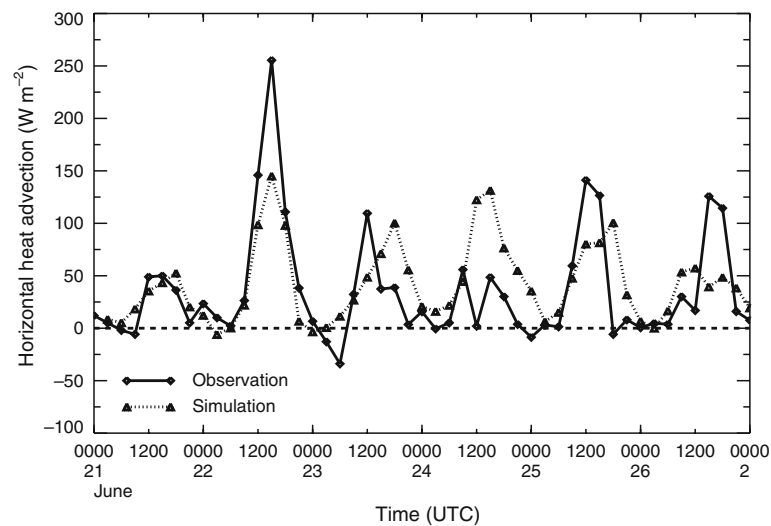


Fig. 9 Horizontal heat advection (three-hourly average) computed with observations (solid line) and in the numerical simulation (dotted line)

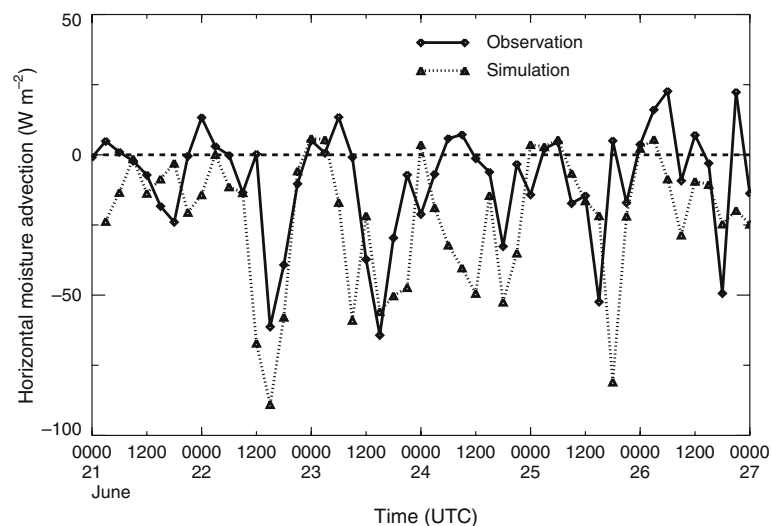


Fig. 10 Horizontal moisture advection (three-hourly average) expressed in latent heat equivalent computed from the measurements of horizontal gradient of moisture and wind (solid line) and in the numerical simulation (dotted line)

both measurements and numerical simulation. Horizontal moisture advection has a negative contribution. Maximum amplitudes are also recorded in the early afternoon, whereas at night the signal is very weak. Comparison between observations and simulation are consistent even though the simulation has a tendency to produce a stronger influence of this term during afternoon. The minimum estimated values are between -50 and -90 W m^{-2} .

4 Physical analysis

4.1 Interpretation

The different terms evaluated with observations to adjust the fluxes from the measurement level to the mean building height have been taken into account to correct

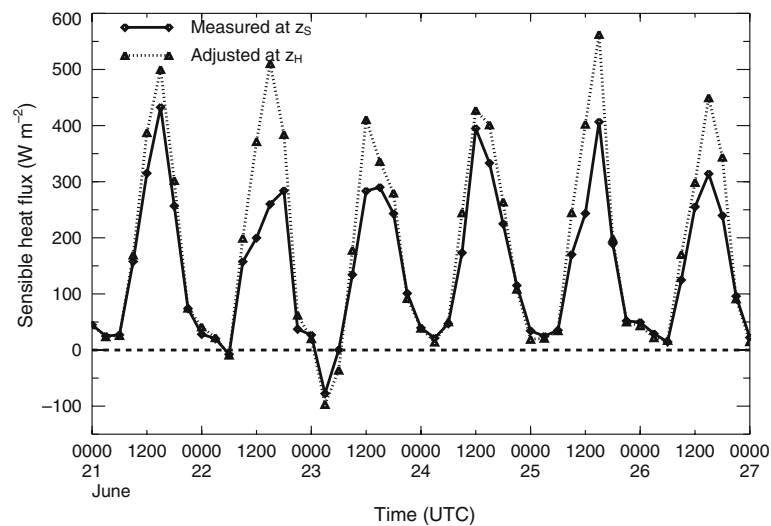


Fig. 11 Q_H measured at z_S (solid line) and adjusted at z_H (dotted line) three hourly

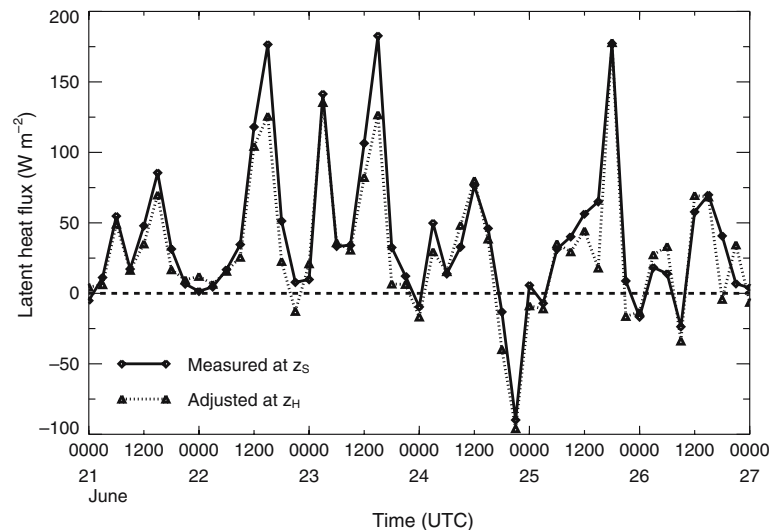


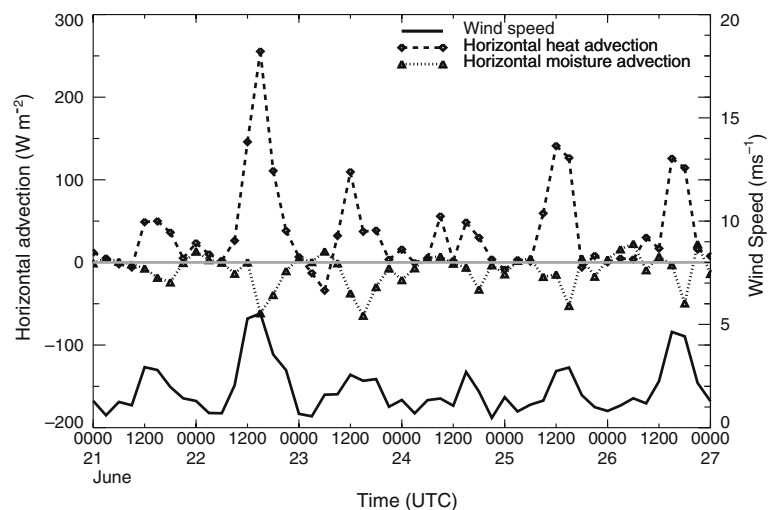
Fig. 12 Q_E measured at z_S (solid line) and adjusted at z_H (dotted line) three hourly

sensible and latent heat fluxes. In Fig. 11, the measured and adjusted Q_H are compared. As described previously, the impact of the correction is larger during the day than during the night, especially for the second day of IOP2a. After correction, the adjusted flux reaches comparable maximum values on every day. This is consistent with the fact that the general forcing (radiation, synoptic weather) does not evolve significantly during the period. The measured and adjusted Q_E are shown in Fig. 12; the correction tends to reduce Q_E during the day. If we had applied the correction computed from the numerical simulation, the impact would have been higher. This seems quite consistent with the very dry environment of the study site for which vegetation occupied a plan area fraction of 0.136 (Lemonsu et al. 2004).

Corrections of Q_H (Q_E) present a comparable day-to-day variability that is correlated (anti-correlated) with the sea-breeze intensity (Fig. 13). The largest horizontal advection of heat or latent heat is recorded for 22 June 2001 when the sea breeze reaches its maximum intensity.

Figure 14 presents a west-to-east vertical cross-section of simulated potential temperature and mixing ratio fields above the measurement site and a conceptual scheme

Fig. 13 Comparison of the evolution of the horizontal heat and moisture (converted to the equivalent latent heat) advection and the wind speed during IOP2a and IOP2b



of the phenomenon that is occurring. The contribution of horizontal heat advection during the afternoon shows that a component of Q_H at z_H does not reach z_S . This component of Q_H warms the cool sea-breeze flow. The horizontal temperature gradient aligned with the wind results from the progressive heating of the flow as it progresses farther inland, and leads to an underestimation of the sensible heat flux with the instrumental configuration.

In contrast, the contribution of moisture horizontal advection leads to an overestimation of Q_E with the instrumental configuration. A component of Q_E measured at z_S does not derive from evaporation of water at the surface but results from the transport of moisture by the sea-breeze flow. The horizontal moisture gradient opposite to the wind results from the dilution of the water vapour contained in the sea-breeze flow in a deeper boundary layer as it progresses farther inland. Entrainment of dry air at the top of the boundary layer can also induce a positive vertical derivative of $w'q'$ and lead to Q_E values measured at z_S higher than those at z_H .

4.2 Spatial variation of horizontal advection

Since the existence of strong horizontal advection results from the sea–land transition and the sea breeze, it is interesting to estimate the relation between horizontal advection and the distance inshore. In Fig. 15 we show the horizontal heat advection, computed with measurements (symbols) and numerically (solid lines) as a function of the distance inshore. For each day, the horizontal advection is averaged over the period from 0900 to 1600 UTC. In the observations, the gradient is estimated using various stations in the temperature and moisture network (Pigeon et al. 2006) and the wind profile from the CAA site. For both the observations and the model, the distance from an inshore point to the sea has been computed along the wind direction. For the first few hundreds of metres from the sea, the horizontal heat advection is strong and can reach values higher than 200 W m^{-2} . After a distance of 2 km inshore, the horizontal advection of heat remains quite steady between 40 and 100 W m^{-2} for the model, and between 20 and 80 W m^{-2} for the observations. The model provides a better representation of the spatial variability: the field of horizontal heat advection for the 22 June at 1100 UTC is presented in Fig. 16. The highest values of horizontal advection (represented with darker grey) are located along the shoreline (solid line).

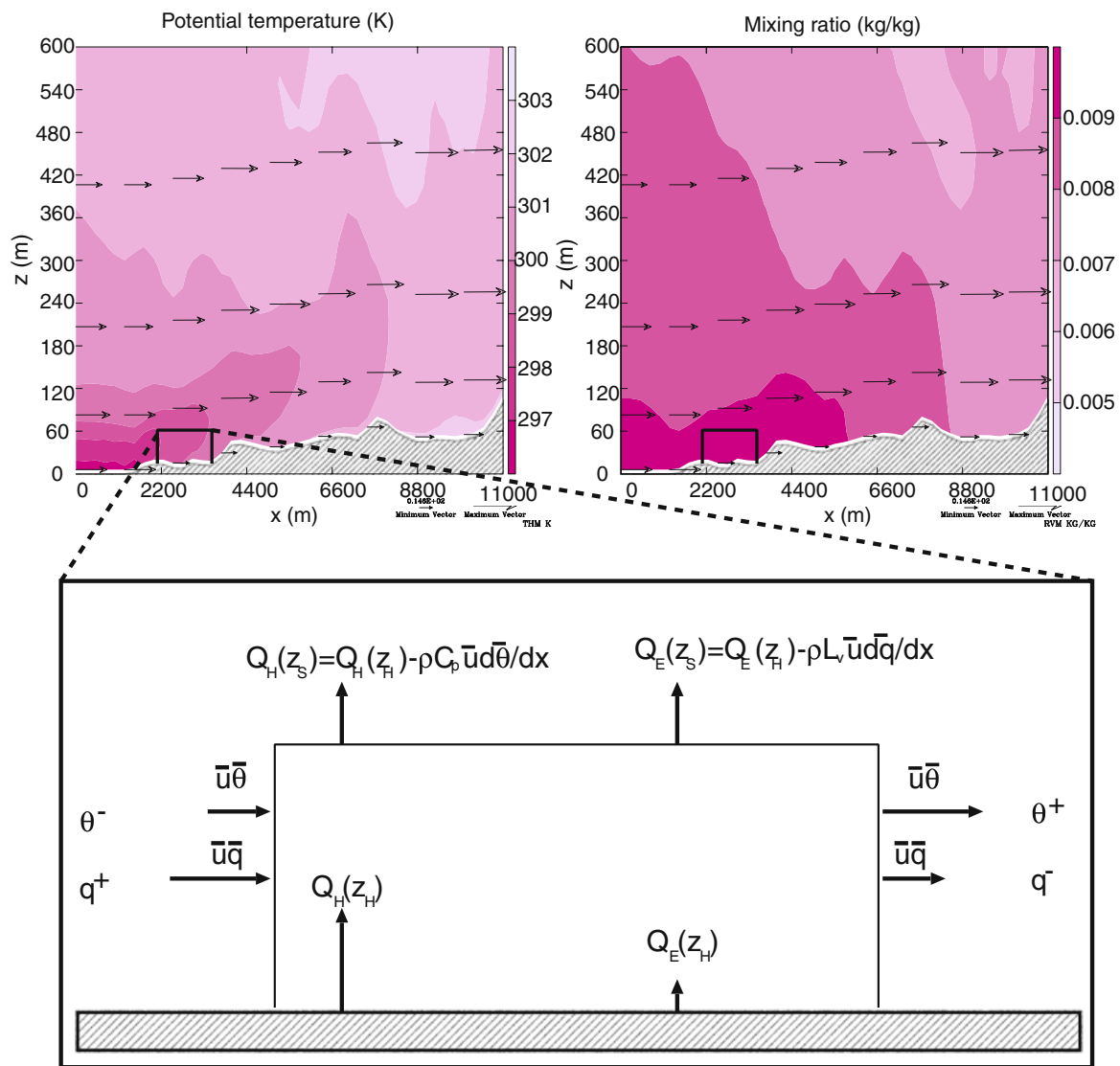


Fig. 14 West-to-east vertical cross-section at the latitude of the CAA site in the simulation (top graphs). Mean potential temperature (top left) and mixing ratio (top right) between 1200 and 1500 UTC for the 22 June 2001. Arrows represent the westerly wind (longest arrow is equivalent to a 4.8 m s^{-1} wind speed and smallest 1.4 m s^{-1}). The boxes indicates the control volume on which the budget of heat and moisture is calculated (bottom)

As presented in Fig. 15, after about 2 km inshore, the variation of horizontal advection becomes smoother.

5 Comparison with other studies

The integration of the conservation equations on a control volume and the estimation of the different terms of storage, vertical and horizontal advections have mainly been applied to species such as CO_2 . Lee (1998) assumed horizontal homogeneity and focused on the influence of vertical advection when he considered the correlation between the corrected measured vertical velocity and the imbalance of the surface energy budget. Subsequently, Lee and Hu (2002) applied the same approach to estimate the vertical heat and moisture advection, and found a weak but statistically

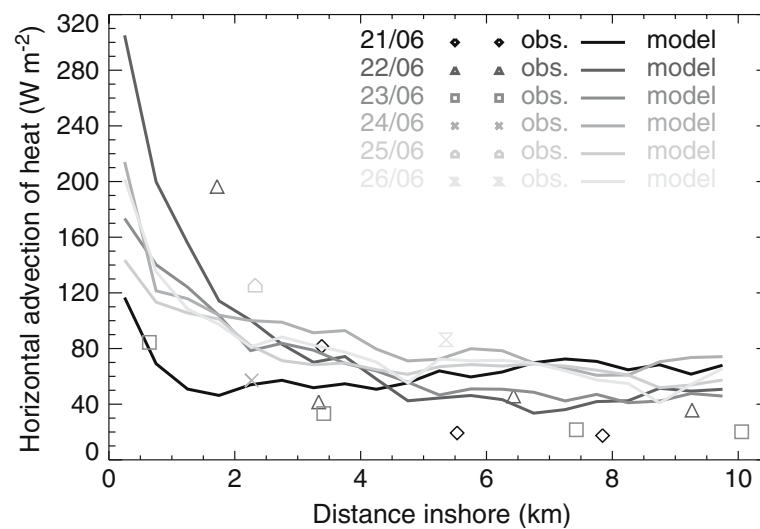


Fig. 15 Variation of horizontal advection of heat with distance inshore computed from measurements and from the model for individual days from 0900 to 1600 UTC

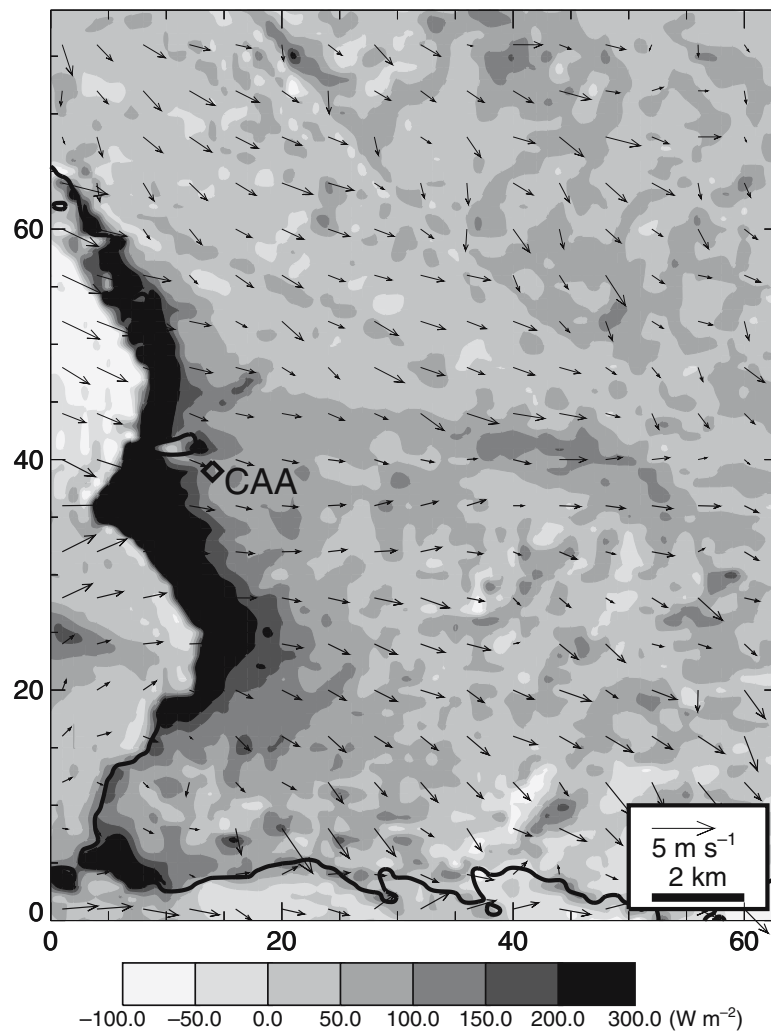


Fig. 16 Simulated field of horizontal heat advection for the 22 June 2001 at 1100 UTC (hourly average). Values of horizontal advection of heat are represented as grey levels and wind direction and intensity with arrows

significant correlation between the energy budget imbalance and the vertical advection. The same approach has been applied by Rotach et al. (2003) for complex topography and, in their study, the impact of vertical advection on imbalance was of major concern. They computed vertical heat advection of the same order as this study but their estimation was associated with a positive vertical advection.

Paw U et al. (2000) developed a theoretical framework based on Lee (1998) and WPL. They studied vertical heat advection (their Fig. 6) and found results very comparable to the present study, with a negative peak around midday (-80 W m^{-2}) slightly greater than our values. Nevertheless, in their study the influence of horizontal advection is not taken into account since they supposed scalar homogeneity. For CO_2 fluxes, the Aubinet et al. (2003, 2005) studies of both vertical and horizontal advection mainly attributed results to topography. They concluded that the two terms were opposite but of the same order.

The study of Spronken-Smith et al. (2006) is more comparable to this investigation but the approach is quite different. They started from the urban energy balance on a control volume developed by Oke (1988) and made an estimate of the horizontal advection term. Their conclusion was that this term was not greater than 30 W m^{-2} in magnitude. They recorded cold advection at night because of drainage flows and warm advection during the day because of onshore flows during this wintertime period. In the present study of a summertime coastal city, the sea-breeze régime determines the flow during afternoon periods, which contributes to large horizontal advection of heat and moisture. In this work, the consistency between measurements and the numerical simulation of horizontal advection is of major interest since it gives a higher confidence in the estimates. This supports the use of numerical simulation as a tool in future studies to optimize the location of instruments and to interpret observations from a field campaign.

6 Conclusion

The present study applies the volumic approach proposed by Lee (1998) to the measurement of heat and moisture fluxes over the dense old core of a coastal European city. A quantification of the contributions of the different processes that take place in the atmospheric layer between the mean building height and the top of a measurement tower is performed with the available measurements and an atmospheric numerical simulation evaluated against observations of Lemonsu et al. (2006). During the period analyzed, a sea-breeze régime developed each day, and it is shown that the contribution of horizontal advection on sensible heat and moisture fluxes is preponderant during the period of the sea-breeze flow. For heat a more complete analysis is conducted, and a specific framework is developed to estimate vertical advection. A first term is associated with the WPL vertical velocity, and a second term results from horizontal wind divergence. This last term is found to be a non-negligible term but does not reach the magnitude of the horizontal advection. Contribution of radiative divergence has been computed using a radiative transfer model and the absorption of upward longwave radiation by the superadiabatic surface layer can reach up to 30 W m^{-2} at midday. This term is not significantly modified by urban emissions of carbon dioxide or aerosol particles.

Comparisons are presented between the measured and modelled estimates of horizontal advection. The good consistency between these two independent estimations

gives more confidence to the conclusions. It also proves that the numerical simulation is a useful tool to help with site selection in order to find locations where such effects could be avoided or minimized. The model can also be used as in this study to analyze the measurements and highlight the processes that lead to the observed fluxes.

Acknowledgements The UBL project has been funded by the CNRS program for atmospheric dynamics PATOM. We acknowledge F. Lohou and A. Coppalle who operated OBS and GLM sites. We also acknowledge the helpful discussions with M.W. Rotach concerning the choice of the best suited wind profile in the roughness sublayer. We thank the referees for helpful comments on the manuscript

References

- Aubinet M, Berbigier P, Bernhofer C, Cescatti A, Feigenwinter C, Granier A, Grünwald T, Havrankova K, Heinesch B, Longdoz B, Marcolla B, Montagnani L, Sedlak P (2005) Comparing CO₂ storage and advection conditions at night at different Carboeuroflux sites. *Boundary-Layer Meteorol* 116:63–94
- Aubinet M, Heinesch B, Yernaux M (2003) Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest. *Boundary-Layer Meteorol* 108:397–417
- Baldocchi D, Finnigan J, Wilson K, Paw U KT, Falge E (2000) On measuring net ecosystem carbon exchange over tall vegetation on complex terrain. *Boundary-Layer Meteorol* 96:257–291
- Businger J (1982) The fluxes of specific enthalpy, sensible heat and latent heat near the earth's surface. *J Atmos Sci* 39:1889–1893
- Coccal O, Belcher S (2004) A canopy model of mean winds through urban areas. *Quart J Roy Meteorol Soc* 130:1349–1372
- Cros B, Durand P, Cachier H, Drobinski P, Fréjafon E, Kottmeier C, Perros PE, Peuch VH, Ponche JL, Robin D, Saïd F, Toupance G, Wortham H (2004) The ESCOMPTE program: an overview. *Atmos Res* 69:241–279
- Feigenwinter C, Bernhofer C, Vogt R (2004) The influence of advection on short term CO₂ budget in and above a forest Canopy. *Boundary-Layer Meteorol* 113:201–224
- Finnigan J (1999) A comment on the paper by Lee (1998): On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric For Meteorol* 97:55–64
- Finnigan J (2004) A re-evaluation of long-term flux measurement techniques Part II: coordinate systems. *Boundary-Layer Meteorol* 113:1–41
- Frangi J, Druilhet A, Durand P, Ide H, Pages J, Tinga A (1992) Energy budget of the Sahelian surface layer. *Ann Geophys* 10(1/2):25–33
- Grimmond CSB, Salmond JA, Oke TR, Offerle B, Lemonsu A (2004) Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum. *J Geophys Res (D Atmos)* 109(D24101), doi: 10.1029/2004JD004936.
- Ha K, Mahrt L (2003) Radiative and turbulent fluxes in the nocturnal boundary layer. *Tellus* 55A: 317–327
- Kohsiek W, Liebenthal C, Foken T, Vogt R, Oncley SP, Bernhofer Ch, DeBruin HAR (2007) The Energy Balance Experiment EBEX-2000, Part III: Behaviour and quality of the radiation measurements. *Boundary-Layer Meteorol* DOI: 10.1007/s10546-006-9135-8
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Hérelil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, de Arellano JV-G (1998) The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I: adiabatic formulation and control simulation. *Ann Geophys* 16:90–109
- Lee X (1998) On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation. *Agric For Meteorol* 91:39–49
- Lee X, Hu X (2002) Forest-air fluxes of carbon, water and energy over non-flat terrain. *Boundary-Layer Meteorol* 103:277–301
- Lee X, Massman W, Law B (2004) *Handbook of micrometeorology: a guide for surface flux measurement and analysis*. Springer-Verlag, Heidelberg, 264 pp
- Lemonsu A, Grimmond CSB, Masson V (2004) Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city: Marseille. *J Appl Meteorol* 43:312–327
- Lemonsu A, Pigeon G, Masson V, Moppert C (2006) Sea–town interactions over Marseille: 3D urban boundary layer and thermodynamic fields near the surface. *Theor and Appl Climatol* 84(6): 171–178

- Mallet M, Roger J, Despiaud S, Dubovik O, Putaud J (2003) Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE. *Atmos Res* 69:73–97
- Masson V (2000) A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol* 94:357–397
- Masson V, Grimmond CSB, Oke TR (2002) Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities. *J Appl Meteorol* 41:1011–1026
- Mestayer PG, Durand P, Augustin P, Bastin S, Bonnefond JM, Bénech B, Campistron B, Coppalle A, Delbarre H, Dousset B, Drobinski P, Druilhet P, Fréjafon E, Grimmond CSB, Groleau D, Irvine M, Kergomard C, Kermadi S, Lagouarde JP, Lemonsu A, Lohou F, Long N, Masson V, Moppert C, Noilhan J, Offerle B, Oke TR, Pigeon G, Puygrenier V, Roberts S, Rosant JM, Saïd F, Salmond J, Talbaut M, Voogt J (2005) The urban boundary-layer field campaign in Marseille (UBL/CLU-Escompte): set-up and first results. *Boundary-Layer Meteorol* 114:315–365
- Mlawer E, Taubman S, Brown P, Iacono M, Clough S (1997) Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res* 102(D14):16663–16682
- Noilhan J, Mahfouf JF (1996) The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global Planet Change* 13:145–159
- Oke TR (1976) The distinction between the canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere* 14:268–277
- Oke TR (1988) The urban energy balance. *Prog Phys Geogr* 12:471–508
- Oke TR (2004) Urban observations. IOM Report No. 81 WMO/TD No. 1250, World Meteorological Organization, Geneva. 49 pp
- Paw U KT, Baldocchi DD, Meyers TP, Wilson KB (2000) Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes. *Boundary-Layer Meteorol* 97:487–511
- Pigeon G, Lemonsu A, Long N, Barri J, Durand P, Masson V (2006) Urban thermodynamic island in a coastal city analyzed from an optimized surface network. *Boundary-Layer Meteorol* 120:315–351
- Raupach MR, Legg BJ, Edwards I (1980) A wind tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surface. *Boundary-Layer Meteorol* 18:373–397
- Roger J, Mallet M, Dubuisson P, Cachier H, Vermote E, Dubovik O, Despiaud S (2006) A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing: application to an urban zone during the Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution et de Transport d'Emission (ESCOMPTE) experiment. *J Geophys Res* 111(D13208):13208–13216
- Rotach MW (1993) Turbulence close to a rough urban surface. Part I: Reynolds stress. *Boundary-Layer Meteorol* 65:1–28
- Rotach MW (2001) Simulation of urban-scale dispersion using a lagrangian stochastic dispersion model. *Boundary-Layer Meteorol* 99:379–410
- Rotach MW, Calanca P, Weigel A, Andretta M (2003) On the closure of the surface energy balance in highly complex terrain. In: ICAM/MAP. Brig (CH), pp 247–250
- Roth M (2000) Review of atmospheric turbulence over cities. *Quart J Roy Meteorol Soc* 126:941–990
- Savijärvi H (2006) Radiative and turbulent heating rates in the clear-air boundary layer. *Quart J Roy Meteorol Soc* 132:147–161
- Spronken-Smith RA, Kossmann M, Zawar-Reza P (2006) Where does all the energy go? Surface energy partitioning in suburban Christchurch under stable wintertime conditions. *Theor Appl Climatol* 84(1–3):137–149
- Stull R (1988) An introduction to boundary layer meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp
- Voogt JA, Grimmond CSB (2000) Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area. *J Appl Meteorol* 39:1679–1699
- Webb EK, Pearman GI, Leuning R (1980) Correction of flux measurements for density effect due to heat and water vapour transfer. *Quart J Roy Meteorol Soc* 106:85–100

Chapitre 4

Le flux de chaleur anthropique sur Toulouse

4.1 La campagne CAPITOUL

4.1.1 Objectifs de la campagne

Alors que les deux premiers articles achèvent l'exploitation des résultats de la campagne CLU-ESCOMPTE, on peut dresser une liste des atouts et des limites de cette expérience de terrain. Le fait qu'il s'agit d'un site côtier est intéressant puisque c'est une implantation courante de nombreuses grandes cités dans le monde. Il aura ainsi permis l'étude de l'interaction entre la ville et son environnement côtier comme dans les deux articles précédents. D'autres études ont aussi exploité cet atout de la campagne CLU-ESCOMPTE, comme celle de *Puygrenier et al.* (2005) ou l'étude numérique de *Lemonsu et al.* (2006). En se penchant sur une ville côtière, CLU-ESCOMPTE aura contribué aux connaissances du micro-climat de ce type de ville. Pour l'étude des processus purement urbains, cette situation complexe peut se révéler quelque peu limitante. Par exemple, la logique voudrait que l'évaluation du schéma TEB réalisée par *Lemonsu et al.* (2004) soit menée à nouveau en prenant en compte au minimum les estimations de l'advection horizontale présentée dans le deuxième article de ce manuscrit. Le projet CAPITOUL (Canopy and particles interactions in Toulouse urban layer) est né de ces bases. Parmi ses objectifs, un élément central était d'établir par la mesure le bilan d'énergie sur un centre ville dense européen pendant un cycle annuel complet. La plupart des campagnes réalisées jusqu'à ce moment en milieu urbain avaient eu lieu pendant des périodes estivales quand les conditions favorables à l'ICUC sont les plus fréquentes. Parmi les attentes de CAPITOUL, les mesures en période hivernale étaient particulièrement visées parce que c'est pendant cette période que le terme anthropique est a priori le plus fort (au moins dans les villes du nord de l'Europe). Le

suivi d'autres situations comme les pluies et les périodes d'évaporation les suivant était également programmé. Ces mesures du bilan d'énergie constituent actuellement un jeu quasiment unique pour l'évaluation, sur un cycle annuel, des modèles numériques dédiés aux échanges entre la surface urbaine et l'atmosphère. Un second objectif de la campagne était le suivi de la variabilité spatiale et temporelle de l'ICUC et de l'ilot d'humidité pendant le cycle annuel en relation avec les mesures du bilan d'énergie. Le suivi de la structure de la couche limite était également un des objectifs de la campagne. Une des originalités du programme concernait l'étude des échanges turbulents de particules d'aérosols entre la canopée urbaine et les basses couches de l'atmosphère ainsi que le suivi de leur composition et de leurs propriétés microphysiques et radiatives pendant un cycle annuel. Enfin, des études ponctuelles de dispersion étaient envisagées pour l'évaluation du modèle PERLE¹ de Météo-France.

4.1.2 Dispositif expérimental et stratégie d'observation

Le dispositif général de la campagne CAPITOUL est présenté sur la figure 4.1. Il comprend quatre stations dédiées à la mesure du bilan d'énergie soit les termes Q^* , Q_H , Q_E et Q_G (pour les sites ruraux uniquement) présentés dans le premier chapitre. Une de ces stations est implantée en centre ville de Toulouse sur le toit terrasse des magasins Monoprix (39 rue Alsace Lorraine) et consitue un élément clé du site central (figure 4.2). Elle a fonctionné en continu pendant l'ensemble de la période de la campagne soit de mi-février 2004 à début mars 2005. Afin d'obtenir des mesures significatives des flux turbulents, il est nécessaire que les mesures soient réalisées à une hauteur d'au moins deux fois la hauteur moyenne des bâtiments (Oke, 2004). En conséquence, les instruments ont été fixés sur un mât pneumatique d'environ 30 m lui même installé sur le toit du bâtiment. La position de ce mât devait être adaptée en fonction des conditions météorologiques notamment en cas de prévision de vent fort ou de situation orageuse (figure 4.3). Ce système instrumental était en plus équipé d'un profil de température et de mesures des précipitations. Le site central a été complété par deux perches instrumentées installées en porte-à-faux sur les balcons du bâtiment. La première, longue de 5 m, était au-dessus de la rue d'Alsace (de 15 m de large) et la seconde, longue de 3 m, au-dessus de la rue de la Pomme (de 10 m de large). Ces perches étaient équipées de radiomètres infrarouge pour le suivi des températures de surface, d'un anémomètre ultrasonique, d'un analyseur rapide de gaz (CO_2 et H_2O) et d'un compteur de particules pour les mesures turbulentes. Deux autres stations (au sud et au

¹Programme d'Evaluation des Rejets Locaux d'Effluents, il s'agit d'un système de prévision de la dispersion des rejets accidentels dans l'atmosphère. PERLE est basé sur le modèle atmosphérique de méso-échelle Meso-NH utilisé à une résolution de 2 km et sur le modèle stochastique lagrangien SPRAY.

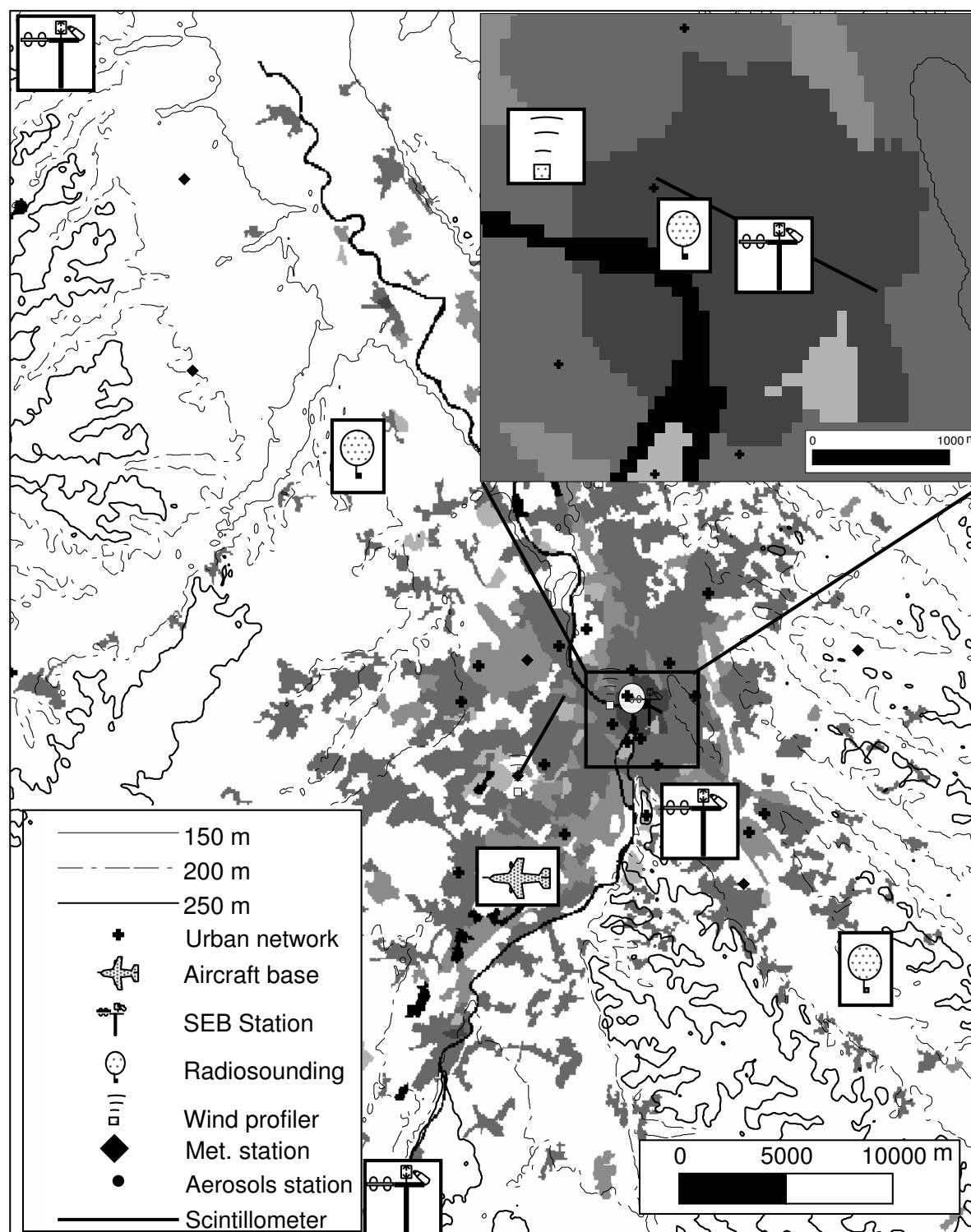


FIG. 4.1: Dispositif expérimental de la campagne CAPITOUL. Les zones grisées correspondent aux aires urbanisées avec du plus foncé au plus clair, le centre ville, les zones résidentielles, les zones industrielles ou commerciales puis les parcs urbains. L'hydrographie est représenté en noir. En haut à droite est présenté un zoom sur le centre ville.

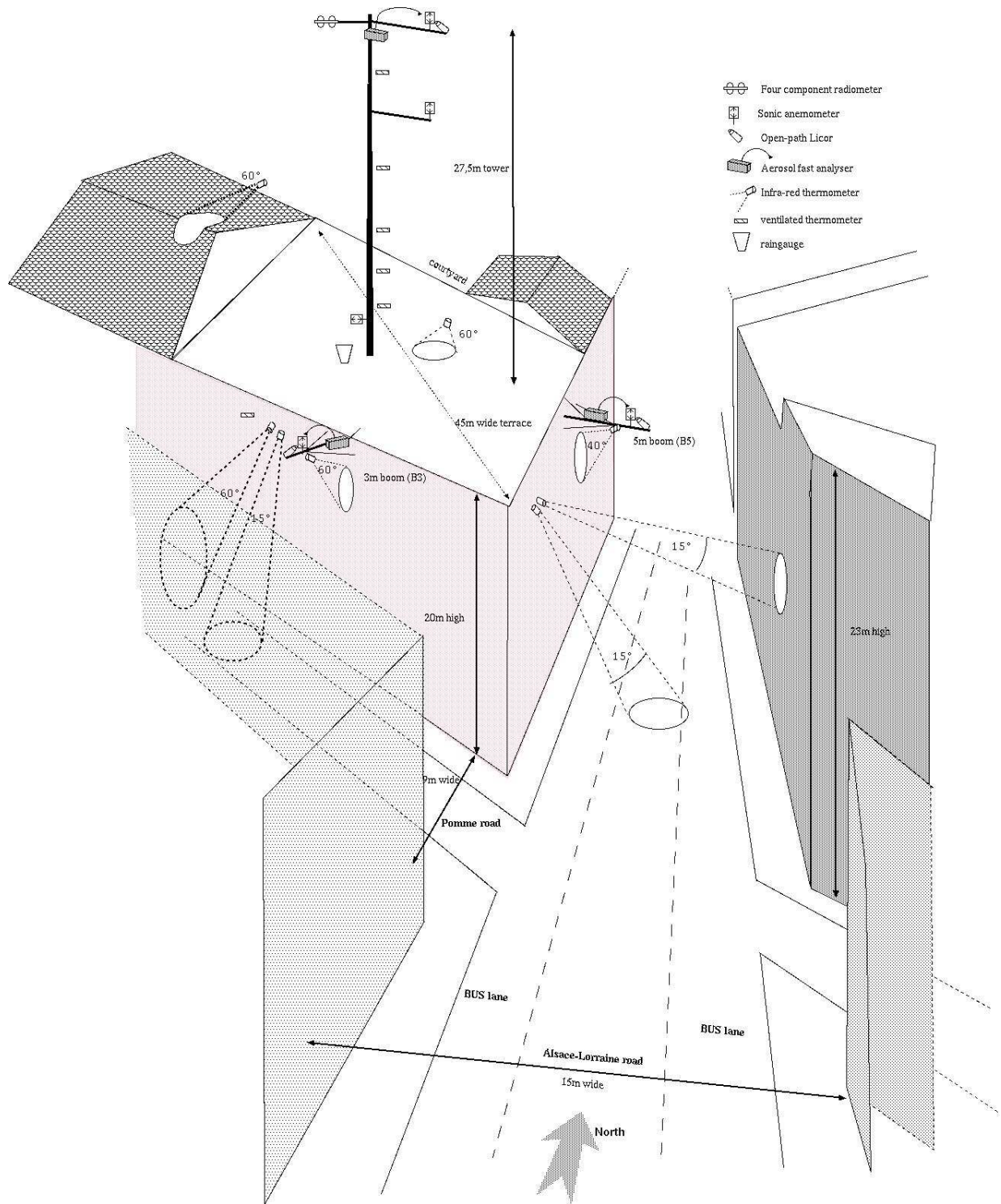


FIG. 4.2: Site central regroupant les mesures de bilan d'énergie, les mesures d'échanges turbulents entre la canopée et les basses couches de l'atmosphère, les mesures de température de surface et les mesures météorologiques supplémentaires. Figure issue de *Masson et al.* (2007).

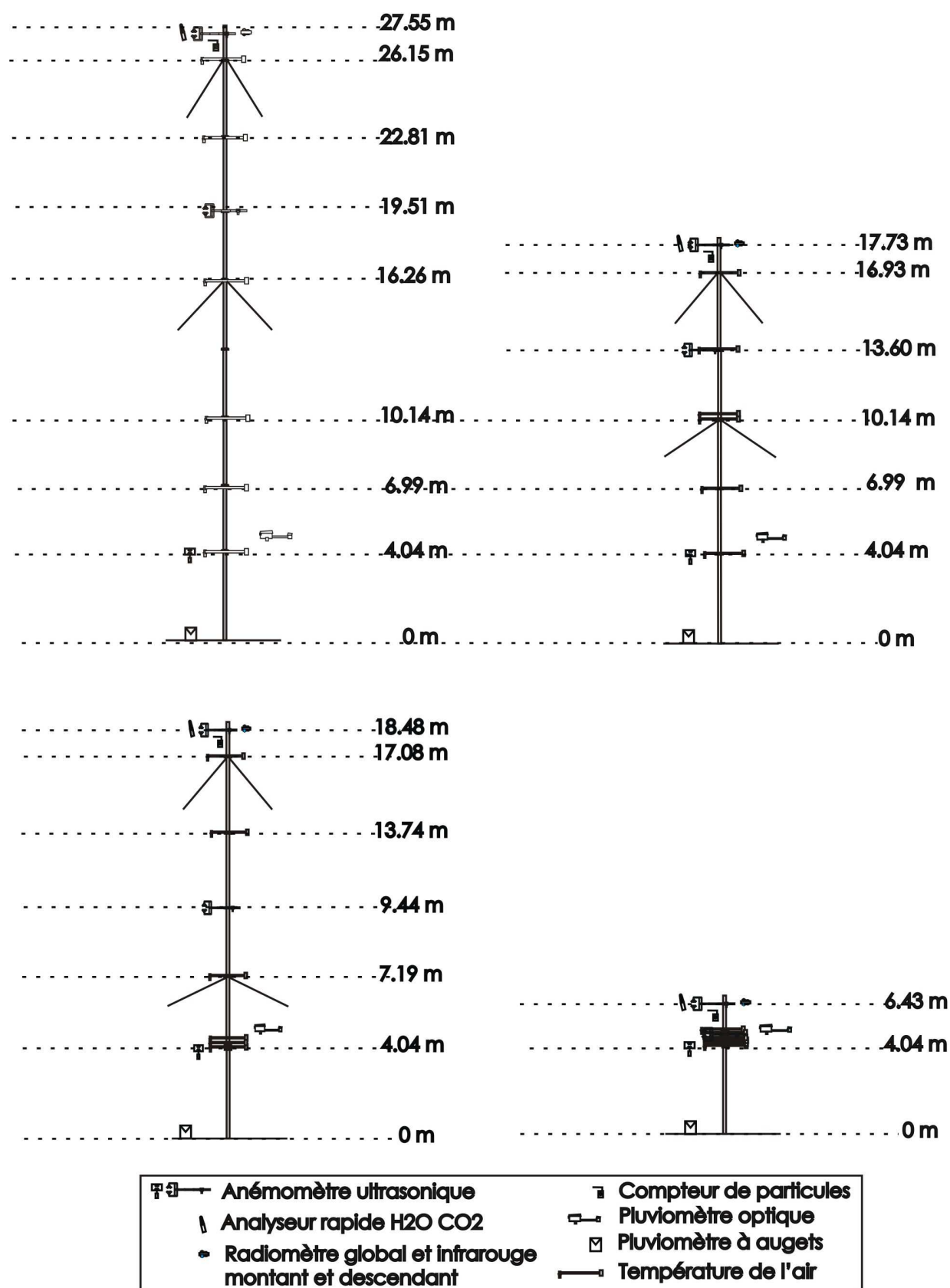


FIG. 4.3: Détail du mât instrumenté. Les quatre figures représentent les différentes positions que pouvait prendre le système en fonction des conditions météorologiques. Figure réalisée par Dominique Legain (CNRM/GMEI/4M).

nord ouest sur la figure 4.1) étaient en zone rurale, l'une sur des cultures et l'autre sur une parcelle en herbe. Enfin, une dernière station dédiée à l'estimation du bilan d'énergie a été installée plus tardivement (août 2004) sur un bâtiment de l'université Paul Sabatier. Il s'agit d'une zone composée d'un mélange de pelouse, parking et bâtiments de 4-5 étages. Une station, toute proche du site central, était dédiée au comptage des particules d'aérosols et a fonctionné pendant toute la campagne. Le réseau de stations légères de mesure de température et d'humidité a été déployé dans l'agglomération sur des pylônes électriques. La sonde était placée dans un abri à 6 m au-dessus du sol. Parmi les sites, deux étaient équipés d'un deuxième niveau de mesure à 2 m. Ce réseau a fonctionné également pendant toute la période de la campagne. Des stations météorologiques plus complètes (vent, rayonnement, précipitation) ont également été ajoutées pour compléter le réseau opérationnel de Météo France. Ces stations étaient réparties autour de Toulouse dans des zones rurales ou au-dessus d'un couvert végétal dans des zones d'urbanisation peu dense. Deux scintillomètres ont fonctionné la quasi totalité de la période. Un des instruments échantillonnait Q_H sur un trajet (1.7 km) au-dessus du centre ville alors que l'autre trajet était situé au-dessus d'une zone résidentielle (près de 4 km). Enfin, deux profileurs de vent (un radar UHF en centre ville et un sodar sur le site de Météo France [zone d'activité]) complétaient le dispositif permanent de la campagne.

Pour l'étude de la structure de la couche limite et des propriétés microphysiques et radiatives des particules d'aérosols, des périodes d'observations intensives (POI) de un à deux jours ont été menées pendant la campagne (17 POI toutes thématiques confondues). Durant ces POI un avion instrumenté (mesures thermodynamiques et propriétés radiatives des aérosols) a volé au-dessus de l'agglomération. Quatre des POI ont été spécialement dédiées à la mesure de l'anisotropie directionnelle dans l'infrarouge thermique. Des radiosondages ont également été menés pendant les POI à différentes heures de la journée et simultanément à partir du centre ville et d'un site rural.

4.2 L'îlot thermodynamique à Toulouse

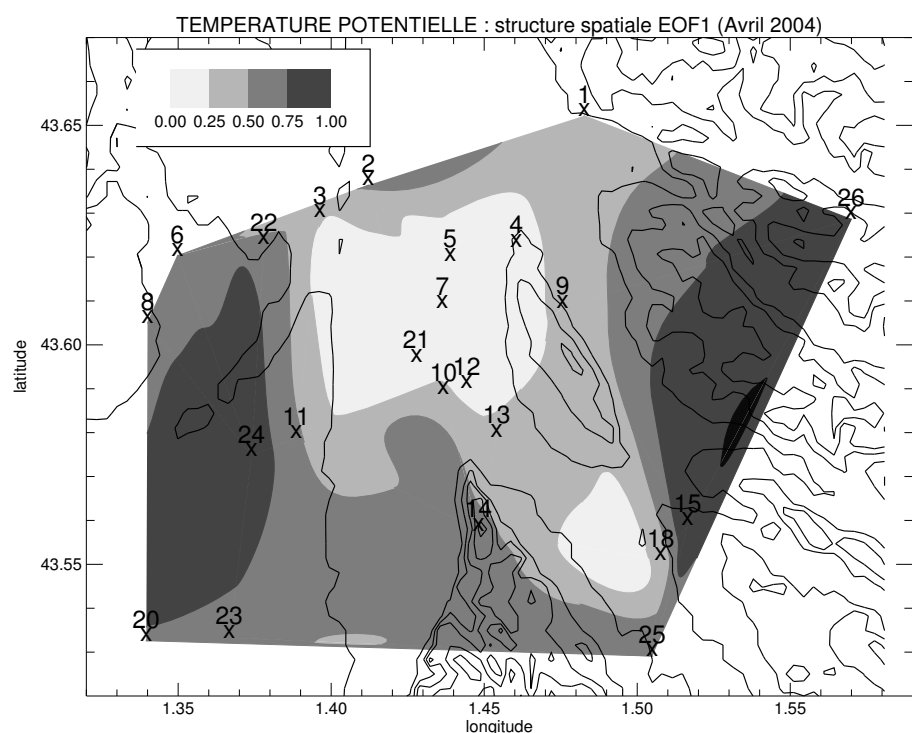
Un réseau identique à celui développé à Marseille a donc été déployé sur l'agglomération de Toulouse. Il couvre toute l'agglomération, depuis le centre ville, les communes alentours et quelques zones non urbanisées très proches de la ville. La méthode d'exploitation des mesures du réseau présentée dans le chapitre 2 a été utilisée pour extraire l'évolution spatio-temporelle de l'îlot thermodynamique au cours des différents mois. En comparaison à Marseille, l'influence de l'urbanisation est prédominante aussi bien la nuit que le jour sur les deux paramètres. Le champ de température est globalement concentrique autour du centre ville de Toulouse, ce qui rend compte de la structure géné-

rale de l'urbanisation à Toulouse. Autour du site central, dans un rayon de 1 km, les gradients de température et d'humidité sont faibles (figures 4.4 et 4.5), ce qui permet de faire l'hypothèse, contrairement au cas de Marseille (*Pigeon et al.*, 2007b), que les termes d'advection ne sont pas significatifs. Pour des stations situées hors du centre ville et assez proches spatialement (1 km), mais dont l'entourage présente des formes d'urbanisation très différentes (quartier résidentiel et centre commercial), des écarts allant jusqu'à 3°C sont observés. Une analyse de la structure spatiale a été menée en regard de l'urbanisation qui entoure les sites de mesures. Les stations ont été triées selon une classification établie par *Oke* (2004). Elle démontre que le champ de température est bien relié au critère d'urbanisation de cette classification. Cependant, certaines classes présentent une variabilité interne importante. Pendant la journée, l'écart de température est faible entre 0 et 1°C selon les mois.

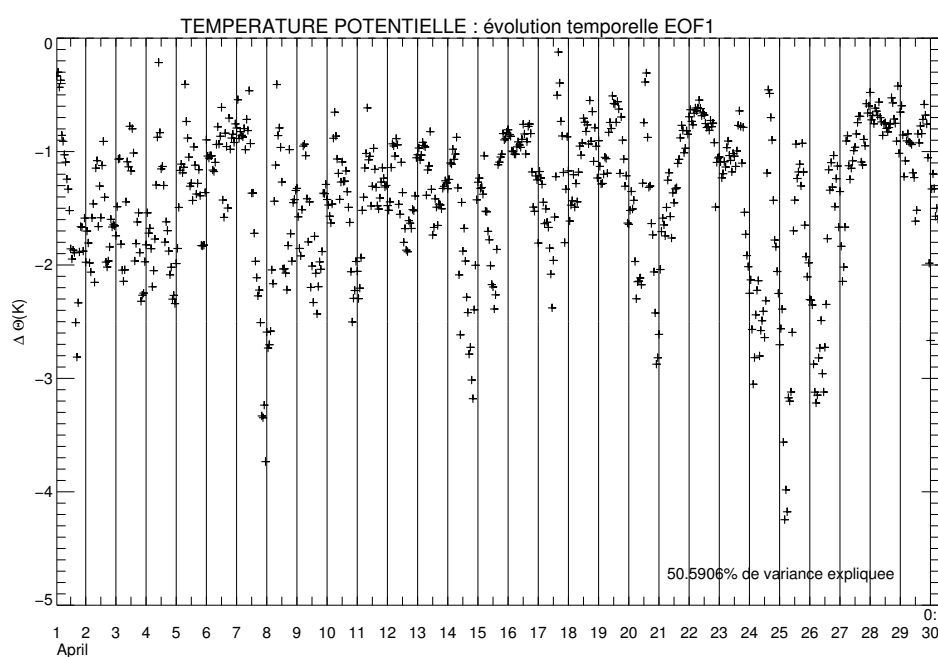
Les variations spatiales d'humidité spécifique présentent une organisation différente de ce que l'on observe pour la température. Alors que la température évolue progressivement du centre ville vers la campagne, l'humidité semble plus homogène sur l'ensemble de l'agglomération et ne décroît que lorsque l'on arrive dans des zones où la fraction de terrain recouvert de végétation devient non négligeable. Au cours de l'hiver, on observe quelques épisodes nocturnes où l'humidité spécifique est plus grande en ville qu'à la campagne. Ces épisodes se font de plus en plus rares au printemps et disparaissent pour les autres saisons. Les écarts sont faibles la nuit, autour de 0,2 g kg⁻¹, et plus forts le jour, où ils peuvent dépasser 2 g kg⁻¹. Ces résultats ont été présentés dans *Pigeon et al.* (2004).

4.3 Estimation du flux anthropique pendant CAPITOUL

Parmi les objectifs de CAPITOUL figurait le suivi du bilan d'énergie du centre ville pendant l'hiver quand le terme anthropique est a priori le plus élevé. Ce troisième article a donc pour objectif l'étude du terme Q_F du bilan d'énergie urbain (1.2.8). Au cours de cette étude, Q_F a été estimé par deux méthodes indépendantes. La première estimation est basée sur les mesures du bilan d'énergie réalisées au centre ville de Toulouse analysées par une méthode originale. En partant de l'équation du bilan d'énergie (Equation 1.4), il est établi que le résidu des mesures ($Q^* - (Q_H + Q_E)$) intégré sur des périodes multiples de 24h représente l'opposé du terme Q_F . D'après les travaux de *Offerle et al.* (2005), les résultats obtenus par cette méthode devraient avoir une précision de ± 10 W m⁻². Indépendamment, un inventaire de la consommation d'énergie a été constitué sur l'agglomération, pour la période de la campagne, à une résolution spatiale de 100 m et une résolution temporelle minimum de la journée

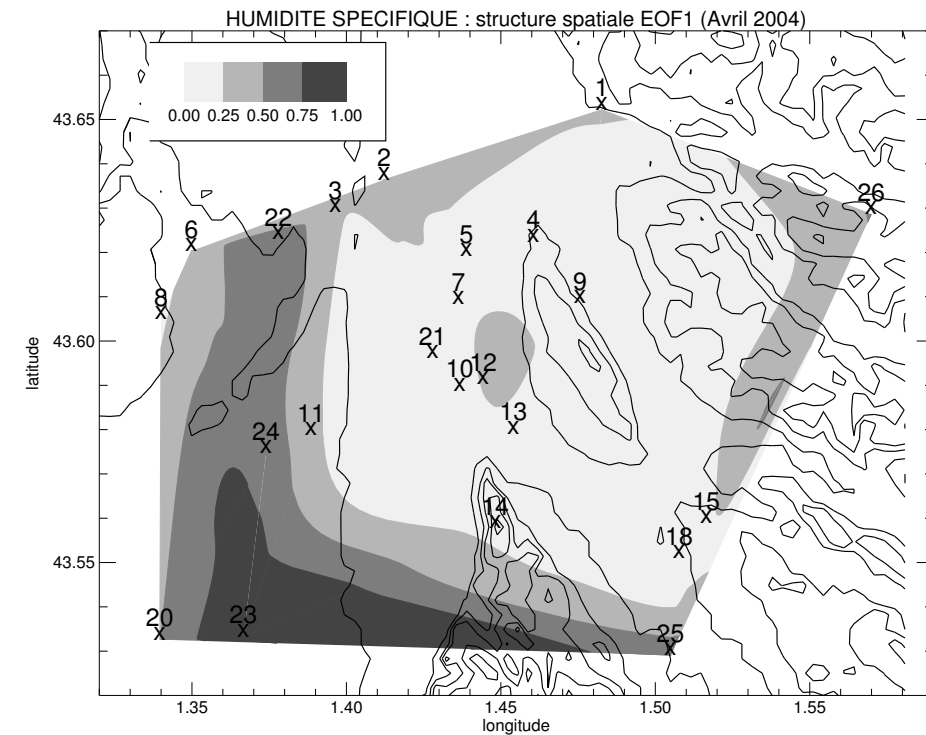


(a) Structure spatiale

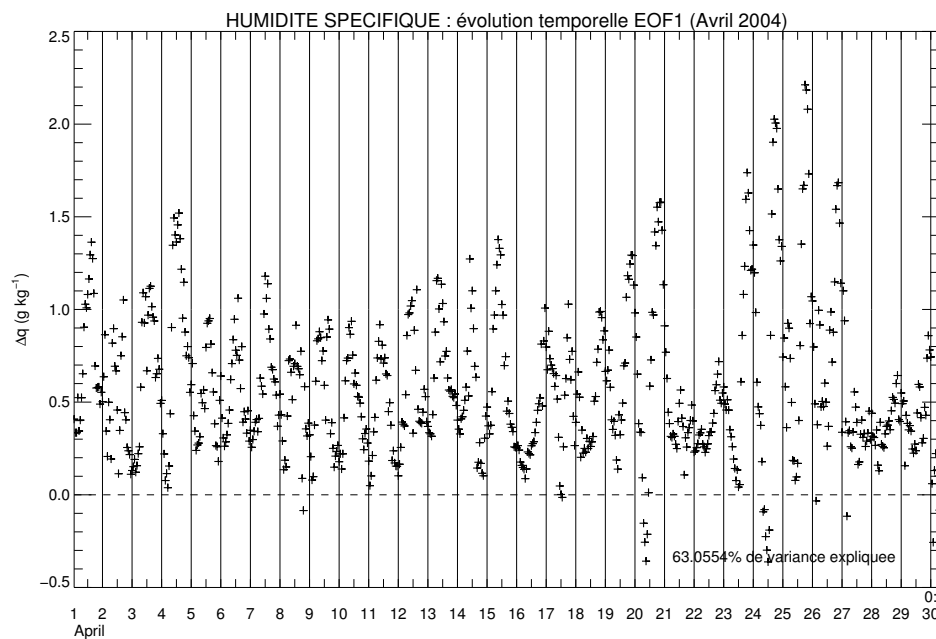


(b) Evolution temporelle

FIG. 4.4: Première composante de l'analyse spatio-temporelle de la température potentielle pour le mois d'avril 2004. La signification des niveaux de gris est expliquée dans *Pigeon et al. (2006)*. Les croix numérotées correspondent aux différentes stations du réseau.



(a) Structure spatiale



(b) Evolution temporelle

FIG. 4.5: Première composante de l'analyse spatio-temporelle de l'humidité spécifique pour le mois d'avril 2004. La signification des niveaux de gris est expliquée dans Pigeon et al. (2006). Les croix numérotées correspondent aux différentes stations du réseau.

(certaines sources sont disponibles au pas horaire). L'inventaire a été affiné autour du site de mesure et les résultats des deux méthodes ont ainsi été confrontés. Pendant la période hivernale, Q_F atteint des valeurs de l'ordre de 60 W m^{-2} pour cette zone du centre ville, et les estimations réalisées à partir des mesures se comparent très bien à l'inventaire de consommation d'énergie. Pendant la période estivale, l'estimation par les observations a tendance à sous-estimer les valeurs de Q_F calculées à partir de l'inventaire (de l'ordre de 20 W m^{-2}). C'est aussi pendant cette période que l'on peut s'attendre à de moins bons résultats à cause (i) de la diminution logique de Q_F en été et (ii) de la sous-estimation chronique des flux turbulents. Cette comparaison d'un inventaire de la consommation d'énergie avec des mesures du bilan d'énergie sur une même période et un même site confère à cette étude son caractère très original. La variation temporelle des consommations d'énergie a également été exploitée dans un objectif de modélisation. Une proposition est faite de séparer les variations qui relèvent de l'activité économique et sociale (variation diurne ou hebdomadaire) de celles qui dépendent des conditions météorologiques et climatiques (variation saisonnière). Pour chaque source considérée dans l'inventaire de consommation, les cycles diurnes et hebdomadaires sont estimés. La variation spatiale de Q_F a également été analysée. Pour le centre ville de Toulouse, Q_F varie entre 100 et 25 W m^{-2} entre l'hiver et l'été alors qu'il varie entre 25 et 5 W m^{-2} dans les zones périurbaines pour les mêmes périodes. Ces résultats permettent de compléter le tableau 1.7.

Anthropogenic heat release in an old European agglomeration (Toulouse, France)

G. Pigeon,^{a*} D. Legain,^a P. Durand^b and V. Masson^a

^a Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France/CNRS-GAME, 42 av. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France

^b Laboratoire d'Aérodynamique, UMR 5560 CNRS - Université Paul Sabatier Toulouse III, Toulouse, France

Abstract:

The anthropogenic heat release, Q_F , has been estimated for the old European agglomeration of Toulouse (France) from February 2004 to March 2005 in the frame of the CAPITOUL experiment. Surface energy balance (SEB) measurements have been conducted at a downtown site, over a dense urban area. A method is proposed to estimate Q_F at the local scale around this site from observations, as the daily residual term of the SEB equation. The values obtained from this method are in agreement with what can be expected: Q_F estimates are around 70 W m^{-2} during winter and 15 W m^{-2} during summer. On a larger scale (that of the agglomeration), an energy consumption inventory was conducted for the period of the field campaign with a 1-day temporal resolution and a 100-m spatial resolution. The estimates of Q_F obtained with this second method were analysed at the local scale around the measurements site, and compared with estimates computed from the energy budget observations. For the winter period, both estimates are in good agreement. For the summer period, the method based on SEB measurements seems to underestimate Q_F which is estimated around 30 W m^{-2} from the inventory. The simultaneous estimate of Q_F , with these two independent methods is a strength of this study.

At the scale of the agglomeration, the basal state of energy consumption (observed during the summer period) varies between 25 W m^{-2} for the densest areas to less than 5 W m^{-2} for the residential suburban areas. In the regions crossed by the major roads, the traffic is the major source during summer. Then during the winter period, Q_F can reach 100 W m^{-2} in the densest areas of Toulouse whereas it ranges between 5 and 25 W m^{-2} in the suburban areas. Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

KEY WORDS urban climate; urban energy balance; anthropogenic heat source; energy consumption inventory; CAPITOUL

Received 29 September 2006; Revised 26 February 2007; Accepted 27 February 2007

INTRODUCTION

In comparison to the other surfaces of the earth, urban areas are subject to an additional source of energy: the anthropogenic heat release, noted Q_F (Oke, 1987). The flux Q_F results mainly from the consumption of energy by human activity: heating of buildings, traffic, electrical appliances, industry, and air conditioning. The anthropogenic heat has been identified by Oke (1982) to contribute to the urban climate modification at the canopy scale, the local scale (neighbourhood) and the mesoscale (agglomeration scale). It has been shown that taking it into account in atmospheric numerical simulations could result in a temperature increase by a few degrees in certain conditions (Kimura and Takahashi, 1991; Ichinose *et al.*, 1999; Kikegawa *et al.*, 2006), or even a modification of the wind field (Khan and Simpson, 2001).

In the former studies, two methods have been developed to estimate Q_F but they have never been compared on the same spatial and temporal scale. The first method

is based on inventories of energy consumption and has been applied by Grimmond (1992) for a suburban area of Vancouver (Canada), by Klysik (1995) for the city of Łódź (Poland), by Ichinose *et al.* (1999) for Tokyo (Japan) and by Sailor and Lu (2004) for different cities in the United States. The estimation of Q_F with a high spatial and temporal resolution by this method is almost impossible considering the wide range of energy uses and the organization of energy distribution. Most of the time, this method is based on energy consumption budget at the scale of a city, or even at wider scales, and at a monthly time resolution. However, other sources of information, such as the patterns of population density, can be used to estimate the spatio-temporal variability at smaller scales (Sailor and Lu, 2004). The second method is based on surface energy balance (SEB) measurements (Offerle *et al.*, 2005). The advantage of this method is that it makes it possible to estimate Q_F with an hourly time resolution, but its weakness is that it is limited to the local scale (typically a neighbourhood or a few hundreds meters) around the measurement site.

The objective of this study is to estimate *simultaneously* Q_F with these two methods for the agglomeration

*Correspondence to: G. Pigeon, Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France/CNRS-GAME, 42 av. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France. E-mail: gregoire.pigeon@meteo.fr

of Toulouse located in the south–west of France. From February 2004 to March 2005, the CAPITOU [Canopy and Particles Interactions in Toulouse Urban Layer (Mason *et al.*, 2004)] field campaign was conducted over the agglomeration to monitor, during a full year, the SEB, the urban heat island and the urban boundary layer structure. A method, simpler than the one developed by Offerle *et al.* (2005), is presented to estimate Q_F from SEB measurements made in the downtown area of Toulouse. Also, an inventory of energy consumption is conducted at the agglomeration scale with a 1-day time resolution and a 100-m horizontal resolution. Given the high spatial resolution of the inventory of energy consumption, it can be compared with the estimates from the measurements at the downtown site. Finally, the spatio-temporal variability of Q_F at the agglomeration scale is analysed with a modelling perspective.

DESCRIPTION OF THE SITE

Toulouse agglomeration

Toulouse (1°26'4"E, 43°36'15"N) is located in the south–west of France, 80 km to the north of the Pyrenees chain, 140 km to the west of the Mediterranean Sea and 220 km to the east of the Atlantic Ocean. The agglomeration is at the intersection of oceanic and Mediterranean influences and subject to a mild temperate climate from fall to spring and to dry, hot summers. The mean annual precipitation is 656 mm and the sunshine duration is 2047 h (from data collected during the 1961–1991 period at the Toulouse-Blagnac meteorological station). Table I gives the mean monthly temperature during the field campaign from February 2004 to February 2005. Given the climate of the city, the domestic heating period in Toulouse extends approximately from the end of October to the mid of May, which corresponds to the period during which the mean daily temperature is lower than 15 °C.

The area covered by the district of Toulouse is quite circular (Figure 1) with a diameter of 7 km and a population of 426 700 inhabitants (in 2004), whereas the whole agglomeration extends over 20 km with a population estimated to be between 1 065 000 and 1 080 000 inhabitants (data from the National Institute for Statistics and Economic Studies for 2004). The area considered in this study and referred as the agglomeration is the

total area presented in Figure 1. Following Oke (2006) recommendations, we propose to describe the geography of the city with the Wanner and Filliger (1989) classification: the effects of urbanization variability dominate the topographic influence; the Garonne river crosses the agglomeration in its middle and the site is classified as 'Valley within urban area'.

Measurements site and data processing

A SEB measurements site was located in the dense old core of Toulouse. The site location can be seen on Figure 1 and the aerial photography presented in Figure 2, and its characteristics have been gathered in Table II.

The micro-meteorological instrumentation (Table III) was mounted on the head of a telescopic tower set up on a terrace roof. The building has typical dimensions in comparison to those of the surrounding and its roof is at 20 m above the street. When the wind speed

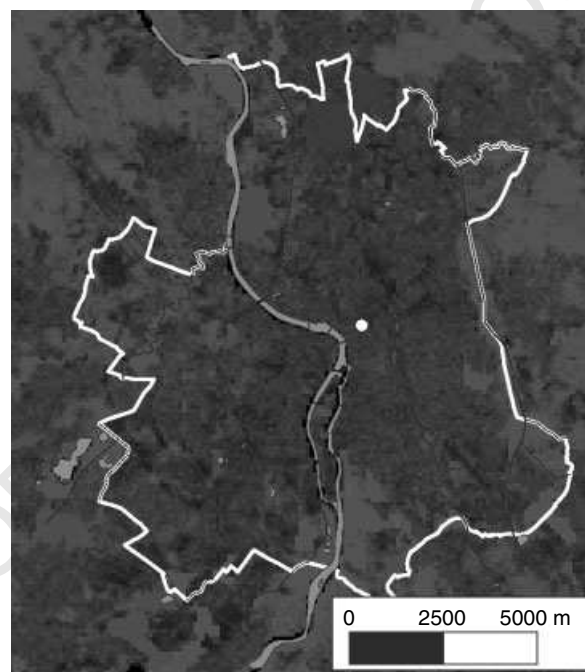


Figure 1. Colour composite of building plan area density (pad, in red), vegetation pad (in green) and road pad (in blue) with 100-m resolution over the agglomeration of Toulouse. The white line represents the limit of Toulouse district. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

Table I. Monthly climate parameters during the field campaign at Toulouse-Blagnac meteorological station (WMO ID 76390). $T_{\min}$ and $T_{\max}$ are the minimum and maximum daily averages, respectively.

Year	2004											2005	
Month	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F
$T_{\text{mean}}(^{\circ}\text{C})$	6.3	8.6	11.3	15.4	21.3	22.2	22.7	20.3	16.7	7.4	6.4	5.3	4.2
$T_{\min}(^{\circ}\text{C})$	1.7	4.1	7.3	10.3	15.7	16.6	17.3	14.8	12.7	4.1	3.5	1.9	0.9
$T_{\max}(^{\circ}\text{C})$	10.9	13.2	15.4	20.5	26.9	27.8	28.0	25.8	20.7	10.8	9.3	8.8	7.5
Precipitations (mm)	10.2	63.8	105.2	73.6	19.6	33.0	59.8	25.4	161.8	29.2	39.2	21.4	20.2

Table II. Characteristics of the measurement site.

Parameter	Value
Building plan area density (pad)	0.54
Road pad	0.38
Vegetation pad	0.08
Wall surface density ^a	1.3
Canyon aspect ratio	1.4
Mean building height (m)	15
●Oke (2004) urban climate zone	2

^a Ratio between wall surface and total horizontal surface.



Figure 2. Aerial photography around the measurement site (marked with a black disk). The black circle indicates the 500-m distance around the tower. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

rotations (azimuth and pitch corrections). Then, before 46
computing the covariance, the time series were high-pass 47
filtered with a recursive filter according to McMillen 48
(1988), with the filter parameter set to 200 s. The 49
mean daily estimates of Q_F (see next section) have 50
been computed for days when the tower was in the 51
intermediate or upper position. Missing data have been 52
interpolated linearly when less than two consecutive data 53
were missing. 54

METHODS

Estimates of Q_F from energy balance measurements

The SEB framework developed by Oke (1988) for urban 60
areas applies to a control volume extending from the 61
ground to the top of the urban canopy layer: 62

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (1) \quad 63$$

where Q^* is the net radiation at the top of the volume, 64
 Q_F gathers the anthropogenic heat releases as mentioned 65
previously, Q_H is the sensible heat flux, Q_E is the latent 66
heat flux, ΔQ_A is the heat (or equivalent latent heat) 67
advection through the sides of the control volume and 68
 ΔQ_S is the storage of heat by the elements of the control 69
volume. Q_F is always positive, whereas Q^* (resp. Q_H 70
and Q_E) is positive downward (resp. upward). ΔQ_S 71
and ΔQ_A are positive when they correspond to a gain 72
of heat for the volume. In this study, as in most of 73
field measurement over urban areas, only three terms of 74
the SEB equation (Q^* , Q_H and Q_E) are measured with 75
micro-meteorological techniques. The residual R of these 76
terms is thus expressed as: 77

$$R = Q^* - (Q_H + Q_E) \quad (2) \quad 80$$

From Equation (1), the residual is also expressed by: 82

$$R = \Delta Q_S + \Delta Q_A - Q_F \quad (3) \quad 84$$

Several estimates of ΔQ_A have been presented recently 86
(Lee and Hu, 2002; Spronken-Smith *et al.*, 2005; Pigeon 87
et al., in press). Pigeon *et al.* (in press) showed that 88
advection is considerable in the case of strong tempera- 89
ture or moisture gradients associated with the sea-breeze 90

1 at the top of the tower was lower than 17 m s^{-1} ,
2 the measurement level was at 27.5 m above the roof.
3 When the wind speed was between 17 and 25 m s^{-1} ,
4 the instrumentation was set at 18.5 m above the roof.
5 For stronger winds and stormy weather, the instruments
6 were lowered down to the roof level. The measurements
7 recorded in the latter conditions are not used in this study.
8 The sensible and latent heat fluxes were computed using
9 eddy-covariance technique, on half-hourly periods. Wind
10 components were first corrected with two successive
11

Table III. Instrumentation of the tower in the dense old core of Toulouse.

Instrument/Model	Manu-facturer	Sampling frequency (Hz)	Precision
3D sonic anemometer/thermometer, Horizontal HS1199 (SN 00401)	Gill	50	wind <1% rms sound speed <0.5%
Infra-red hygrometer and CO ₂ analyser, Licor 7500 (SN PG326B)	Licor	20	H ₂ O 3%
Net radiometer, CNR1 (SN 03700)	Kipp & Zonen	0.1	10% in daily average
Thermo-hygrometer HMP233 (SN S3830005)	Vaisala	0.1	T 0.2 °C RH 3%
Barometer, PTB220 class A	Vaisala	0.1	0.2 hPa

flow over a coastal city. From the measurements performed during CAPITOL around the study site, Pigeon *et al.* (2004) have shown that the temperature and moisture horizontal gradients are weak at the local scale, and ΔQ_A is therefore neglected in the present study. ΔQ_S has received much attention in the literature (Oke and Cleugh, 1987; Grimmond *et al.*, 1991; Arnfield and Grimmond, 1998; Grimmond and Oke, 1999; Offerle *et al.*, 2005; Weber, 2005). On time scales of a few hours, ΔQ_S is a strong component of the SEB (58% of daytime Q^* for Mexico City in Oke *et al.*, 1999). It is considered to be the largest of the non-measured terms (Q_F , ΔQ_S and ΔQ_A), and is often approximated by R (Oke and Cleugh, 1987). The basic assumption is that ΔQ_S should vanish over longer timescales (one day or multiple of entire days), otherwise it would lead to unrealistic temperature changes of the urban fabric (Christen and Vogt, 2004). Results supporting this hypothesis are presented by Offerle *et al.* (2005). They present an original method to get hourly values of ΔQ_S , at the local scale, by combining numerical simulation and measurements. Their conclusion is that for a site with characteristics similar to those of Łódź and for monthly periods, $|\Delta Q_S|$ is on average lower than 10 W m^{-2} , and that, for such periods, the residual term R could be used to estimate Q_F with an accuracy of 10 W m^{-2} . Toulouse site is slightly denser than Łódź (impervious pad of 0.92 for Toulouse vs 0.70 for Łódź), however, because of its oceanic climate, the temperature changes are smoother than in Łódź, which is submitted to a continental climate. The daily heat storage, therefore, should be weaker. Moreover, Q_F values estimated from the inventory (Section 'Results and Discussion') at the local scale around our measurement site are larger than the $\overline{\Delta Q_S}$ estimates presented by Offerle *et al.* (2005), even in summer conditions. Hence, we assume that the average of the residual over a 1-day (or multiples of 1-day) period can be used to estimate Q_F with the following relation:

$$\overline{\Delta Q_S} \ll \overline{Q_F} \text{ and } \overline{Q_F} = -\overline{R} \quad (4)$$

where the overbar denotes the average over a period of n -day. This assumption has been used on a one-year time scale by Christen and Vogt (2004) when they found a missing energy source in their energy budget.

A potential problem in evaluating Q_F as the mean of the residual is that this estimate suffers from the accumulation of the errors on the three measured terms of the SEB. A review about this issue can be found in Foken (2006). According to Kohsiek *et al.* (in press), the accuracy of the CNR1 net radiometer from Kipp & Zonen can be estimated between 5 to 20%. Concerning Q_H and Q_E , the results of Mauder *et al.* (in press) on a set of sensors give accuracies of the order of 10% and 15%, respectively. If we assume that all these errors are systematic and act in the same way (which rarely occurs), the resulting error on Q_F could reach 20 to 40% of Q^* . On the hand, the non-closure of the energy balance estimated with the eddy-covariance method is

well known in the micro-meteorological community (Wilson *et al.*, 2002; Foken, 2006) and would result in an underestimation of Q_F with this method. Foken (2006) proposes a range between 0–30% for this error. Finally, in a mid-latitude city like Toulouse, Q_F is larger in winter than in summer, so the relative accuracy increases in winter. All these considerations should be kept in mind when considering the following results.

Estimates of Q_F from the inventory of energy consumption

Estimating Q_F from the inventory of energy consumption is a classical approach (Grimmond, 1992; Klysik, 1995; Ichinose *et al.*, 1999; Sailor and Lu, 2004). This method assume that the final stage of all energy use is heat and that the delay between energy use and its restitution to heat is zero (Sailor and Lu, 2004). In this study, the inventory of energy consumption has been constructed at two different spatial scales: the local scale around the downtown measurement site and the agglomeration scale. At the local scale, an inventory was proposed on a circular, 500 m radius area around the micro-meteorological tower because such an area can be considered representative of the footprint of the measurements performed on the tower (Lemonsu *et al.*, 2004). Q_F computed from this inventory at the local scale has been compared with the values computed from micro-meteorological measurements as described above. At the scale of the whole agglomeration, the inventory was intended to assess the spatial variation of Q_F . In the future, it will be used to constrain the urban surface scheme in numerical simulations, or to evaluate the performance of such schemes if they are able to compute all the terms of the city energy budget. In this inventory, we have estimated separately the different sources that contribute to Q_F : releases from traffic (Q_{FT}) and consumption of electricity and gas from fixed locations (Q_{FB}). These fixed sources include housings, tertiary economy sector and industries. Toulouse is not a very industrialised place and most of industries (Airbus company, for example) are outside the domain of this study. For small industries inside the domain, their use of electricity and gas were included in the available consumption data set. Though there were some uncertainties in the location of the latter sources, they should not affect the results significantly, because these sources were quite scarce and cover small areas. For domestic housings, 90% of energy uses are electricity or gas. We have assumed that this value is also valid for tertiary sector buildings. According to previous studies (Grimmond, 1992; Sailor and Lu, 2004), we have neglected the input from human metabolism. The rasterization of the inventory has been carried out using a Geographical Information System (GIS).

The spatial and temporal variability of Q_F has been carried out separately. This methodology is supported, first, by the fact that the locations of infrastructures (roads, buildings) where energy is consumed do not evolve much at the considered time scale, and, second,

by the major influence of seasonal and human activity cycles on the temporal evolution of Q_F .

Rasterization of traffic releases

For a domain of surface A , the energy flux released by traffic at a time t can be computed as:

$$Q_{FT}(t) = (1/A) \times \sum_i n_{vi}(t) \times l_i \times EV \quad (5)$$

where suffix i indicates the different traffic sections inside A , $n_{vi}(t)$ is the number of vehicles travelling on section i at time t expressed in s^{-1} , l_i is the length of section i and EV is the mean energy used per vehicle and per length unity. EV is expressed in $J m^{-1}$ and depends on the fleet distribution of vehicles, the fuel economy of each class of vehicles and the heat of combustion of the different fuels. In France, two fuels are used: gasoline for which the heat of combustion is $43.8 MJ kg^{-1}$ and diesel for which the heat of combustion is $42.5 MJ kg^{-1}$ (Guibet, 1997). The combustion of fuels also produces water vapour that is sensed by the micrometeorological system and taken into account in the measurements of Q_E . This contribution should theoretically not be included in the SEB (except if this water vapour condensate) but it cannot be separated from the water vapour flux due to evaporation at the surface. It has, therefore, been taken into account in order to be consistent with the estimates issued from measurements. Both fuels can be modelled by octane and, for this hydrocarbon, the heat corresponding to the change of state of the water vapour rejected by its combustion is 8% of the heat of combustion (Guibet, 1997). As a result, the latent heat flux resulting from traffic represents 8% of the estimates of heat release. The fleet distribution and the fuel economy have been taken from Hugrel and Joumard (2004, 2006). Corresponding figures are summarised in Table IV. The resulting EV is $4710 J m^{-1}$, which is 18% higher than the value used by Sailor and Lu (2004).

The length of each section as well as the mean annual number of vehicles travelling per day ($\bullet$ MANVD) on it were available from the GIS of the Transportation Office of Toulouse district administration (Service circulation-transports, Mairie de Toulouse), the Traffic Office of the Equipment Direction of Haute-Garonne administrative region (Cellule d'Exploitation et d'Ingénierie du Trafic, Direction Départementale de l'Équipement

Table IV. Fraction of distance covered by, and heat release of the main urban vehicles.

	Fraction of total distance	Heat release ($J m^{-1}$)
Car	0.78	3902
Van	0.13	4911
Heavy vehicles	0.06	16048
Motorcycle	0.03	1220

de la Haute-Garonne, DDE31-CEIT) and the document 'Journey Observatory – Journey global management system of Toulouse agglomeration' (Observatoire des déplacements – Système de Gestion Globale des Déplacements de l'Agglomération Toulousaine) edited by the town planning Agency (Agence d'Urbanisme et d'Aménagement du Territoire).

To compute the spatial variation of Q_{FT} in the agglomeration, the traffic database has been analysed in a GIS on a 100-m resolution grid. For each cell, we used Equation (5) to compute the mean annual value of Q_{FT} . At the local scale around the measurement site, we have extracted the data concerning the sections inside the 500-m area around the tower location (18.5 km of roads in total). For the major sections (5.2 km), the traffic is regularly assessed (every 5 years) and the MANVDs are collected in a GIS. For the other sections, a MANVD of 2000 vehicles per day has been chosen (personal communication from the Toulouse Transportation office). Moreover, inside this area, two permanent counters permanently record the traffic on an hourly basis. To take advantage of this information and to produce a more precise estimate of traffic during the field campaign on an hourly basis, we have weighted this time series by the ratio of the $\bullet$ MANDV of each section to the MANVD of the two hourly sampled sections. The days with missing data have been completed with mean daily cycle of the corresponding day type (weekday, Saturday and Sunday).

Rasterization of electricity and gas releases

The electricity and gas consumption have been rasterized using the same method. Three levels of information have been used to produce a high spatial resolution (100 m) map of energy uses with a good temporal resolution.

Real energy delivery. The real deliveries of electricity and gas have been provided for the entire period covered by the field campaign. The electric network is separated in 14 districts and, for each, the 10 min mean power load time series has been provided. For gas, the time series of delivery was representative of the whole urban area and was available at a daily sampling rate. The latent heat release associated with the combustion of gas has been taken into account (see previous section for justification) and it represents 10% of the total energy.

Statistical energy uses. The domestic uses of energy are regularly analysed by the French administration. The mean annual consumptions of energy have been provided by the regional observatory of energy (Observatoire Régional de l'Énergie en Midi-Pyrénées – OREMIP) according to the type of housing (collective or individual building), the kind of energy (electricity, gas, wood...) and the function for which this energy is used (heating, hot water, cooking, electrical appliances). The corresponding values are presented in Tables V and VI. Then, the spatial distribution of housing over irregular districts, sorted according to the mean energy consumptions presented in Table V, were purchased to INSEE (National

Table V. Mean annual energy consumption per domestic housing for building and water heating.

System	Energy	Collective housing		Individual housing	
		Heating (MJ)	Hot water (MJ)	Heating (MJ)	Hot water (MJ)
Collective central heating	Urban network	59299.2	14198.4	–	–
	Gas (network)	50040.0	10800.0	–	–
	Domestic fuel	45100.8	15003.6	–	–
	Electricity	47570.4	4284.0	–	–
	Gas (tank)	50040.0	3340.8	–	–
	Wood, coal	47570.4	15451.2	–	–
Individual heating	Gas (network)	38160.0	6480.0	68040.0	10440.0
	Domestic fuel	57628.8	15033.6	68486.4	15033.6
	Electricity	21024.0	4284.0	36720.0	5436.0
	Gas (tank)	32572.8	7516.8	35913.6	13363.2
	Wood, coal	50112.0	12902.4	60134.4	17416.8
Others	Others	43344.0	4284.0	51001.2	5436.0

Table VI. Mean annual energy consumption per domestic housing for electrical appliances and cooking.

Appliance, equipment	Collective housing		Individual housing	
	Gas (MJ)	Electricity (MJ)	Gas (MJ)	Electricity (MJ)
Cooking: gas only	3960.0	–	5400.0	–
Cooking: mixed	2505.6	1620.0	2923.2	2592.0
Electrical appliances	–	6876.0	–	7968.0

Institute for Statistics and Economic Studies). Combining these two pieces of information, the map of the mean annual domestic energy use has been computed for each kind of energy. At this level of spatial analysis, the resolution of the map was not regular and depended on the INSEE districts map. The real time series of electricity and gas consumption (presented in the previous section) have been distributed over these districts weighted by the ratio of the district mean annual consumption to the mean annual consumption on the whole domain. The location of tertiary activities inside the domain was not available and, considering the structure of Toulouse, a regular distribution over the districts was assumed.

Building spatial distribution. Since the districts described in previous sections are determined from demographic and administrative considerations, they can cover various areas within which the spatial distribution of buildings is often heterogeneous. At this stage of spatial analysis, Q_F was homogeneously distributed inside each district, even for residential districts, which can be very inhomogeneous (e.g. dense housing estates on one side and large parks on the other side of the district). For this kind of districts, knowledge of the spatial distribution of buildings would improve the accuracy of the energy consumption localization. To do so, a raster map of building plan area density (pad) with a 100-m resolution has been built over the agglomeration (Massera, 2005). This high-resolution map has been intersected with the districts map and, for each district, its energy consumption

has been distributed at a 100-m resolution grid according to the distribution of building pad inside it.

Rasterization of other domestic energy uses

Other kinds of energy (urban network, domestic fuel, wood, coal) than electricity or gas are used in Toulouse but their contribution is less than 10%. For these kinds of energy, consumption and delivery are not simultaneous like for electricity or gas. It is impossible, therefore, to estimate real-time consumption with a 1-day sampling rate. Consequently, we rasterized these energy uses with a 100-m resolution using the statistical uses (Table V), the housing distribution, and the pad raster map.

Temporal evolution of Q_F .

Three scales can be considered in the time evolution of Q_F . The annual time scale is dominated by the seasonal cycle, which largely determines Q_{FB} but not Q_{FT} . The working-periods/vacations cycle also impacts the annual evolution of Q_F , but its contribution is certainly weak and difficult to assess since it is partially correlated with the seasonal evolution. The two other time scales to consider are the week and the day. Over these timescales, changes are dominated by variations of human activities. From a climate modelling perspective, it is necessary to separate these cycles according to their controlling factors. In a model like TEB (Masson, 2000), which computes the energy budget of the urban surface, the evolution of Q_{FB} related to the weather conditions is physically resolved while the evolution related to human

activities must be prescribed. Our objective has been to evaluate, for each source of energy for which we had at least the 1-day temporal evolution (traffic, electricity, gas), if the weekly or daily cycles were significant in their temporal evolution.

RESULTS AND DISCUSSION

Q_F at the local scale around the measurements site

Measurements. The mean daily estimates of Q_F from the SEB measurements (as described in Section 'Estimates of Q_F from energy balance measurements') have been compared to the daily mean temperatures T_d (Figure 3). The behaviour of the signal is very consistent with what we can presume for Q_F in a temperate climate: as the temperature decreases, the anthropogenic heat increases. Above a critical temperature T_C , the Q_F estimate appears to be independent of temperature. To estimate T_C , we computed the correlation between Q_F and T_d on a varying range of T_d and we defined T_C as the threshold above which the correlation starts to decrease significantly. A value of 15°C has been found and corresponds well to the threshold we observe for the heating period. For temperatures lower than T_C , a linear model has been computed (with a determination coefficient $R^2 = 0.83$) and the following relation has been established between Q_F and T_d :

$$Q_F(T_d) = 6.8(T_C - T_d) + 12 \text{ for } T_d \leq T_C \quad (6)$$

with Q_F expressed in W m^{-2} . In this model, an intercept value of 12 W m^{-2} has been found and should correspond to the basal level of Q_F in the absence of heating demand. It compares quite well to the mean value of Q_F for temperatures higher than T_C which is 16 W m^{-2} . In such conditions, Figure 3 reveals some negative, unrealistic values of Q_F . The influence of ΔQ_S , neglected in our

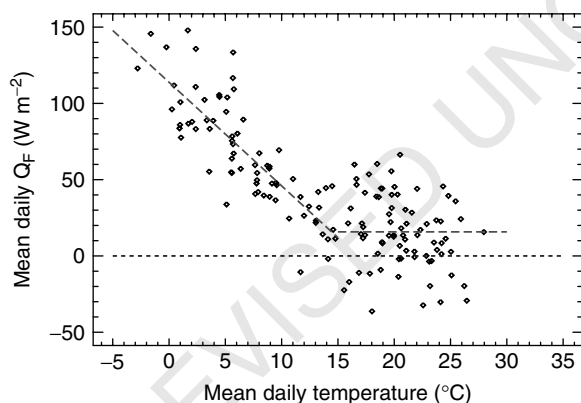


Figure 3. Evolution of mean daily Q_F estimate in function of mean daily air temperature measured at the top of the tower. The short dashed line is the zero anthropogenic heat release. The long dashed line represents the linear model between the two parameters for temperature lower than 15°C and the average of Q_F estimate for temperatures higher than 15°C. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

method, cannot be invoked as the main reason for these wrong estimates because significant daily ΔQ_S would lead to unrealistic temperature changes of the canopy elements. The possible underestimation of sensible or latent heat flux by the eddy-covariance technique becomes acute during summer (because the available energy Q^* is high) and certainly contributes more significantly to this problem.

The local scale inventory of energy consumption. The mean daily release of energy in the 500-m area around the measurements site is presented in Figure 4. The traffic-related release (intermediate grey solid line) is quite constant during the year with a value around 9 W m^{-2} . The electricity consumption is the dominant term of Q_F over this area. It presents a weak annual variation with values of the order of 30 W m^{-2} for the winter and 20 W m^{-2} for summer period. Gas consumption (dashed grey line) presents a marked annual cycle: during summer, this consumption is lower than 5 W m^{-2} whereas it reaches 30 W m^{-2} during winter. The difference in electricity and gas consumption indicates that the temporal variation of an energy source that is mainly used for heating (as is the case for the gas) must be interpreted in a different way from that of electricity that has a wider range of applications. In this downtown area of Toulouse, the housing and energy map indicates that no other kind of energy is used. The total Q_F for this dense urban area of Toulouse (solid black line) varies between 60 and 90 W m^{-2} for the winter period and is around 30 W m^{-2} for summer. These values are slightly higher than what has been found in other studies. But direct comparisons are quite difficult: Offerle *et al.* (2005), for example, also estimate Q_F at the local scale but their site has a lower building pad and height. The volume to be heated is, therefore, reduced in comparison to our site. They computed Q_F values around 50 W m^{-2} in winter and 10 W m^{-2} during summer.

Comparison between estimates. The estimates of Q_F from both methods have been averaged on monthly periods (Figure 5). They have roughly the same tendency and magnitude. The first striking difference concerns the warmest months (May, June, and July), when the problem of surface energy imbalance is the largest (Wilson *et al.*, 2002). During the winter period, estimates from micro-meteorological measurements are slightly higher but the difference is smaller than the error of this method (Offerle *et al.*, 2005). On the other hand, estimates computed from micro-meteorological measurements are certainly more complete since they are not limited to gas, electricity, traffic and other sources of energy used for heating. Any additional source of energy that would be difficult to inventory is taken into account, like, for example, the case of commercial buildings that are equipped with generating sets for periods of high energy demand.

Q_F at the agglomeration scale

Basal level of Q_F . Figure 6 represents Q_F over the agglomeration averaged during June, July and August

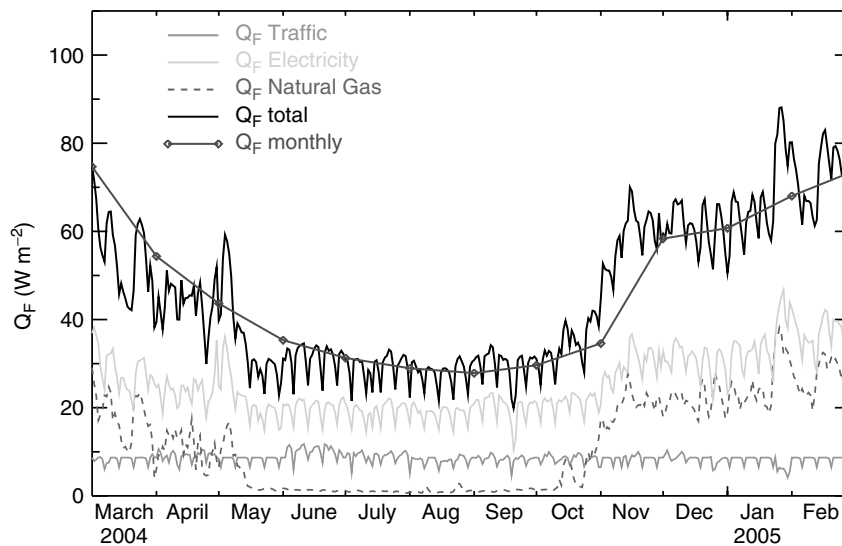


Figure 4. Evolution of mean daily Q_F from inventory according to the various sources. The black line represents the sum of the various terms, computed each day, whereas the diamonds are month averages. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

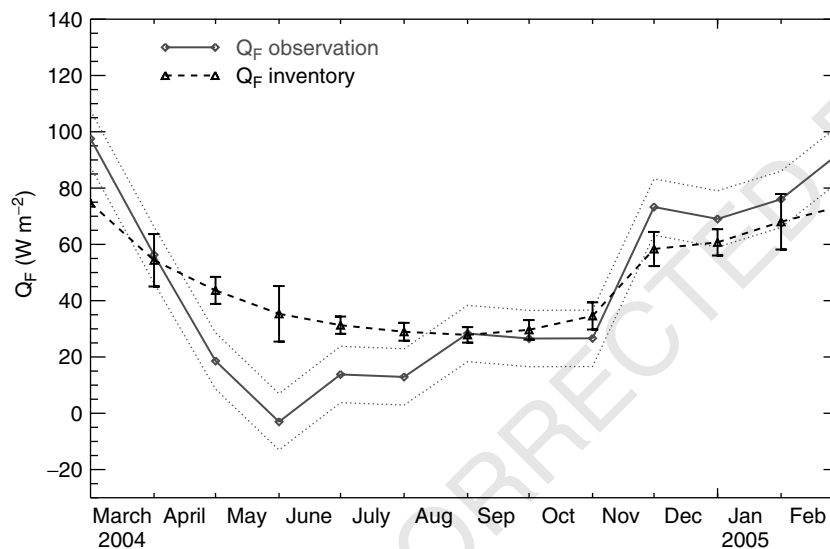


Figure 5. Comparison of monthly estimates of Q_F computed from measurements (solid line and diamonds, red in colour version) and from inventory (dashed line, triangles and black in colour version). For Q_F estimated from the micro-meteorological measurements, the two dotted lines represent $\pm 10 \text{ W m}^{-2}$ following Offerle *et al.* (2005) recommendations. The bars for Q_F estimated from the inventory represent the variability inside the month. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

2004 with a resolution of 100 m. The value during this period is the basal level (Q_F^b) which must be prescribed for modelling. In the centre of the city and in other areas with a dense building pad, the flux ranges between 5 and 25 W m^{-2} . This is quite comparable to what was observed in Łódź by Kłysik (1995), who found for the densest area of the city a mean summer Q_F of 14 W m^{-2} . In the suburban residential areas of Toulouse, it is lower than 5 W m^{-2} , whereas Kłysik (1995) proposes a value of 2 W m^{-2} . Over the agglomeration, the average is 7.7 W m^{-2} , which is comparable to what has been reported by Sailor and Lu (2004) for Salt Lake City (Utah) for this period of the year.

The traffic is the dominant term of the basal level. All the major roads of the network clearly appear on

Figure 6. Three categories of roads have a significant impact on Q_F :

- the roads connecting districts of Toulouse (two lanes);
- the major roads (four lanes or more);
- the motorway rounding the Toulouse district.

During summer, Q_{FT} could be expected to be lower than during the rest of the year because of vacations. Using the 21 permanent traffic counters, the traffic has been compared between summer (July and August) and the rest of the year. The difference has been found to be lower than 10% and is, therefore, neglected in this study. The description of the spatio-temporal variability presented in this section can be used to constrain

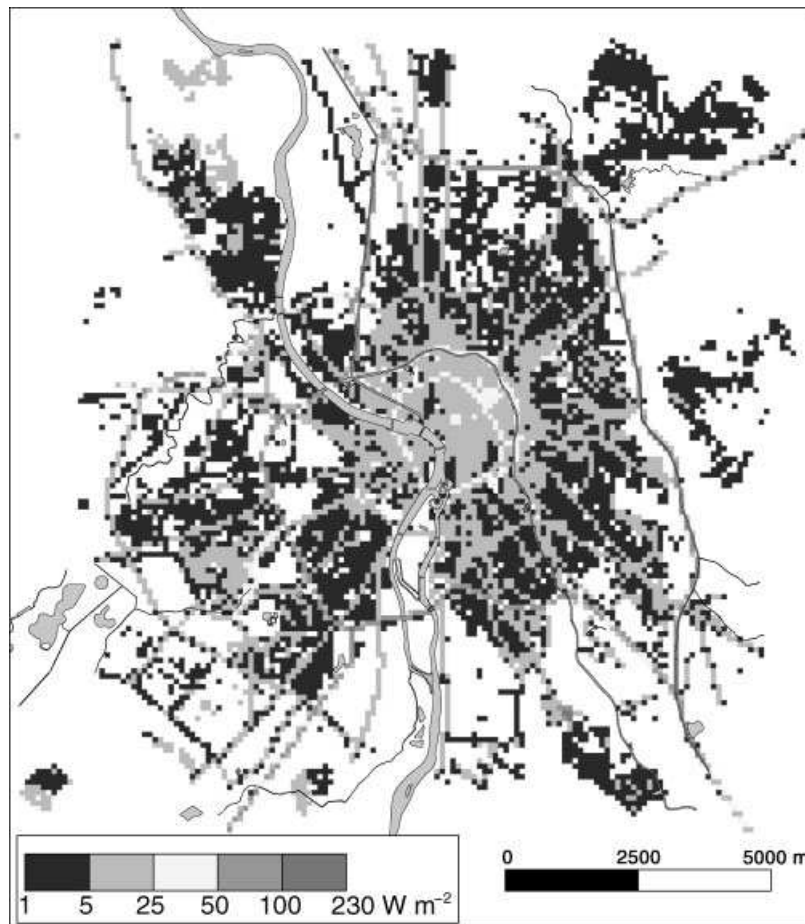


Figure 6. Spatial variation of Q_F over the agglomeration, averaged over June, July and August 2004. Q_F during this period represents the basal level. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

numerical simulation at the agglomeration scale. To summarise, some typical values are gathered in Table VII to estimate the impact of a 100-m long road on a cell of $100\text{ m} \times 100\text{ m}$. Considering the mean annual values of Q_{FT} , the impact of the latent heat released by traffic (8%) is only significant on the busiest sections of the motorways and never exceeds 10 W m^{-2} .

Weekly and daily cycles of Q_F

Traffic. Regarding traffic, since the available data are in general the MANDVs, the Q_F cycles have been normalised by this value. The left graph on Figure 7 represents the weekly cycle. Saturdays and Sundays

Table VII. Typical Q_{FT} released by a 100-m road in a $100\text{-m} \times 100\text{ m}$ cell.

		Traffic	Q_{FT} (W m^{-2})
Downtown roads	Vehicles per day	10 000	5.5
	Hourly traffic peak	700	9.2
Major roads	Vehicles per day	20 000	10.9
	Hourly traffic peak	1400	18.3
Motorway ring	Vehicles per day peak	100 000	54.5
	Vehicles per hour	7000	91.6

present differences with weekdays of nearly 25%. On the right panel of the figure, the daily cycle is represented for both weekdays and week-end and hourly values are expressed as a fraction of the daily traffic. These profiles are really close to what had been presented by Sailor and Lu (2004). In US cities and in Toulouse, the morning peak of traffic is short and accounts for about 7% of daily traffic. The evening peak extends on a longer period.

Electricity. A weekly profile for electricity (left panel of Figure 8) is found to be representative of the whole year without any seasonal distinction. This profile is close to the traffic weekly profile. A lower consumption is recorded on Saturdays and Sundays. The difference between weekdays and week-end is about 20%. The daily cycle (right panel of Figure 8) varies with the season as reported by Sailor and Lu (2004). During summer, there is an increase in consumption during the day, which follows human activities. During winter, there is also an increase during the day with peaks in the morning and in the evening. These peaks are associated to lighting. On the other hand, a peak during the night appears during summer and winter and is correlated to the lowering of electricity price. Applications such as water heating are often scheduled to start at this time. This peak is

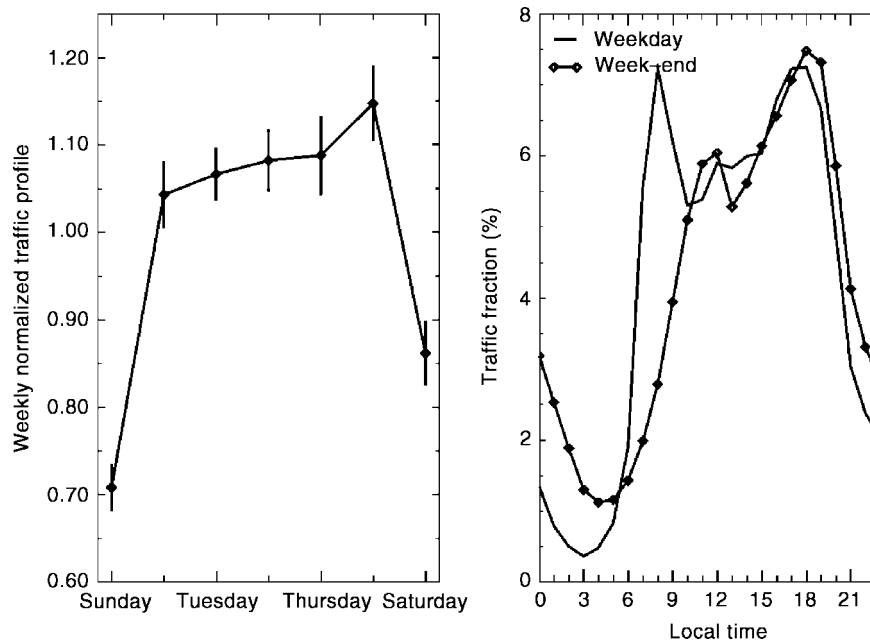


Figure 7. Weekly and daily normalised traffic profiles for weekday and week-end based on measurements of 21 points over Toulouse during the years 2003 and 2004.

certainly typical of France and cannot be seen in the profiles presented by Sailor and Lu (2004).

Gas. Only the gas daily consumptions were available. The annual cycle normalised by the weekly average is represented on the top panel of Figure 9. The week cycle is significant during summer but it vanishes during winter, even if we remove the effect of the daily mean temperature. The week cycle identified during the summer period has been computed (bottom panel of Figure 9) and is assumed to represent the basal level of consumption. In Toulouse, gas is mainly used for domestic heating and we assume that the gas cycle is representative of all other minor sources of energy that can be used for heating (domestic fuel, urban network, wood, coal).

Modelling framework of temporal variation. To conclude this section, we propose a set of equations that represents the temporal variation each sources of energy and that can be used for modelling purpose:

$$Q_{FT}(t) = Q_{FT}^y \times P_T^w(d) \times P_T^d(h) \quad (7)$$

$$Q_{Fe}(t) = (Q_{Fe}^C(t) + Q_{Fe}^b) \times P_e^w(d) \times P_e^d(S, h) \quad (8)$$

$$Q_{Fhf}(t) = Q_{Fhf}^C(t) + Q_{Fhf}^b \times P_{hf}^w(d) \quad (9)$$

Equation (7) describes the temporal evolution of heat released by traffic, for which the mean annual value (Q_{FT}^y) is modulated by the week cycle ($P_T^w(d)$) and the daily cycle ($P_T^d(h)$). Equation (8) expresses the temporal evolution of heat released by electricity. $Q_{Fe}^C(t)$ is the climatic contribution of Q_{Fe} , which is physically computed in models such as TEB and which mainly represents the heating of buildings. Q_{Fe}^b gathers the basal

flux. Both values are affected by the week cycle ($P_e^w(d)$) and the daily ($P_e^d(S, h)$) cycle, which varies with the season (variable S). Finally, Equation (9) represents the temporal variation of the heat released by the combustion of fossil fuels (used for building and water heating). As for gas, the climatic component ($Q_{Fhf}^C(t)$) is independent of the week cycle and responds to rapid variations (one day) of meteorological conditions. In the end, a basal state of consumption (Q_{Fhf}^b), modulated at least by a week cycle ($P_{hf}^w(d)$), have to be added to the climatic component.

Q_F during winter time

To represent the seasonal evolution of Q_F , a map over the agglomeration is presented for the winter period (Figure 10) with the same colour scale than the summer period (Figure 6). For the centre of Toulouse, Q_F can reach 100 W m^{-2} in the densest areas. In comparison, Kłysik (1995) estimated a value of 73 W m^{-2} for Łódź. In residential suburban areas, the values are generally between 5 and 25 W m^{-2} , while Kłysik (1995) recorded a mean value of 8 W m^{-2} . During winter time and in the dense urban areas, Q_F is dominated by heating demand. Over the agglomeration, the average is 17.3 W m^{-2} , which is comparable to what has been reported by Sailor and Lu (2004) for Los Angeles during the same period of the year.

CONCLUSIONS

The anthropogenic heat releases have been estimated for the agglomeration of Toulouse from February 2004 to March 2005. At the local scale over a dense urban area, SEB measurements have been conducted and a method is

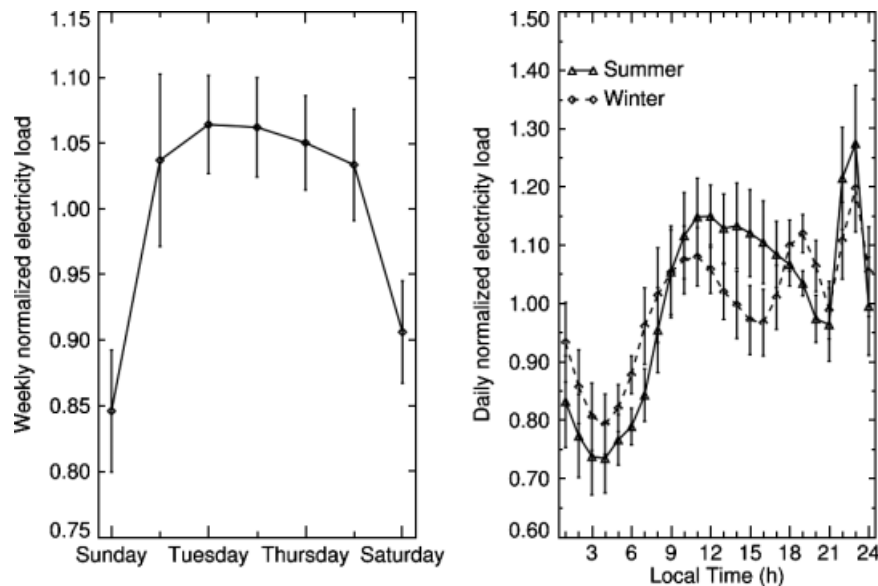


Figure 8. Weekly (left) and daily (right) normalised cycles of electricity power load during the field campaign.

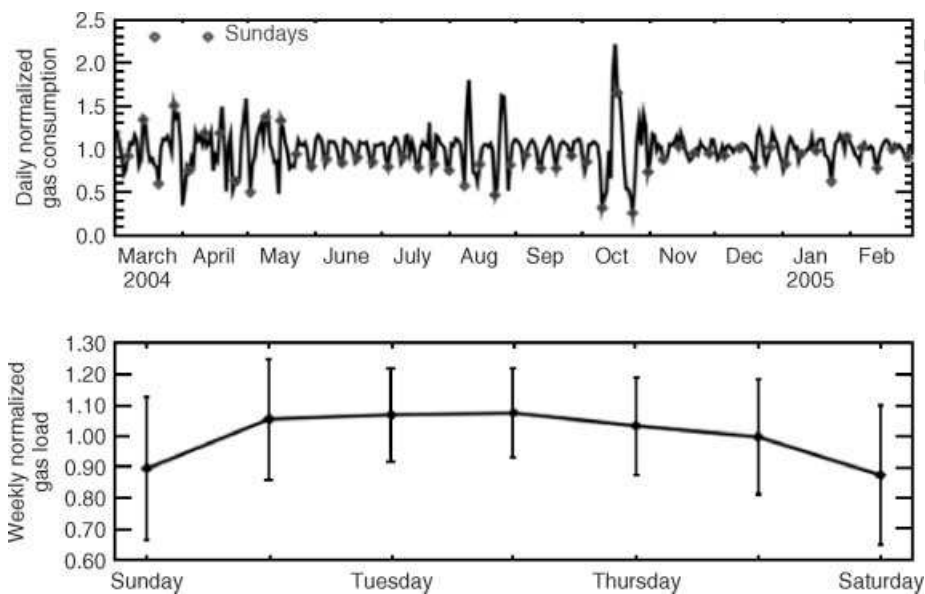


Figure 9. Annual (top) and weekly (bottom) normalised cycles of gas consumption during the field campaign. Weekly cycle is computed for the basal level of consumption (summer). This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

proposed to estimate Q_F from these observations. Values obtained from this method present a general in agreement with what was expected, i.e. Q_F exhibits a linear decrease with the mean daily air temperature ($6.8 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$), except when temperature is higher than 15°C (warm season). In the latter case, Q_F varies around a mean value of 16 W m^{-2} . A part of the scatter observed around this mean value could result from uncertainties in the measurements of the sensible and latent heat fluxes.

At the agglomeration scale, an inventory of energy consumption was conducted for the period covered by the field campaign. Hourly cycles were available for traffic and electricity. For gas, data were available at a 1-day resolution. For other sources of energy (minor contribution), only annual statistical data were available.

The inventory was rasterized over the agglomeration with a resolution of $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ by combining the real time series of energy consumption with data on the land use and energy consumption for various housing types.

At the local scale (500 m) around the downtown measurements site, we compared the estimates of Q_F computed from the SEB observations and from the inventory. This point is an important innovation of the present study. For winter, the second half of spring and fall, both estimates agree and give values of Q_F around 70 W m^{-2} . It should be noted that this value exceeds that of the daily net radiation during the winter season. From the end of May to August, the estimates computed from the inventory are around 30 W m^{-2} , which is 15 W m^{-2} higher than the values computed



Figure 10. Spatial variation of Q_F over the agglomeration, averaged over December 2004, January and February 2005. This figure is available in colour online at www.interscience.wiley.com/ijoc

from the SEB measurements. A possible explanation of these low values of measured Q_F is the well-known underestimation of Q_H and Q_E with the eddy-covariance technique, particularly during the warm period when the term $Q_H + Q_E$ is at its highest level.

At the agglomeration scale, the basal level of energy consumption (summer period) varies between 25 W m^{-2} for the densest areas to values lower than 5 W m^{-2} for the residential suburban areas. In the areas crossed by major roads, the traffic constitutes the main source of Q_F . For the winter period, the densest areas of Toulouse experienced Q_F as high as 100 W m^{-2} whereas it laid between 5 and 25 W m^{-2} over the suburban areas.

Modelling studies over the agglomeration of Toulouse will benefit from this inventory. Mesoscale atmospheric models that have a resolution fine enough to describe large agglomerations such as Toulouse have to represent the anthropogenic heat releases in their surface-atmosphere exchange scheme. This term is either prescribed or (partially) computed by the model. The results presented in this paper can provide input parameters and validation data for these models.

ACKNOWLEDGEMENTS

Funding for this research was provided by Météo France. Data to establish the inventory of energy consumption

were provided by Bénédicte Riey (OREMIP), Estelle Filippini (AUAT), Catherine Frustié and Jacques Allain (Service Circulation-Transports, Mairie de Toulouse), Marc Brugidou (EDF), Philippe Lassalle (TIGF) and Antoine Tandonnet (GDF). Spatial analysis of Toulouse agglomeration land-cover was done by Stéphane Massera (student at ENSG) from original data provided by Serge Lasgouzes (Service SIG, Mairie de Toulouse) and Claude Bonrepos (Service Urbanisme, Mairie de Toulouse).

REFERENCES

- Arnfield AJ, Grimmond CSB. 1998. An urban energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling. *Energy and Buildings* **27**: 61–68.
- Christen A, Vogt R. 2004. Energy and radiation balance of a central European city. *International Journal of Climatology* **24**: 1395–1421.
- Foken T. 2006. The energy balance closure problem: an overview. In *ILEAPS Specialist Workshop: Flux Measurements in Difficult Conditions*, Boulder, CO, 26–28 January.
- Grimmond CSB. 1992. The suburban energy balance: methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions. *International Journal of Climatology* **12**: 481–497.
- Grimmond CSB, Oke TR. 1999. Heat storage in urban areas: observations and evaluation of a simple model. *Journal of Applied Meteorology* **38**: 922–940.
- Grimmond CSB, Cleugh HA, Oke TR. 1991. An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmospheric Environment* **25**: 311–326.
- Guibet JC. 1997. *Carburants et moteurs*. Technip: Paris.

- 1 Hugrel C, Joumard R. 2004. Transport routier -parc, usage et émission
2 des véhicules en France de 1970 à 2025. Technical Report Rapport
3 LTE n°0420, INRETS. pp 129, in French.
- 4 Hugrel C, Joumard R. 2006. Directives et facteurs agrégés d'émission
5 des véhicules routiers en France de 1970 à 2025. Technical Report
6 611, INRETS-LTE. pp 150, in French.
- 7 Ichinose T, Shimodono K, Hanaki K. 1999. Impact of anthropogenic
8 heat on urban climate in Tokyo. *Atmospheric Environment* **33**:
9 3897–3909.
- 10 Khan SM, Simpson RW. 2001. Effect of a heat island on
11 the meteorology of a complex urban airshed. *Boundary-Layer*
12 *Meteorology* **100**: 487–506.
- 13 Kikigawa Y, Genchi Y, Kondo H, Hanaki K. 2006. Impacts of city-
14 block-scale countermeasures against urban heat-island phenomena
15 upon a buildings energy-consumption for air-conditioning. *Applied*
16 *Energy* **83**: 649–668.
- 17 Kimura F, Takahashi S. 1991. The effects of land-use and
18 anthropogenic heating on the surface temperature in the
19 Tokyo metropolitan area: a numerical experiment. *Atmospheric*
20 *Environment* **25B**: 155–164.
- 21 Klysik K. 1995. Spatial and seasonal distribution of anthropogenic
22 heat emissions in Łódź, Poland. *Atmospheric Environment* **30**:
23 3897–3404.
- 24 Kohsiek W, Liebethal C, Foken T, Vogt R, Oncley SP, Bernhofer C,
25 DeBruin HAR. The energy balance experiment EBEX-2000, part III:
26 Radiometer comparison. *Boundary-Layer Meteorology* online first,
27 Doi: 10.1007/s10546-006-9135-8, •In press.
- 28 Lee X, Hu X. 2002. Forest-air fluxes of carbon, water and energy over
29 non-flat terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **103**: 277–301.
- 30 Lemonsu A, Grimmond CSB, Masson V. 2004. Modeling the surface
31 energy balance of the core of an old mediterranean city: Marseille.
32 *Journal of Applied Meteorology* **43**: 312–327.
- 33 Massera S. 2005. Exploitation d'une base de données urbaines en
34 vue d'extraire des paramètres utiles aux modèles météorologiques.
35 Technical report, Meteo France, in French. Available on request from
36 the corresponding author.
- 37 Masson V. 2000. A physically-based scheme for the urban energy
38 budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorology* **94**:
39 357–397.
- 40 Masson V, Pigeon G, Durand P, Gomes L, Salmond J, Lagouarde JP,
41 Voogt JA, Oke TR, Lac C, Lioussé C, Maro D. 2004. The Canopy
42 and Aerosol Particles In TOulouse Urban Layer (CAPITOUL)
43 experiments: first results. In AMS Editions, editor, •*PROCEEDINGS*
44 *of the Fifth Symposium on the Urban Environment*, 23–27 Aug.
- 45 Mauder M, Oncley SP, Vogt R, Weidinger T, Ribeiro L, Bernhofer C,
46 Foken T, Kohsiek W, De Bruin HAR, Liu H. The energy balance
47 experiment EBEX-2000. part II: inter-comparison of eddy covariance
48 sensors and post-field data processing methods. *Boundary-Layer*
49 *Meteorology* online first, Doi: 10.1007/s10546-006-9139-4, •In
50 Press.
- 51 McMillen RT. 1988. An eddy correlation technique with extended
52 applicability to non-simple terrain. *Boundary-Layer Meteorology* **43**:
53 231–245.
- 54 Offerle B, Grimmond CSB, Fortuniak K. 2005. Heat storage and
55 anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a
56 central European city centre. *International of Journal Climatology*
57 **25**: 1405–1419.
- 58 Oke TR. 1982. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly*
59 *Journal of the Royal Meteorological Society* **108**: 1–24.
- 60 Oke TR. 1987. *Boundary Layer Climates*. •Methuen, London and New
61 York, 435.
- 62 Oke TR. 1988. The urban energy balance. *Progress in Physical*
63 *Geography* **12**: 471–508.
- 64 Oke TR. 2006. Towards better scientific communication in urban
65 climate. *Theoretical and Applied Climatology* **84**: 179–190.
- 66 Oke TR, Cleugh HA. 1987. Urban heat storage derived as energy
67 balance residuals. *Boundary-Layer Meteorology* **39**: 233–245.
- 68 Oke TR, Spronken-Smith RA, Jauregui E, Grimmond CSB. 1999. The
69 energy balance of central Mexico City during the dry season.
70 *Atmospheric Environment* **33**: 3919–3930.
- 71 Pigeon G, Augustin C, Legain D, Durand P, Masson V. 2004.
72 Characteristics of the urban thermodynamic island and the
73 energy balance on Toulouse (FRANCE) during winter and spring
74 periods of the CAPITOUL experiment. In AMS Editions, editor,
75 *PROCEEDINGS of the Fifth Symposium on the Urban Environment*,
76 23–27 Aug.
- 77 Pigeon G, Lemonsu A, Grimmond CSB, Durand P, Thouron O,
78 Masson V. Divergence of turbulent fluxes in the surface layer: case
79 of a coastal city. *Boundary-Layer Meteorology* •In Press.
- 80 Sailor DJ, Lu L. 2004. A top-down methodology for developing
81 diurnal and sea-sonal anthropogenic heating profiles for urban areas.
82 *Atmospheric Environment* **38**: 2737–2748.
- 83 Spronken-Smith RA, Kossmann M, Zawar-Reza P. 2005. Where does
84 all the energy go? Surface energy partitioning in suburban
85 Christchurch under stable wintertime conditions. *Theoretical and*
86 *Applied Climatology* **84**: 137–149.
- 87 Wanner H, Filliger P. 1989. Orographical influence on urban climate.
88 *Weather and Climate* **9**: 22–28.
- 89 Weber S. 2005. Comparison of in-situ measured ground heat fluxes
90 within an heterogeneous urban ballast layer. *Theoretical and Applied*
91 *Climatology* **83**: 169–179.
- 92 Wilson K, Goldstein A, Falge E, Aubinet M, Baldocchi D,
93 Berbigier P, Bernhofer C, Ceulemans R, Dolman H, Field C,
94 Grelle A, Ibrom A, Law BE, Kowalski A, Meyers T, Moncrieff J,
95 Monson R, Oechel W, Tenhunen J, Valentini R, Verma S. 2002.
96 Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest*
97 *Meteorology* **113**: 223–243.

4.4 Evaluation de la paramétrisation du flux anthropique dans TEB sur une période hivernale

4.4.1 Le modèle TEB

Le modèle TEB (Town Energy Balance, *Masson 2000*) est dédié au calcul des échanges d'énergie, de vapeur d'eau et de matière entre la surface urbaine et la sous couche inertielle (figure 4.6). Ce modèle propose également une estimation de la température et de l'humidité dans les rues. Il est basé sur une représentation simplifiée de la surface urbaine. Dans TEB, l'unité de base est le canyon urbain constitué d'une rue entourée de deux murs et d'un toit. Pour tenir compte de la multiplicité d'orientations possibles des rues, TEB intègre toutes les orientations possibles avec une distribution équiprobable. Les bilans radiatifs sont réalisés en tenant compte de cette géométrie tridimensionnelle et les échanges turbulents sont représentés par un réseau de résistances aérodynamiques (figure 4.6). La conduction de chaleur dans les murs, le toit et la route est calculée avec l'équation de Fourier résolue numériquement sur plusieurs couches. Les échanges de chaleur entre la couche interne du mur et du toit et la température intérieure du bâtiment sont calculés par l'intermédiaire d'une résistance thermique qui simule l'ensemble des échanges radiatifs et convectifs. La température du bâtiment suit une équation de type "force-restore" (*Masson et al., 2002*). Trois contributions sont prises en compte pour les termes anthropiques. Des termes additionnels de flux de chaleur sensible et latente sont prescrits pour les émissions liées au trafic et aux industries. Le chauffage domestique est simulé en fixant un seuil minimum de température (19°C). Le terme anthropique implicitement représenté par cette paramétrisation a été diagnostiqué dans TEB afin de le comparer aux mesures du bilan d'énergie. Lorsque la température interne du bâtiment est rappelée à 19°C, on calcule le flux de chaleur dirigé vers le mur (ϕ_{iw}) associé à l'écart entre la température interne prévue par l'équation d'évolution (T_{ibld}^e , voir *Masson et al. 2002* pour l'équation) et le seuil de 19°C (T_{imin}). Notons ϕ_c ce flux de chauffage et R_i la résistance thermique utilisée pour calculer le flux entre l'intérieur du bâtiment de température et la face interne du mur de température T_w . Après rappel de la température interne à T_{imin} , le flux entre l'intérieur du bâtiment et le mur se calcule comme suit :

$$\phi_{iw} = \frac{1}{R_i} \times (T_{imin} - T_w) \quad (4.1)$$

Si la température n'avait pas été rappelée, ce flux aurait été calculé avec la température interne prévue par son équation d'évolution :

$$\phi_{iw} = \frac{1}{R_i} \times (T_{ibld}^e - T_w) \quad (4.2)$$

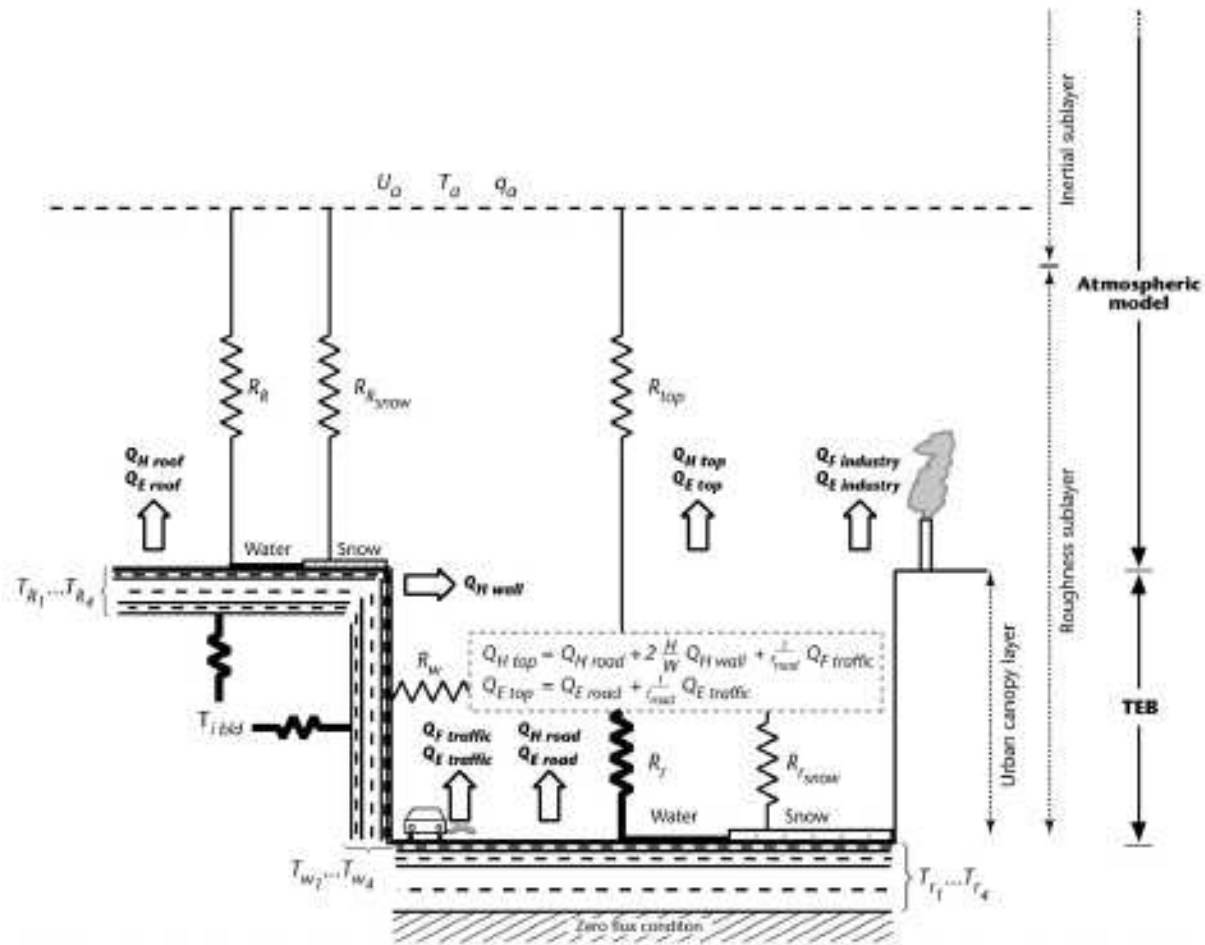


FIG. 4.6: Représentation schématique du fonctionnement de TEB (*Masson et al.*, 2002).

Le flux associé au chauffage (terme anthropique) est identifié comme la différence entre ces deux équations :

$$\phi_c = \frac{1}{R_i} \times (T_{imin} - T_{ibld}^e) \quad (4.3)$$

Pour la représentation des échanges entre la végétation et l'atmosphère, il faut utiliser le modèle ISBA (*Noilhan et Mahfouf*, 1996) ou un autre modèle de transfert sol-végétation-atmosphère.

Le modèle TEB peut être soit couplé à un modèle numérique atmosphérique soit utilisé en mode forcé par des observations à un niveau de mesure si possible dans la couche inertielle. C'est cette utilisation qui est privilégiée pour l'évaluation de ses performances. Les grandeurs nécessaires au forçage de TEB sont les rayonnements incidents globaux et infrarouges, la température de l'air,

le rapport de mélange de vapeur d'eau, le module du vent, la pression atmosphérique et les précipitations.

4.4.2 Caractéristiques de la simulation

La simulation a porté sur une période hivernale de 9 jours située en fin de campagne (du 20 au 28 février 2005). Durant cette période, les conditions ont évolué d'une situation nuageuse à une situation bien dégagée (figure 4.7). Les températures sont descendues en dessous de 0°C quasiment toutes les nuits, ce qui correspond à une situation froide pour le centre ville de Toulouse.

La simulation a été réalisée pour un domaine de 500 m autour du site central considéré représentatif de l'empreinte au sol des mesures. Les caractéristiques du paysage urbain de ce domaine ont été établies à partir de l'analyse du système d'informations géographiques de la mairie de Toulouse (Massera, 2005) et sont reportées dans le tableau 4.1. Les caractéristiques des bâtiments ont été relevées manuellement et ont été reportées dans le tableau 4.2. Dans ce domaine, il n'y a pas de terme anthropique lié aux industries, par contre pour le trafic, un flux de chaleur de 8 W m^{-2} calculé à partir de l'inventaire de consommation d'énergie a été pris en compte.

TAB. 4.1: Caractéristiques de la surface dans un rayon de 500 m autour du site de mesure.

Paramètres	Fraction surfacique des toits	Fraction surfacique des routes	Fraction surfacique d'arbres	Fractions surfacique de pelouse	Hauteur des bâtiments
Valeurs	0.50	0.42	0.06	0.02	14.9 m

TAB. 4.2: Caractéristiques des bâtiments.

Couche	Murs			Toits		
	1	2	3	1	2	3
Epaisseur (m)	0,05	0,2	0,05	0,025	0,025	0,03
Matériaux	brique en terre cuite			tuile en terre cuite		
C ($\text{J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$)	1,5804 10^6			1,5804 10^6		
λ ($\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$)	1,15			1,15		

4.4.3 Résultats

Les résultats de la simulation ont été comparés aux mesures réalisées sur le site central et le cycle journalier moyen est représenté sur la figure 4.8. Le modèle présente une bonne aptitude à représenter les flux radiatifs remontant (graphe supérieur). Ensuite, Q_H a tendance à être légèrement surestimé par le modèle pendant les périodes nocturnes (second graphe). La période de mesure n'étant pas marquée par des précipitations importantes, les flux d'évaporation restent très faibles et il est difficile d'établir une différence significative entre les observations et le modèle (troisième graphe). Enfin, le modèle simule un terme anthropique proche de 100 W m^{-2} . On ne dispose pas de données permettant d'évaluer le cycle journalier de ce terme. En revanche, on peut comparer sa valeur moyenne avec la valeur moyenne du résidu des observations et du résidu du modèle (table 4.3). Le résidu journalier moyen est négatif et d'après l'article précédent, il représente l'opposé de Q_F . Il est intéressant de noter un écart de 5 W m^{-2} entre l'opposé du résidu du modèle ($Q^* - Q_H - Q_E$) et le terme anthropique calculé par le modèle. D'après l'équation (3) de *Pigeon et al.* (2007a), et en négligeant les termes d'advection, cet écart correspond à la contribution de ΔQ_S au résidu, qui, sur cette période, correspond une libération de chaleur par la canopée. La comparaison avec les observations est très satisfaisante puisque les écarts restent inférieurs aux limites de précisions des mesures.

TAB. 4.3: Valeur journalière moyenne du résidu des observations et du modèle et du terme anthropique calculé par le modèle

	Rés. des obs.	Rés. du modèle	Q_F du modèle
Flux (W m^{-2})	-95	-92	87

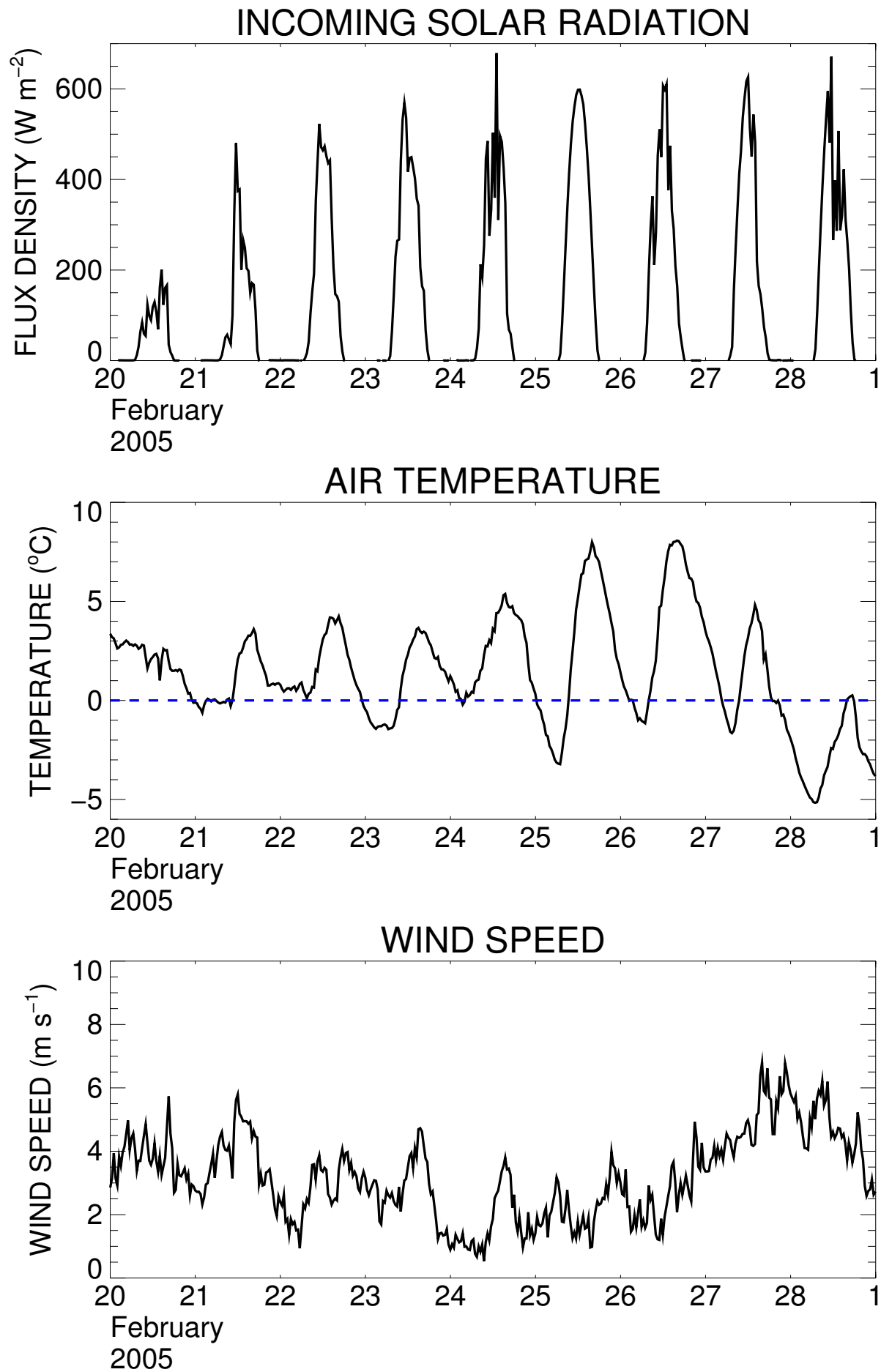


FIG. 4.7: Conditions météorologiques pendant la période de simulation.

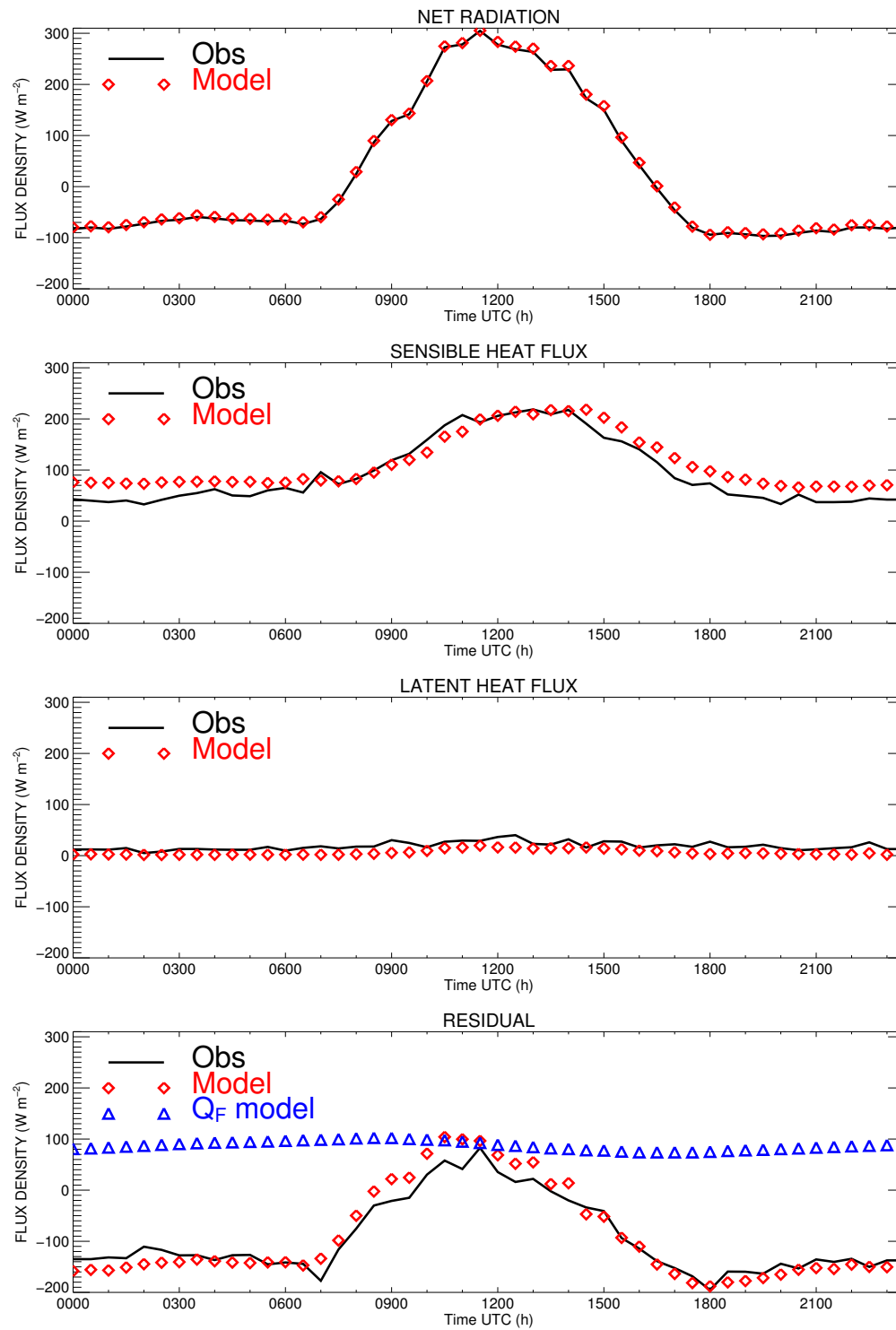


FIG. 4.8: Comparaison du cycle journalier moyen de Q^* , Q_H , Q_E et du résidu sur la période de simulation.

Conclusion

Le climat urbain est dominé par l'îlot de chaleur : la température de l'air dans les rues est, pendant la nuit, plus élevée de quelques degrés que celle des zones rurales qui l'entourent. Cet écart se ressent sur quelques centaines de mètres au dessus du sol puis s'amenuise autour de 300 m. Ce climat résulte d'une modification du bilan d'énergie au niveau local. La géométrie tridimensionnelle des rues augmente la surface illuminée au cours de la journée et favorise le piégeage du rayonnement solaire en leur sein. D'autre part, la rarefaction de la végétation ainsi que les propriétés thermiques des matériaux urbains favorisent l'accumulation de chaleur dans la canopée urbaine. Alimentées par cette source d'énergie, les surfaces élémentaires du canyon urbain (route, mur, toit), se refroidissent d'autant plus lentement par perte radiative qu'elles s'obstruent mutuellement la vue du ciel. L'air de la rue se refroidit alors beaucoup plus lentement que celui au dessus de la zone rurale.

Les résultats des travaux qui ont été présentés dans ce document sont basés sur deux campagnes de mesures dédiées à l'étude du climat urbain : CLU-ESCOMPTE qui a eu lieu en juin et juillet 2001 sur Marseille puis CAPITOUL qui a eu lieu sur Toulouse entre février 2004 et mars 2005.

CLU-ESCOMPTE a été l'occasion d'étudier le climat d'une ville côtière en été et les interactions entre les processus urbains et les processus côtiers. Un réseau de 20 stations mesurant la température et l'humidité a été installé dans l'agglomération de Marseille pendant la campagne. Sa disposition avait été optimisée au préalable en exploitant une simulation numérique à haute résolution spatiale (250 m) réalisée sur la pré-campagne (été 2000). Le modèle incluait le schéma TEB et une base de données géographiques pour la représentation des effets urbains. Afin d'extraire les éléments les plus pertinents de la structure spatio-temporelle des champs de température et d'humidité, une analyse en composante principale avait été appliquée aux sorties de cette simulation. Cette même technique a été appliquée ensuite aux observations du réseau. Sur Marseille, les effets de l'urbanisation sur la température sont très visibles la nuit. La structure spatiale de ce paramètre est fortement corrélée à la fraction surfacique occupée par des matériaux urbains et à l'encaissement des rues. Le

jour, la distance à la côte est le premier facteur d'explication des champs de température et d'humidité. Pour l'humidité, la relation entre la structure spatiale et l'urbanisation est moins significative. La comparaison de la simulation et des observations, pour des périodes différentes (un an d'écart), a révélé que la structure spatiale dans le modèle dépendait des mêmes facteurs que dans la structure observée par le réseau. Cette étude a démontré le potentiel de l'utilisation d'une simulation pour l'optimisation de la disposition d'un réseau de mesure urbain.

Cette campagne a permis également d'étudier l'impact de la brise marine sur les mesures des flux turbulents en centre ville de Marseille. En milieu urbain, la mesure des flux turbulents nécessite de se placer à une hauteur d'au moins deux fois celle des bâtiments. Dans ce cas, la divergence des flux entre la surface active et le niveau de mesure peut compliquer l'interprétation des mesures dans le cadre du bilan d'énergie. L'ensemble des termes de divergence ont été identifiés (divergence radiative, stockage, advection verticale et horizontale), puis estimés à partir des mesures sur une période de six jours consécutifs de la campagne pendant lesquels un régime de brise marine s'est établi. Le terme d'advection horizontale s'est révélé le plus important. L'advection de chaleur a amputé régulièrement le flux de chaleur sensible de 100 W m^{-2} en milieu de journée, soit près d'un tiers de sa valeur ou encore 16% de l'apport radiatif. L'advection d'humidité contribue, pour sa part, à l'équivalent de 50 W m^{-2} , soit parfois, la totalité du flux de chaleur latente dans cet environnement très sec. Ces termes ont alors été estimés, de façon indépendante, par le biais d'une simulation numérique à haute résolution spatiale (250 m) sur la même période. Les résultats obtenus sont en accord avec les estimations faites à partir des observations ce qui permet d'envisager d'utiliser la simulation pour explorer la variabilité spatiale de ce terme et pour le choix de futurs sites de mesures ou l'interprétation des mesures.

Après CLU-ESCOMPTE, le projet CAPITOUL a été bâti dans le but d'élargir la connaissance du bilan d'énergie des surfaces urbaines, de l'îlot thermodynamique urbain et de la structure de la couche limite à l'ensemble des saisons. L'étude du bilan d'énergie sur un cycle annuel était un objectif central de CAPITOUL, notamment afin de caractériser les situations hivernales pendant lesquelles une forte contribution du terme anthropique était attendue. A partir de la mesure des termes du bilan d'énergie réalisée en centre ville de Toulouse, une méthode originale a été proposée pour évaluer la contribution anthropique. Indépendamment, un inventaire de la consommation d'énergie a été construit avec une résolution horizontale de 100 m au pas quotidien (ou horaire selon les sources d'énergie) pour l'ensemble de l'agglomération et la période de la campagne de mesure. Les estimations faites à partir de cet inventaire ont été confrontées à celles obtenues à partir des mesures sur la zone couverte par ces dernières. Les résultats des deux méthodes sont en bon accord pendant la période hivernale, et montrent, pour le centre ville de Toulouse, que l'activité

humaine dégage en moyenne 60 W m^{-2} . Au cours de certaines périodes, cette valeur atteint 100 W m^{-2} . Cette source d'énergie vient alors fortement compenser le déficit d'énergie solaire hivernal. Pendant l'été, la contribution anthropique est de l'ordre 20 W m^{-2} d'après l'inventaire sur cette zone du centre ville. Grâce à l'inventaire, la variabilité spatiale a pu être étudiée. Dans les zones périurbaines, la contribution anthropique est de l'ordre de 5 W m^{-2} en été et 25 W m^{-2} en hiver. La variabilité temporelle a également été analysée pour les différentes sources considérées dans l'inventaire pour lesquelles des séries étaient disponibles (trafic, électricité, gaz). L'objectif était de séparer la variation qui dépend de l'activité humaine, comme le cycle diurne ou hebdomadaire, de celle qui dépend du cycle saisonnier. Alors que les cycles associés à l'activité humaine doivent être prescrits dans nos modèles, la variation saisonnière y est explicitement résolue. Les résultats de cette étude offrent la possibilité d'évaluer les performances des paramétrisations de ce terme dans les modèles qui représentent les échanges entre la surface urbaine et l'atmosphère. Une étude préliminaire a ainsi été menée en utilisant le schéma TEB sur une période hivernale de la fin de la campagne de mesure, et vient compléter avantageusement les évaluations de ce modèle déjà réalisées sur des périodes estivales.

Parmi les perspectives à court terme de cette dernière étude, on peut relever l'extension de l'évaluation du modèle TEB sur un cycle annuel de mesures. L'ICUC doit également être analysé en considérant les sources anthropiques qui sont disponibles avec une bonne résolution spatiale et temporelle sur l'agglomération. Enfin, l'impact de ces termes anthropiques sur la structure verticale de couche limite au-dessus de Toulouse va pouvoir être étudié grâce aux mesures et à des simulations numériques.

Les jeux de données acquis durant CLU-ESCOMPTE ou CAPITOUL ont permis et vont permettre de traiter un certain nombre de questions peu couvertes jusqu'à présent comme la prise en compte des termes d'advection pour établir le bilan d'énergie à partir de mesures micro-météorologiques et la quantification des termes anthropiques en période hivernale pour une ville européenne. Ces avancées profiteront à l'amélioration de la représentation de la dynamique et du bilan énergétique dans les modèles qui sont dédiés aux surfaces urbaines (Masson, 2006) pour les besoins de la prévision du temps (Best, 2006) ou de la qualité de l'air (Batchvarova et Gryning, 2006) en ville. En regardant plus loin, la perspective du changement climatique et l'augmentation de la fréquence d'épisodes caniculaires est un élément essentiel à prendre en compte. Les récents épisodes caniculaires estivaux ont soumis les populations urbaines à des situations de stress thermique intense. D'après des études de marché récentes (Xerfi, 2006), la demande de climatisation a bondi de 80% entre 2000 et 2005. L'impact du terme de chaleur relâché par ces équipements sur le climat ur-

bain n'est encore que peu étudié. *Kikegawa et al.* (2006) se sont intéressés à la prise en compte de ce terme par le biais de modélisation numérique et estiment que la climatisation induit une augmentation de 1 à 2°C de la température en centre ville. Afin d'affiner ces résultats, des efforts expérimentaux devront porter sur l'étude de villes fortement équipées en climatisation comme des villes du sud de l'Europe dont le climat actuel pourrait ressembler au climat futur de Paris (*Hallegatte et al.*, 2006).

Bibliographie

- Ackerman, B. (1985), Temporal march of the chicago heat island, *J. Climate Appl. Meteor.*, 24, 547–554. 14, 15
- Ackerman, B. (1987), Climatology of chicago area urban-rural differences in humidity, *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 427–430. 25
- Ackerman, T. P. (1977), A model of the effect of aerosols on urban climates with particular applications to the Los Angeles Basin, *J. Atmos. Sci.*, 34, 531–547. 34
- Adebayo, Y. R. (1991), Day-time effects of urbanization on relative humidity and vapour pressure in a tropical city, *Theor. and Appl. Climatol.*, 43, 17–30. 24, 25
- Aida, M. (1982), Urban albedo as a function of the urban structure—a model experiment (part I), *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 405–413. 35
- Aida, M., et K. Gotoh (1982), Urban albedo as a function of the urban structure—a two-dimensional numerical simulation (part II), *Boundary-Layer Meteorol.*, 23, 415–424. 35
- Aida, M., et M. Yaji (1979), Observations of atmospheric downward radiation in the Tokyo area, *Boundary-Layer Meteorol.*, 16, 453–465. 34
- APUR (2002), La densité, un bon outil pour connaître paris ?, *Atelier Parisien d'Urbanisme*. 49
- Arnfield, A. (1982), An approach to the estimation of the surface radiative properties and radiation budgets of cities, *Phys. Geogr.*, 3, 97–122. 35
- 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
- Arnfield, A. J., et C. S. B. Grimmond (1998), An urban energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling, *Energy and buildings*, 27, 61–68. 43, 44

- Aston, A. R. (1985), Heat storage in a young Eucalpyt forest, *Agric. and Forest Meteorol.*, 35, 281–297. 41
- Baik, J. J., et Y. H. Kim (2003), Urban heat island in Seoul, in *PROCEEDINGS of the Fifth International Conference on Urban Climate*, vol. 1, edited by K. Klysik, T. R. Oke, K. Fortuniak, C. S. B. Grimmond, et J. Wibig, pp. 25–28, Łódź, Poland. 17, 18
- Balchin, W. G. V., et N. Pye (1947), A micro-climatological investigation of Bath and the surrounding district, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 73, 297–323. 9
- Balling, R., R. Cervený, et C. Idso (2001), Does the urban CO₂ dome of Phoenix, Arizona contribute to its heat island?, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4599–4601. 35
- Bärring, L., et J. O. Mattson (1985), Canyon geometry, street temperatures and urban heat island in Malmö, Sweden, *J. of Climatol.*, 5, 433–444. 18, 22
- Batchvarova, E., et S.-E. Gryning (2006), Progress in urban dispersion studies, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84, 57–67. 153
- Bergstrom, R. W., et J. T. Peterson (1977), Comparison of predicted and observed solar radiation in an urban atmosphere, *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1107–1116. 32, 33
- Bergstrom, R. W., et R. Viskanta (1973), Modeling of the effects of gaseous and particulate pollutants in the urban atmosphere, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 901–911. 35
- Best, M. J. (2006), Progress towards better weather forecasts for city dwellers : from short range to climate change, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84, 47–55. 153
- Bornstein, R. (1968), Observations of the urban heat island effect in New York City, *J. Appl. Meteorol.*, 7, 575–582. 19, 20
- Bourbia, F., et H. Awbi (2004), Building cluster and shading in urban canyon for hot dry climate - part 1 : Air and surface temperature measurements, *Renewable Energy*, 29, 249–262. 22
- Brazel, W., et R. Balling (1986), Temporal analysis of long term atmospheric moisture levels in Phoenix, Arizona, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 112–117. 25
- Businger, J. (1982), The fluxes of specific enthalpy, sensible heat and latent heat near the earth's surface, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1889–1893. 29

- Carissimo, B., E. Dupont, et O. Marchand (1996), Local simulations of land-sea breeze cycles in Athens based on large-scale operational analyses, *Atmos. Environ.*, 30, 2691–2704. 26
- Casadio, S., A. D. Sarra, G. Fiocco, D. Fuà, F. Lena, et M. P. Rao (1996), Convective characteristics of the nocturnal urban boundary layer as observed with doppler sodar and raman lidar, *Boundary-Layer Meteorol.*, 79, 375–391. 20
- Chandler, T. J. (1961), Surface breeze effects of Leceister's heat island, *East Midland Geograph*, 15, 32–38. 26
- Chandler, T. J. (1965), *The climate of London*, Hutchinson, London. 26
- Chandler, T. J. (1967), Absolute and relative humidities in towns, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 48, 394–399. 25
- Ching, J. K. S., J. F. Clarke, et J. M. Godowitch (1983), Modulation of heat flux by different scales of advection in an urban environment, *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, 171–191. 46
- Christen, A., et R. Vogt (2004), Energy and radiation balance of a central European city, *Int. J. Climatol.*, 24, 1395–1421. 32, 33, 34, 37, 38, 42, 43, 44, 49
- Clarke, J. F. (1969), Nocturnal urban boundary layer over Cincinnati, Ohio, *Monthly Weather Review*, 97(8), 582–589. 19, 20
- Cleugh, H. A., et T. R. Oke (1986), Suburban-rural energy balance comparisons in summer for Vancouver, B.C., *Boundary-Layer Meteorol.*, 33, 351–369. 38
- DeMarrais, G. A. (1961), Vertical temperature difference observed over an urban area, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 42, 548–554. 19, 20
- Dousset, B., et F. Gourmelon (2003), Satellite multi-sensor data analysis of urban surface temperatures and landcover, *Isprs Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 58, 43–54. 23
- Duckworth, F. S., et J. S. Sandberg (1954), The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 35, 198–207. 15, 16, 19, 20
- 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
- Eliasson, I. (1990-91), Urban geometry, surface temperature and air temperature, *Energy and Buildings*, 15-16, 141–145. 18

- Eliasson, I. (1992), Infrared thermography and urban temperature patterns, *International Journal of Remote Sensing*, 13, 869–879. 18, 22
- Eliasson, I. (1994), Urban-suburban-rural air temperature differences related to street geometry, *Physical Geography*, 15(1), 1–22. 13, 16, 17, 18
- Eliasson, I. (1996a), Urban nocturnal temperatures, street geometry and land use, *Atmos. Environ.*, 30, 379–392. 16, 18, 22
- Eliasson, I. (1996b), Intra-urban nocturnal temperature differences : a multi-variate approach, *Climate Research*, 7, 21–30. 15
- Eliasson, I., et B. Holmer (1990), Urban heat island circulation in Göteborg, Sweden, *Theor. and Appl. Climatol.*, 42, 187–196. 26, 46
- Eliasson, I., et M. K. Svensson (2003), Spatial air temperature variations and urban land use—a statistical approach, *Meteorol. Appl.*, 10, 135–149. 15, 16, 17, 18, 19
- Eliasson, I., et H. Upmanis (2000), Nocturnal airflow from urban parks—implications for city ventilation, *Theor. and Appl. Climatol.*, 66, 95–107. 17, 26, 46
- Emeis, S., C. Munkel, S. Vogt, W. Muller, et K. Schafer (2004), Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous sodar, rass, and ceilometer measurements, *Atmos. Environ.*, 38, 273–286. 19
- Estournel, C., R. Vehil, D. Guedalia, J. Fontan, et A. Druilhet (1983), Observations and modelling of downward radiative fluxes (solar and infrared) in urban/rural areas, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 134–142. 33, 34, 36
- Fernández, F., J. P. Montávez, F. J. González-Rouco, et F. Valero (2003), A PCA analysis of the UHI form of Madrid, in *PROCEEDINGS of the Fifth International Conference on Urban Climate*, vol. 1, edited by K. K. ysik, T. R. Oke, K. Fortuniak, C. S. B. Grimmond, et J. Wibig, pp. 55–58, Łódź, Poland. 17
- Figuerola, P. I., et N. A. Mazzeo (1998), Urban-rural temperature differences in Buenos Aires, *Int. J. Climatol.*, 18, 1709–1723. 15
- 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
- Foken, T., et B. Wichura (1996), Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agric. and Forest Meteorol.*, 78, 83–105. 38

- Fuggle, R. F., et T. R. Oke (1976), Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. I : above roof-level, *Boundary-Layer Meteorol.*, 10, 113–120. 36
- Gallo, K., A. McNab, T. Karl, J. Brown, J. Hood, et J. Tarpley (1993), The use of a vegetation index for assessment of the urban heat island effect, *Int. J. Remote Sensing*, 14, 2223–2230. 23
- Godowitch, J. (1986), Characteristics of vertical turbulent velocities in the urban convective boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 35, 387–407. 19
- Godowitch, J., J. Ching, et J. Clarke (1987), Spatial variation of the evolution and structure of the urban boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 3, 249–272. 20
- Goh, K. C., et C. H. Chang (1999), The relationship between height to width ratios and the heat island intensity at 22 :00 h for Singapore, *Int. J. Climatol.*, 19, 1011–1023. 14, 18
- Goward, S. N. (1981), Thermal behavior of urban landscapes and the urban heat island, *Phys. Geogr.*, 2, 19–33. 44, 45
- Grimmond, C., H. Cleugh, et T. Oke (1991), An objective urban heat storage model and its comparison with other schemes, *Atmos. Environ.*, 25, 311–326. 43
- Grimmond, C. S. B. (1992), The suburban energy balance : methodological considerations and results for a mid-latitude west coast city under winter and spring conditions, *Int. J. Climatol.*, 12, 481–497. 47, 48, 49, 50, 51
- Grimmond, C. S. B. (2006), Progress in measuring and observing the urban atmosphere, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84, 3–22. 9
- Grimmond, C. S. B., et T. R. Oke (1995), Comparison of heat fluxes from summertime observations in four North American cities, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 873–889. 38, 44
- Grimmond, C. S. B., et T. R. Oke (1999), Heat storage in urban areas : observations and evaluation of a simple model, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 922–940. 38, 42, 43, 44
- Grimmond, C. S. B., J. A. Salmond, T. R. Oke, B. Offerle, et A. Lemonsu (2004), Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille : heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum, *J. Geophys. Res. (D Atmos.)*, 109(D24101), doi : 10.1029/2004JD004936, doi :doi:10.1029/2004JD004936. 38

- Haeger-Eugensson, M., et B. Holmer (1999), Advection caused by the urban heat island circulation as a regulating factor on the nocturnal heat island, *Int. J. Climatol.*, 19, 975–988. 15, 46
- Hage, K. D. (1975), Urban-rural humidity differences, *J. Appl. Meteorol.*, 14, 1277–1283. 14, 24, 25, 40
- Hallegatte, S., J.-C. Hourcade, et P. Ambrosi (2006), Using climate analogues for assessing climate change economic impacts in urban areas, *Climatic Change*, doi :DOI10.1007/s10584-006-9161-z. 154
- 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
- Harman, I., M. Best, et S. Belcher (2004), Radiative exchange in an urban street canyon, *Boundary-Layer Meteorol.*, 110, 301–316. 37, 38
- Holmer, B., et I. Eliasson (1999), Urban-rural vapour pressure differences and their role in the development of urban heat islands, *Int. J. Climatol.*, 19, 989–1009. 24, 25, 26, 40
- Hutcheon, R. J., R. H. Johnson, W. P. Lowry, C. H. Black, et D. Hadley (1967), Observations of the urban heat island in a small city, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 48, 7–9. 18
- Ichinose, T., K. Shimodono, et K. Hanaki (1999), Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo, *Atmos. Environ.*, 33, 3897–3909. 47, 48, 50, 51
- Jacobson, M. (1998), Studying the effect of aerosols on vertical photolysis rate coefficient and temperature profiles over an urban airshed, *J. Geophys. Res.*, 103, 10,593–10,604. 34
- Jauregui, E. (1997), Heat island development in Mexico City, *Atmos. Environ.*, 31(22), 3821–3831. 16
- Jauregui, E., et A. Tejeda (1997), Urban-rural humidity contrasts in Mexico City, *Int. J. Climatol.*, 17, 187–196. 24, 25
- Johnson, D. B. (1985), Urban modification of diurnal temperature cycles in Birmingham, UK, *Journal of Climatology*, 5, 221–225. 18
- Kidder, S. Q., et O. M. Essenwanger (1995), The effect of clouds and winds on the difference in nocturnal cooling rates between urban and rural areas, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 2440–2448. 15

- Kikegawa, Y., Y. Genchi, H. Kondo, et K. Hanaki (2006), Impacts of city-block-scale countermeasures against urban heat-island phenomena upon a building's energy-consumption for air-conditioning, *Applied Energy*, 83, 649–668. 154
- Kim, Y. H., et J. J. Baik (2002), Maximum urban heat island intensity in Seoul, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 651–659. 15, 16
- Klysik, K. (1996), Spatial and seasonal distribution of anthropogenic heat emissions in Łódź, Poland, *Atmos. Environ.*, 30, 3397–3404. 47, 48, 50, 51
- Klysik, K., et K. Fortuniak (1999), Temporal and spatial characteristics of the urban heat island of Łódź, Poland, *Atmos. Environ.*, 33, 3885–3895. 15, 16
- Kolev, I., P. Savov, B. Kaprielov, O. Parvanov, et V. Simeonov (2000), Lidar observation of the nocturnal boundary layer formation over Sofia, Bulgaria, *Atmos. Environ.*, 34, 3223–3235. 20
- Kopec, R. J. (1973), Daily spatial and secular variations of atmospheric humidity in a small city, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 639–648. 25
- Kuttler, W., A.-B. Barlag, et F. Roßmann (1996), Study of the thermal structure of a town in a narrow valley, *Atmos. Environ.*, 30, 365–378. 14
- Lafore, J. P., et al. (1998), The méso-nh atmospheric simulation system. part i : adiabatic formulation and control simulation, *Ann. Geophys.*, 16, 90–109. 57, 98
- Lagouarde, J.-P., P. Moreau, M. Irvine, J.-M. Bonnefond, J. Voogt, et F. Sollic (2004), Airborne experimental measurements of the angular variations in surface temperature over urban areas : case study of Marseille (France), *Remote Sens. Environ.*, 93, 443–462. 22, 23, 56
- Lee, D. O. (1991), Urban-rural humidity differences in London, *Int. J. Climatol.*, 11, 577–582. 25
- Lemonsu, A., et V. Masson (2002), Simulation of a summer urban breeze over Paris, *Boundary-Layer Meteorol.*, 104, 463–490. 26
- Lemonsu, A., C. S. B. Grimmond, et V. Masson (2004), Modeling the surface energy balance of the core of an old mediterranean city : Marseille., *J. Appl. Meteorol.*, 43, 312–327. 121
- Lemonsu, A., G. Pigeon, V. Masson, et C. Moppert (2006), Sea-town interactions over Marseille : 3D urban boundary layer and thermodynamic fields near the surface, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84(6), 171–178. 121

- Long, N. (2003), Analyses morphologiques et aérodynamiques du tissu urbain : application à la micro-climatologie de marseille pendant la campagne es-compte, Ph. D. thesis (in French), Université des Sciences et Techniques de Lille, France. 56
- Magee, N., J. Curtis, et G. Wendler (1999), The urban heat island effect at Fairbanks, Alaska, *Theor. and Appl. Climatol.*, 64, 39–47. 14, 15
- Mallet, M., J. Roger, S. Despiau, O. Dubovik, et J. Putaud (2003), Microphysical and optical properties of aerosol particles in urban zone during ESCOMPTE, *Atmos. Res.*, 69, 73–97. 34
- Mallet, M., V. Pont, C. Liousse, J. C. Roger, et P. Dubuisson (2006), Simulation of aerosol radiative properties with the ORISAM-RAD model during a pollution event (ESCOMPTE 2001), *Atmos. Environ.*, 40, 7696–7705. 34
- Martilli, A. (2003), A two-dimensional numerical study of the impact of a city on atmospheric circulation and pollutant dispersion in a coastal environment, *Boundary-Layer Meteorol.*, 108, 91–119. 26
- Massera, S. (2005), Exploitation d'une base de données urbaines en vue d'extraire des paramètres utiles aux modèles météorologiques, *Rapport technique*, Météo France, available on request from the corresponding author. 146
- Masson, V. (2000), A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary-Layer Meteorol.*, 94, 357–397. 10, 21, 57, 144
- Masson, V. (2006), Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84, 35–45. 153
- Masson, V., C. S. B. Grimmond, et T. R. Oke (2002), Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1011–1026. 144, 145
- Masson, V., et al. (2007), The Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer (CAPITOUL) experiment, soumis à Meteorol. Atmos. Phys. 124
- Mauder, M., et al. (2007), The energy balance experiment ebex-2000. part ii : Intercomparison of eddy covariance sensors and post-field data processing methods, *Boundary-Layer Meteorol.*, 123, 29–54, doi :10.1007/s10546-006-9139-4. 42
- Mayer, H., A. Matzarkis, et M. G. Iziomon (2003), Spatio-temporal variability of moisture conditions within the urban canopy layer, *Theor. and Appl. Climatol.*, 76, 165–179. 24, 25

- Mestayer, P. G., et al. (2005), The urban boundary-layer field campaign in marseille (UBL/CLU-Escompte) : Set-up and first results., *Boundary-Layer Meteorol.*, 114, 315–365. 10, 56
- 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
- Moore, C. J., et G. Fisch (1986), Estimating heat storage in Amazonian tropical forest, *Agric. and Forest Meteorol.*, 38, 147–169. 41
- Moreno-Garcia, M. C. (1994), Intensity and form of the urban heat island in Barcelona, *Int. J. Climatol.*, 14, 705–710. 14, 15, 16
- Moriwaki, R., et M. Kanda (2004), Seasonal and diurnal fluxes of radiation, heat, water vapor, and carbon dioxide over a suburban area, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 1700–1710. 38, 40, 41
- Morris, C. J. G., I. Simmonds, et N. Plummer (2001), Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city, *J. Appl. Meteorol.*, 40, 169–182. 14, 15, 16
- Munn, R. E., M. S. Hirt, et B. F. Findlay (1969), A climatological study of the urban temperature anomaly in the lakeshore environment at Toronto, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 411–422. 15, 19
- Nakamura, Y., et T. R. Oke (1988), Wind, temperature and stability conditions in an east-west oriented urban canyon, *Atmos. Environ.*, 22, 2691–2700. 13
- Nasrallah, H. A., A. J. Brazel, et R. C. Balling (1990), Analysis of the Kuwait City urban heat island, *Int. J. Climatol.*, 10, 401–405. 14
- Noilhan, J., et J. F. Mahfouf (1996), The isba land surface parameterisation scheme, *Global Planet. Change*, 13, 145–159. 145
- Núñez, M., et T. R. Oke (1976), Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. II : within an urban canyon, *Boundary-Layer Meteorol.*, 10, 121–135. 36, 41
- Nunez, M., et T. R. Oke (1977), The energy balance of an urban canyon, *J. Appl. Meteorol.*, 16, 11–19. 21, 22, 35
- Núñez, M., I. Eliasson, et J. Lindgren (2000), Spatial variations of incoming longwave radiation in Göteborg, Sweden, *Theor. and Appl. Climatol.*, 67, 181–192. 34

- Offerle, B., C. S. B. Grimmond, et K. Fortuniak (2005), Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central European city centre, *Int. J. Climatol.*, 25, 1405–1419. 28, 30, 38, 42, 43, 44, 49, 51, 127
- Offerle, B., C. Grimmond, K. Fortuniak, et W. Pawlak (2006a), Intraurban differences of surface energy fluxes in a central European city, 45, 125–136. 40
- Offerle, B., C. S. B. Grimmond, K. Fortuniak, K. Klysik, et T. R. Oke (2006b), Temporal variations in heat fluxes over a centre European city centre, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84, 103–115. 39, 41, 49
- Oke, T., et R. Fuggle (1972), Comparison of urban/rural counter and net radiation at night, *Boundary-Layer Meteorol.*, 2, 290–308. 34, 36, 37
- Oke, T. R. (1973), City size and the urban heat island, *Atmos. Environ.*, 7, 769–779. 14, 16
- Oke, T. R. (1976), The distinction between the canopy and boundary-layer urban heat islands, *Atmosphere*, 14, 268–277. 13, 16
- Oke, T. R. (1979), Advectively-assisted evaporation from irrigated urban vegetation, *Boundary-Layer Meteorol.*, 17, 167–173. 40, 47
- Oke, T. R. (1981), Canyon geometry and the nocturnal urban heat island : comparison of scale model and field observations, *Int. J. Climatol.*, 1, 237–254. 17, 18
- 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
- Oke, T. R. (1988), The urban energy balance, *Prog. Phys. Geogr.*, 12, 471–508. 17, 28, 30, 31, 40, 45, 47, 97
- Oke, T. R. (2004), Urban observations, *IOM Report No. 81 WMO/TD No. 1250*, World Meteorological Organization, Geneva, 49 pp. 97, 122, 127
- Oke, T. R., et H. A. Cleugh (1987), Urban heat storage derived as energy balance residuals, *Boundary-Layer Meteorol.*, 39, 233–245. 35, 36, 41, 42, 43
- Oke, T. R., et C. East (1971), The urban boundary layer in Montreal, *Boundary-Layer Meteorol.*, 1, 411–437. 14, 15, 17, 19, 20

- Oke, T. R., et C. S. B. Grimmond (2001), *Surface energy balance in urban areas—Extended abstracts of an expert meeting (COST Action 715)*, chap. Urban-rural energy balance differences, pp. 50–60, Office for official publications of the European communities. 39
- Oke, T. R., et G. B. Maxwell (1974), Urban heat island dynamics in Montreal and Vancouver, *Atmos. Environ.*, 9, 191–200. 14, 16, 18
- Oke, T. R., R. A. Spronken-Smith, E. Jauregui, et C. S. B. Grimmond (1999), The energy balance of central Mexico City during the dry season, *Atmos. Environ.*, 33, 3919–3930. 38, 39
- Oncley, S. P., et al. (2007), The energy balance experiment ebex-2000. part i : Overview and energy balance, *Boundary-Layer Meteorol.*, 123, 1–28. 42
- Park, H. S. (1986), Features of the heat island in Seoul and its surrounding cities, *Atmos. Environ.*, 20, 1859–1866. 15, 17
- Pearlmutter, D., A. Bitan, et P. Berliner (1999), Microclimatic analysis of "compact" urban canyons in an arid zone, *Atmos. Environ.*, 33, 4143–4150. 14
- Pearlmutter, D., P. Berliner, et E. Shaviv (2005), Evaluation of urban surface energy fluxes using an open-air scale model, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 532–545. 37, 38, 43
- Peterson, J. T., et E. C. Flowers (1978), Urban-rural solar radiation and atmospheric turbidity measurements in the Los Angeles Basin, *J. Appl. Meteorol.*, 17, 1595–1609. 33
- Peterson, J. T., et T. L. Stoffel (1980), Analysis of urban-rural solar radiation data from Saint Louis, Missouri, *J. Appl. Meteorol.*, 19, 275–283. 32, 33
- Philandras, C. M., D. A. Metaxas, et P. T. Nastos (1999), Climate variability and urbanization in Athens, *Theor. and Appl. Climatol.*, 63, 65–72. 14, 16
- Pigeon, G., C. Augustin, D. Legain, P. Durand, et V. Masson (2004), Characteristics of the urban thermodynamic island and the energy balance on Toulouse (FRANCE) during winter and spring periods of the CAPITOUL experiment, in *PROCEEDINGS of the Fifth Symposium on the Urban Environment*, edited by A. Editions. 127
- Pigeon, G., A. Lemonsu, , N. Long, J. Barrié, P. Durand, et V. Masson (2006), Urban thermodynamic island in a coastal city analyzed from an optimized surface network, *Boundary-Layer Meteorol.*, 120, 315–351. 53, 128, 129

- Pigeon, G., D. Legain, P. Durand, et V. Masson (2007a), Anthropogenic heat releases in an old European agglomeration (Toulouse, France)., *Int. J. Climatol.*, in Press. 147
- Pigeon, G., A. Lemonsu, C. Grimmond, P. Durand, O. Thouron, et V. Masson (2007b), Divergence of turbulent fluxes in the surface layer : case of a coastal city, *Boundary-Layer Meteorol.*, 124, 269–290, doi :10.1007/s10546-007-9160-2. 53, 127
- Puygrenier, V., F. Lohou, B. Campistron, F. Saïd, G. Pigeon, B. Benech, et D. Serça (2005), Investigation on the fine structure of sea-breeze during es-compte experiment., *Atmos. Res.*, 74, 329–353. 121
- Raga, G. B., T. Castro, et D. Baumgardner (2001), The impact of megacity pollution on local climate and implications for the regional environment : Mexico City, *Atmos. Environ.*, 35, 1805–1811. 34
- Rao, P. (1972), Remote sensing of urban "heat islands" from an environmental satellite, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 53, 647–648. 21
- Renou, E. (1862), Différences de température entre Paris et Choisy-le-roi, *Société Météorologique de France, Annuaire*, 10, 105–109. 14
- Richards, K. (2004), Observation and simulation of dew in rural and urban environments, *Prog. Phys. Geogr.*, 28, 76–94. 24
- Richards, K., et T. R. Oke (2002), Validation and results of a scale model of dew deposition in urban environments, *Int. J. Climatol.*, 22, 1915–1933. 24
- Ripley, E. A., O. W. Archibald, et D. L. Bretell (1996), Temporal and spatial temperature patterns in Saskatoon, *Weather*, 51, 398–405. 15
- Robaa, S. (2003), Urban-suburban/rural differences over Greater Cairo, Egypt, *Atmósfera*, 16, 157–171. 15, 16, 25
- Roger, J., M. Mallet, P. Dubuisson, H. Cachier, E. Vermote, O. Dubovik, et S. Despiiau (2006), A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing : Application to an urban zone during the expérience sur site pour contraindre les modèles de pollution et de transport d'émission (ES-COMPTE) experiment, *J. Geophys. Res.*, 111(D13208), 13,208–13,216, doi : 10.1029/2005JD006361. 34
- Rotach, M. (1993), Turbulence close to a rough urban surface. Part II : Variances and gradients, *Boundary-Layer Meteorol.*, 66, 75–92. 31

- Roth, M., T. Oke, et W. Emery (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, 1699–1720. 21, 23
- Rouse, W. R., D. Noad, et J. McCutcheon (1973), Radiation, temperature and atmospheric emissivities in a polluted urban atmosphere at Hamilton, Ontario, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 798–807. 33, 34
- 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
- Sailor, D. J., et H. Fan (2002), Modeling the diurnal variability of effective albedo for cities, *Atmos. Environ.*, 36, 713–725. 36
- Sailor, D. J., et L. Lu (2004), A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas, *Atmos. Environ.*, 38, 2737–2748. 47, 48, 49, 50, 51
- Salmond, J. A., T. R. Oke, C. S. B. Grimmond, S. Roberts, et B. Offerle (2005), Venting of heat and carbon dioxide from urban canyons at night, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 1180–1194. 39, 52
- Sanderson, M., I. Kumanan, T. Tanguay, et W. Schertzer (1973), Three aspects of the urban climate of Detroit-Windsor, *J. Appl. Meteorol.*, 12, 629–638. 16
- Schmid, H. P. (1997), Experimental design for flux measurements : matching scales of observations and fluxes, *Agric. and Forest Meteorol.*, 87, 179–200. 42
- Schmid, H. P., et T. R. Oke (1990), A model to estimate the source area contributing to surface layer turbulence at a point over a patchy surface, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 116, 965–988. 42
- Schmid, H. P., H. A. Cleugh, C. S. B. Grimmond, et T. R. Oke (1991), Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain, *Boundary-Layer Meteorol.*, 54, 249–276. 37
- Shreffler, J. A. (1979), Heat island convergence in St. Louis during calm periods, *J. Appl. Meteorol.*, 18, 1512–1520. 26
- Shreffler, J. H. (1978), Detection of centripetal heat-island circulations from tower data in St. Louis, *Boundary-Layer Meteorol.*, 15, 229–242. 26
- Spangler, T., et R. Dirks (1974), Meso-scale variations of the urban mixing height, *Boundary-Layer Meteorol.*, 6, 423–441. 19

- Spronken-Smith, R. A., M. Kossmann, et P. Zawar-Reza (2006), Where does all the energy go? Surface energy partitioning in suburban Christchurch under stable wintertime conditions, *Theor. and Appl. Climatol.*, 84(1-3), 137–149. 46
- Stewart, I., et T. R. Oke (2006), Methodological concerns surrounding the classification of urban and rural climate stations to define urban heat island magnitude, in *Preprints of the Sixth International Conference on Urban Climate*, pp. 431–434, Urban Climate Group, Göteborg University, Sweden, Göteborg, Sweden. 9, 14
- Steyn, D. G. (1985), An objective method to achieve closure of overdetermined surface energy budgets, *Boundary-Layer Meteorol.*, 33, 303–310. 42
- Stoll, M., et A. Brazel (1992), Surface-air temperature relationships in the urban environments of Phoenix, Arizona, *Phys. Geogr.*, 13, 160–179. 23
- Sundborg, A. (1950), Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area, *Tellus*, 2(3), 221–231. 15, 16, 17, 18
- Szegedi, S., et A. Kircsi (2003), The development of the urban heat island under various weather conditions in Debrecen, Hungary, in *PROCEEDINGS of the Fifth International Conference on Urban Climate*, vol. 1, edited by K. Kysik, T. R. Oke, K. Fortuniak, C. S. B. Grimmond, et J. Wibig, pp. 139–142, Łódź, Poland. 16, 18
- Tapper, N. (1984), Prediction of the downward flux of atmospheric radiation in a polluted urban environment, *Aust. Met. Mag.*, 32, 83–93. 34
- Tapper, N. J. (1990), Urban influences on boundary layer temperature and humidity : results from Christchurch, New Zealand, *Atmos. Environ.*, 24(1), 19–27. 19, 20, 25, 26
- Tarleton, L. F., et R. W. Katz (1995), Statistical explanation for trends in extreme summer temperatures at Phoenix, Arizona, *Journal of Climate*, 8, 1704–1708. 14
- Tereshchenko, I. E., et A. E. Filonov (2001), Air temperature fluctuations in Guadalajara, Mexico, from 1926 to 1994 in relation to urban growth., *Int. J. Climatol.*, 21, 483–494. 14, 16
- Troude, F., E. Dupont, B. Carissimo, et A. I. Flossmann (2002), Relative influence of urban and orographic effects for low wind conditions in the Paris area, *Boundary-Layer Meteorol.*, 103, 493–505. 19
- Unger, J. (1999), Urban-rural air humidity differences in Szeged, Hungary, *Int. J. Climatol.*, 19, 1509–1515. 24, 25

- Unger, J., Z. Sümeghy, Á. Gulyás, Z. Bottyán, et L. Mucsi (2001), Land-use and meteorological aspects of the urban heat island, *Meteorol. Appl.*, 8, 189–194. 14, 15, 16, 17
- Unger, J., Z. Sümeghy, T. Gal, et S. Szegedi (2003), Cross-section profiles of the urban heat island, in *PROCEEDINGS of the Fifth International Conference on Urban Climate*, vol. 1, edited by K. K. ysik, T. R. Oke, K. Fortuniak, C. S. B. Grimmond, et J. Wibig, pp. 159–162, Łódź, Poland. 17
- Unkasevic, M., O. Jovanovic, et T. Popovic (2001), Urban-suburban/rural vapour pressure and relative humidity differences at fixed hours over the area of Belgrade city, *Theor. and Appl. Climatol.*, 68, 67–73. 25
- Uno, I. (1988), Observational study of the structure of the nocturnal urban boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 45, 59–82. 20
- Uno, I., et S. Wakamatsu (1992), Observed structure of the nocturnal urban boundary layer and its evolution into a convective mixed layer, *Atmos. Environ.*, 26B, 45–57. 20
- Vicente-Serrano, S. M., J. M. Cuadrat-Prats, et M. A. Saz-Sánchez (2003), Topography and vegetation cover influence on urban heat island of Zaragoza (Spain), in *PROCEEDINGS of the Fifth International Conference on Urban Climate*, vol. 2, edited by K. K. ysik, T. R. Oke, K. Fortuniak, C. S. B. Grimmond, et J. Wibig, pp. 305–409, Łódź, Poland. 17, 18
- Voogt, J., et C. Grimmond (2000), Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1679–1699. 23
- Voogt, J., et T. Oke (1997), Complete urban surface temperatures, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 1117–1132. 21, 22, 23
- Webb, E. K., G. I. Pearman, et R. Leuning (1980), Correction of flux measurements for density effect due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106, 85–100. 29, 30
- White, J. M., F. D. Eaton, et A. H. Auer (1978), The net radiation budget of the St. Louis metropolitan area, *J. Appl. Meteorol.*, 17, 593–599. 37
- Wilson, K., et al. (2002), Energy balance closure at fluxnet sites, *Agric. and Forest Meteorol.*, 113, 223–243. 42
- Wong, K. K., et R. A. Dirks (1978), Mesoscale perturbations on airflow in the urban mixing layer, *J. Appl. Meteorol.*, 17, 677–688. 26

- Xerfi, G. (2006), Equipements aérauliques, frigorifiques et de climatisation, *Rapport technique*, Groupe Xerfi. 153
- Yagüe, C. Y., et E. Zurita (1991), Statistical analysis of the Madrid urban heat island, *Atmos. Environ.*, 25B, 327–332. 16, 17
- Yamashita, S., K. S. ans M. Shoda ans K. Yamashita, et Y. Hara (1986), On relationships between heat island ans sky view factor in the cities of Tama River basin, Japan, *Atmos. Environ.*, 20, 681–686. 14
- Yap, D. H., et T. R. Oke (1974), Sensible heat fluxes over an urban areas - Vancouver, B. C., *J. Appl. Meteorol.*, 13, 880–890. 38, 41

Surface-atmosphere exchanges in urban areas - CLU-ESCOMPTE and CAPITOUL projects

Grégoire PIGEON

Defended the 29th of May 2007 at Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 42 avenue G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex, France

Abstract :

Urbanization is responsible of an inadvertent modification of the climate. The main feature of the urban climate is the urban heat island which is characterised by a higher temperature in the urban areas than in the surrounding rural areas. This study focuses on the characterisation of the urban climate phenomena and the processes that govern them during two field experiments. The first one took place in Marseille during summer 2001. An optimized network was spread out to assess the urban thermodynamic island of this coastal city. During the night, urbanization was the main factor controlling the spatial variability of air temperature but during the day, this parameter was controlled by the sea/land transition. Secondly, the link between the turbulent heat fluxes measurements and the terms of the surface energy balance is studied. The results, from measurements and a numerical simulation, demonstrate that the difference between them is mainly due to horizontal heat advection. The second campaign was carried out in Toulouse on a one-year cycle between February 2004 and March 2005. The impact of anthropogenic heat wastes on the surface energy balance measurements has been shown with this long term dataset, especially during winter. These observations have been compared with an inventory of energy consumptions built at a 100 m spatial resolution and a daily sampling rate. The results strengthened the need of representation of this heat source in models dedicated to urban areas : during winter this term reaches 100 W m^{-2} and compensate more than 50% of the solar energy deficit.

These results contribute to the knowledge of the urban climate and are useful in order to improve its representation in atmospheric numerical models.

Keywords : Urban heat island, advection, anthropogenic heat release, urban surface energy balance

Les échanges surface-atmosphère en zone urbaine - projets CLU-ESCOMPTE et CAPITOU

Thèse de l'Université Toulouse III - Paul Sabatier

Discipline : **Physique de l'atmosphère**

Auteur : **Grégoire PIGEON**

Directeur de thèse : **Pierre DURAND**

Soutenue le 29 Mai 2007 au Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, 42 avenue G. Coriolis, 31057 TOULOUSE Cedex 1, France

Résumé :

L'urbanisation des surfaces est à l'origine d'une modification non intentionnée du climat en ville. Son principal trait de caractère est l'îlot de chaleur qui se caractérise par un excès de température au centre des villes en comparaison avec les zones qui les entourent. Ces travaux visent à caractériser ces phénomènes et les processus qui les gouvernent au travers de deux campagnes de mesures sur deux villes françaises.

La première a eu lieu à Marseille pendant l'été 2001. L'îlot thermodynamique a été suivi par le biais d'un réseau optimisé pour cette ville côtière. La nuit, l'urbanisation est le premier facteur d'explication de la variabilité de température alors que le jour cet effet est balayé par le régime de brise. Dans un deuxième temps, on s'intéresse au lien entre les mesures des flux turbulents de chaleur en centre ville et les termes du bilan d'énergie à la surface. Les résultats, obtenus à partir des mesures et d'une simulation numérique, montrent que la différence entre les deux résulte essentiellement de processus d'advection horizontale de chaleur. La deuxième campagne a été menée sur Toulouse pendant un cycle annuel complet de février 2004 à mars 2005. Ce jeu de données a permis de montrer l'impact des rejets anthropiques de chaleur sur les mesures du bilan d'énergie, notamment en hiver. Ces observations ont été confrontées à un inventaire de la consommation d'énergie construit à une résolution de 100 m et une cadence quotidienne. Les résultats confirment la nécessité de représenter cette source dans les modèles dédiés à la surface urbaine : pendant la période hivernale et sur le centre ville de Toulouse, ce terme atteint 100 W m^{-2} et compense à plus de 50% le déficit d'énergie solaire.

L'ensemble de ces résultats contribue à la connaissance du climat urbain dans le but d'améliorer sa représentation dans les modèles numériques atmosphériques.

Mots Clés : îlot de chaleur urbain, bilan d'énergie urbain, source anthropique de chaleur