



**HAL**  
open science

# Paramétrisation des couches limites hétérogènes et application au micro-climat urbain

Valéry Masson

► **To cite this version:**

Valéry Masson. Paramétrisation des couches limites hétérogènes et application au micro-climat urbain. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier (Toulouse), 2009. tel-03420475

**HAL Id: tel-03420475**

**<https://hal.science/tel-03420475>**

Submitted on 9 Nov 2021

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MEMOIRE DE RECHERCHE

présenté par

**Valéry Masson**

Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées  
Météo-France, CNRM/GAME, URA CNRS 1357

pour obtenir le diplôme

**D'habilitation à diriger des recherches**  
**De l'Université Paul sabatier, Toulouse**

Spécialité : Physique de l'atmosphère

---

Paramétrisation des couches limites hétérogènes  
et  
Application au micro-climat urbain

---

16 novembre 2009

Centre National de Recherches Météorologiques  
42 av Coriolis, 31057 Toulouse, Cedex

*Soutenu le 16 novembre 2009 devant un jury composé de :*

Robert Vautard

Fei Chen

Sandrine Anquetin

Chantal Staquet

Philippe Drobinski

Daniel Guédalia

Joël Noilhan

# Table des matières

<b>I</b>	<b>Introduction</b>	<b>4</b>
<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>5</b>
1.1	Mes axes de recherches . . . . .	5
1.2	Les principes ayant guidé ma recherche . . . . .	5
1.3	Comment lire ce document . . . . .	7
<b>II</b>	<b>Description des hétérogénéités de surface</b>	<b>8</b>
<b>2</b>	<b>La végétation à 1km de résolution sur le globe : ECOCLIMAP</b>	<b>9</b>
2.1	Du bilan d'énergie de surface . . . . .	9
2.2	Construction d'une base de données globale . . . . .	11
2.3	Utilisations actuelles et perspectives . . . . .	18
<b>3</b>	<b>Modélisation de processus de surface</b>	<b>19</b>
3.1	Introduction . . . . .	19
3.2	De l'impact des flux de surface sur la couche limite atmosphérique . . . . .	20
3.3	Un exemple : impact de la forêt des Landes . . . . .	21
3.4	Un processus de surface particulier : le gel . . . . .	25
3.5	Vers une plateforme unifiée pour les échanges surface-atmosphère : SURFEX . . . . .	26
<b>III</b>	<b>La turbulence dans la couche limite</b>	<b>29</b>
<b>4</b>	<b>La couche limite nuageuse</b>	<b>30</b>
4.1	Motivations . . . . .	30
4.2	La couche limite convective . . . . .	31
4.3	Les nuages de couche limite . . . . .	35
<b>5</b>	<b>Structure de la turbulence et influence du sol</b>	<b>41</b>
5.1	Etude d'une couche limite neutre . . . . .	41
5.2	La couche limite neutre au voisinage de la surface . . . . .	46
5.3	Une nouvelle méthode de modélisation de la Couche Limite de Surface . . . . .	48
<b>IV</b>	<b>La ville dans les modèles atmosphériques</b>	<b>52</b>
<b>6</b>	<b>Le schéma de canopée urbaine : TEB</b>	<b>53</b>
6.1	La spécificité des surfaces urbaines . . . . .	53

6.2	Paramétrisation des surfaces urbaine : TEB . . . . .	56
6.3	Validations de TEB . . . . .	58
<b>7</b>	<b>Modélisation de la couche limite urbaine estivale</b>	<b>65</b>
7.1	Dynamique de la Couche Limite Urbaine . . . . .	65
7.2	Interactions entre Atmosphère Urbaine et Brise de Mer . . . . .	70
<b>8</b>	<b>La campagne de météorologie urbaine CAPITOUL</b>	<b>77</b>
8.1	Introduction . . . . .	77
8.2	Objectifs de l'expérience . . . . .	79
8.3	Réseau expérimental . . . . .	80
8.4	Premiers résultats . . . . .	88
8.5	Conclusions . . . . .	94
<b>V</b>	<b>Perspectives</b>	<b>96</b>
<b>9</b>	<b>Turbulence</b>	<b>97</b>
9.1	Les schémas de turbulences aux échelles kilométriques . . . . .	97
9.2	Rôle des hétérogénéités de surface sur la couche limite . . . . .	101
<b>10</b>	<b>Le climat urbain</b>	<b>103</b>
10.1	Evolution à long-terme du climat urbain . . . . .	104
10.2	Modélisation intégrée de la ville . . . . .	110
<b>VI</b>	<b>Annexes</b>	<b>121</b>
<b>11</b>	<b>Curriculum Vitae</b>	<b>122</b>
11.1	Identité . . . . .	123
11.2	Parcours universitaire . . . . .	123
11.3	Parcours professionnel . . . . .	123
11.4	Activités d'enseignement et encadrement . . . . .	124
11.5	Activités de recherche . . . . .	126
11.6	Organigramme du laboratoire . . . . .	130
<b>12</b>	<b>Sélection d'articles</b>	<b>133</b>
12.1	Cinq publications . . . . .	133
12.2	La base de données Ecoclimap . . . . .	133
12.3	Le schéma de ville TEB . . . . .	156
12.4	L'expérience CAPITOUL . . . . .	199
12.5	Le schéma de couche limite de surface . . . . .	223
12.6	Le schéma de convection peu profonde . . . . .	245

# Première partie

## Introduction

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Mes axes de recherches

Au sortir de ma thèse, je me suis orienté vers l'étude du climat urbain. Cependant, j'ai toujours gardé dès le début une activité de fond sur l'étude d'une part de la couche limite, et d'autre part sur la modélisation des surfaces végétales. En effet, le climat urbain est intimement lié aux deux autres thèmes, et ne saurait être étudié à part : il n'est - en quelque sorte -, qu'une perturbation du climat local, dépendant principalement des interactions entre couvert naturel (ou cultivé) et les basses couches de l'atmosphère : la couche limite atmosphérique. Depuis quelques années, mes recherches s'équilibrent à peu près équitablement entre climat urbain et phénomènes turbulents dans la couche limite atmosphérique.

La météorologie urbaine est un pan nouveau de recherche au CNRM, et je tiens à remercier ceux qui m'ont permis de le lancer et de m'y investir : Philippe Bougeault au début (c'était juste pour une petite étude de couche limite sur Paris...), Joël Noilhan, gourou de la modélisation de la végétation au CNRM, mais dont j'ai appris alors qu'il avait fait sa thèse sur les échanges radiatifs entre différentes faces d'un bâtiment, et Eric Brun, spécialiste de la neige, mais ayant, en tant que directeur du CNRM, appuyé et même initié des collaborations sur la ville avec des partenaires plus ou moins exotiques vis à vis de la météorologie, pour des projets (j'y reviendrai en fin de ce document) qui ne le seront pas moins.

Les différents travaux que je présente dans ce document ont été réalisés en collaboration avec d'autres chercheurs, et de nombreux l'ont été par les thésards que j'ai encadrés ou coencadrés, et que je remercie chaleureusement pour tous les bons moments passés avec eux, tout ce qu'ils m'ont apportés au niveau scientifique et humain : Aude (qui essayait les plâtres et a bien voulu revenir dans l'équipe, ouf), Grégoire, Séverine, Irina, Julia et Julien.

### 1.2 Les principes ayant guidé ma recherche

Les travaux que j'ai effectués en recherche ont tous été guidés par quelques principes généraux que je détaille ci-après, sur la façon de concevoir des modèles et sur la diffusion de mes recherches. J'ai tenté de les inculquer aux étudiants que j'ai encadrés.

### 1.2.1 Comment modéliser ?

J'ai passé la plupart de mon temps au CNRM à modéliser. Toutefois, modéliser ne signifie pas uniquement conceptualiser, réaliser et mettre en œuvre un outil numérique.

En premier lieu, je considère qu'il faut toujours douter des modèles, et de ce fait conduire des validations poussées systématiquement avec des observations. Ainsi, j'ai tenté de me référer le plus possible aux mesures existantes dans la littérature (campagnes d'intercomparaisons passées pour la turbulence, observations in-situ de la végétation). Ceci m'a poussé à participer et définir des campagnes expérimentales (mesures lors d'ESCOMPTE sur Marseille et CAPITOUL sur Toulouse respectivement) et des expériences en laboratoire (thèse Séverine Tomas).

En second lieu, lors du dysfonctionnement éventuel des paramétrisations physiques, au lieu de modifier plus ou moins aveuglément les réglages d'un modèle dans le but d'obtenir le résultat souhaité, je reviens systématiquement au processus physique de base. L'exemple le plus flagrant a sans doute été mon refus de caler plus ou moins arbitrairement les paramètres d'un schéma de végétation pour représenter les effets urbains, ce qui m'a permis de créer le schéma de ville TEB. Ceci permet de comprendre l'origine du dysfonctionnement, et de le corriger en se basant sur des considérations physiques. Cette approche, parfois longue à première vue, facilite à terme l'utilisation du modèle dans des conditions autres que celles sur lesquelles il a été validé, car celui-ci répondra avec les bons processus.

### 1.2.2 Diffusion de mes recherches

De plus, j'ai toujours cherché à diffuser le résultat des recherches entreprises.

Ainsi, même si je travaille le plus souvent sur des phénomènes de petite échelle (je ne vois pas plus haut que la couche limite, ou presque), j'essaie de faire en sorte de ne pas m'enfermer dans mon cas d'étude, de façon à ce que je fasse ici puisse être utilisé, par d'autres chercheurs, laboratoires ou institutions, là-bas, ailleurs.

Un effort de vulgarisation a été mené, principalement dans le cadre de la formation universitaire au Master de Toulouse, mais aussi, épisodiquement, auprès du grand public. Par exemple, dans le cadre de CAPITOUL, une exposition a été réalisée à l'aéroport de Toulouse, ainsi qu'un reportage télévisé d'une heure sur le climat urbain et les mesures sur Toulouse. C'est amusant d'expliquer le bilan d'énergie des surfaces urbaines avec son pot de fleur, un arrosoir, une lampe de chevet et une brique.

Enfin, la diffusion - en interne ou externe - des différents modèles auxquels j'ai contribué a été un souci constant. Certes, cela était parfois consommateur en temps car des développements techniques importants étaient parfois nécessaires. Mais au final la satisfaction est grande, car ces modèles sont mis à la disposition des équipes de recherche (principalement au sein du modèle MESONH et de la plateforme SURFEX de schémas de surface partagée par les divers modèles de Météo-France). Le développement du modèle de prévision opérationnel à 2km de résolution AROME a été très enrichissant pour moi, car m'a permis de me confronter - un peu - au retour des prévisionnistes sur le modèle. AROME inclut en effet des paramétrisations que j'ai développées, parmi lesquelles la surface externalisée et



le modèle de ville, TEB, le schéma d'interactions couche limite de surface/canopée et un nouveau schéma adaptatif de convection sèche à peu profonde. Ces avis des prévisionnistes permettent et permettront une amélioration constante des modèles. N'oublions pas : "un modèle inutilisé est un modèle mort"

### **1.3 Comment lire ce document**

Tout au long de ce document, j'ai cherché à synthétiser les différents travaux que j'ai menés, initiés ou sur lesquels j'ai collaboré étroitement. Je ne cherche pas à être exhaustif dans la description de ceux-ci, et je propose au lecteur intéressé de se référer aux articles cités. Trois grandes parties composent ce mémoire : j'aborderai d'abord les aspects généraux liés à la modélisation de la surface, puis dans un deuxième temps les recherches sur la turbulence et la couche limite atmosphérique en conditions relativement simples, avant d'aborder les phénomènes complexes résultant des interactions entre hétérogénéités de surface et couche limite dans le cas particulier de la météorologie urbaine. Bien sûr, mes recherches ne s'arrêtant pas là, je finirai par deux chapitres de perspectives. De plus, j'ai cherché à illustrer ce mémoire par de nombreuses figures pour faire ressortir la continuité et les interactions des processus physiques sur lesquels s'est axé mon travail de recherche, et afin de la rendre accessible au non spécialiste.

## Deuxième partie

# Description des hétérogénéités de surface

# Chapitre 2

## La végétation à 1km de résolution sur le globe : ECOCLIMAP

### Sommaire

---

<b>2.1</b>	<b>Du bilan d'énergie de surface</b>	<b>9</b>
2.1.1	Généralités	9
2.1.2	Intérêt pour les modèles météorologiques	10
2.1.3	Caractéristiques de surface pertinentes	10
<b>2.2</b>	<b>Construction d'une base de données globale</b>	<b>11</b>
2.2.1	Méthodologie	11
2.2.2	Ecoclimap	15
2.2.3	Détermination de l'ensemble des paramètres de surface	15
<b>2.3</b>	<b>Utilisations actuelles et perspectives</b>	<b>18</b>

---

## 2.1 Du bilan d'énergie de surface

### 2.1.1 Généralités

La surface est un lieu privilégié d'échange de masse et d'énergie entre deux milieux très différents : l'un solide (ou liquide) : la surface, l'autre principalement gazeux : l'atmosphère. Du fait que la majeure partie de l'énergie solaire atteint la surface, les échanges au niveau de la surface constituent la source d'énergie principale de l'atmosphère.

La détermination des flux radiatifs et des flux turbulents de chaleur et d'humidité de la surface vers l'atmosphère sont naturellement dépendants des caractéristiques de la surface en question, en particulier son albédo selon qu'elle est plus ou moins claire (rayonnement solaire), sa température (pour le flux de chaleur et l'émission infra-rouge) et son humidité (pour le flux de vapeur d'eau). L'évaporation sera plus forte sur une pelouse bien irriguée que sur un désert.

La détermination de la température est intuitivement reliée à l'énergie disponible en surface, qui peut alors être redirigée vers l'atmosphère. L'évaporation elle dépendra naturellement du bilan en eau du sol, qui permettra de savoir combien d'eau est disponible. Cependant, l'évaporation demande aussi de l'énergie. En effet, l'eau dans le sol est sous

forme liquide, alors que celle relâchée dans l'atmosphère l'est sous forme vapeur. Il faut donc évaporer l'eau, et cela demande de la chaleur latente. Ainsi, les deux quantités température et humidité de surface sont contraintes conjointement par le bilan d'énergie disponible en surface. Comme on le verra, il y a même compétition entre les deux effets.

De plus, la surface terrestre freine le vent (techniquement via un flux de quantité de mouvement de l'atmosphère vers la terre). Ce ralentissement est fortement dépendant des obstacles : le vent sera moins freiné au dessus d'un désert de sable ou de glace qu'au dessus d'une forêt ou d'une ville (avec tous les intermédiaires). Ce frottement est souvent paramétré par un paramètre clé, la longueur de rugosité, qui par ailleurs influe aussi les échanges de chaleur et d'eau, car ceux-ci dépendent aussi du vent au dessus de la surface.

### 2.1.2 Intérêt pour les modèles météorologiques

La bonne représentation des échanges près du sol est primordiale dans les modèles météorologiques quelle que soit l'échelle considérée, pour des raisons parfois différentes :

- A méso-échelle (10km de résolution et mieux), l'hétérogénéité de la surface induit des phénomènes météorologiques particuliers : brises de mer, de terre, de vallées, hauteur de couche limite atmosphérique contrastées, bancs de brouillard, etc...
- En prévision numérique du temps (à grande échelle comme à méso-échelle), une bonne prévision du temps qu'il fait (dépressions, nuages, etc..) est primordiale, mais la prévision de l'atmosphère près de la surface (température, humidité, vent) est tout aussi importante, de part l'impact sur la vie des gens et les activités économiques sensibles aux phénomènes météorologiques.
- En prévision du climat, il faut s'attacher à simuler correctement les grands équilibres du système terre, dont ces échanges au niveau de la surface.

### 2.1.3 Caractéristiques de surface pertinentes

Afin de simuler ces échanges au niveau de la surface, il s'agit bien sûr de paramétriser ces effets (ce que l'on verra dans les chapitres suivants). Mais il faut avant tout connaître quelle est cette surface !

Dans ce but, j'ai contribué à développer une base de données décrivant la végétation, ecoclimap (Masson et al 2003). Afin qu'elle puisse servir pour l'ensemble des applications météorologiques citées ci-dessus, elle a été construite en suivant les spécifications suivantes :

1. La surface est décrite sur l'ensemble du globe (afin d'être utilisable pour les simulations globales de prévision ou climat)
2. La résolution est forte (30" soit environ 1km) de façon à être utilisable pour les applications à méso-échelle tenant compte des hétérogénéités de surface.
3. La base de données décrit non seulement le type de couvert (mer, forêt de feuillus, zone urbanisée...), mais aussi les paramètres physiologiques décrivant la végétation : en premier lieu l'indice foliaire (quantité de feuille en  $m^2 / m^2$  de surface sous-jacente) -ou Leaf Area Index, LAI-, ainsi que la fraction de végétation, l'albédo, la rugosité, etc... Pour les besoins des schémas de surface futurs, d'autres paramètres descriptifs des plantes ou du couvert doivent être facilement intégrables à la base de données.

4. La base de données doit être simple à utiliser, et accessible à l'ensemble de la communauté de recherche.

Les deux premiers points permettent d'assurer une cohérence importante au niveau des applications météorologiques, tous les modèles à différentes échelles interagissant avec une végétation identique. Ainsi, par exemple, une simulation à méso-échelle (pour des besoins de recherche ou de prévision) peut être menée en n'importe quelle zone du globe. Le troisième point cadre les paramètres de végétation à décrire, tout en insistant sur les évolutions nécessaires liées aux futurs modèles de surface, par exemple ceux prenant en compte la photosynthèse et la croissance des plantes. Et ceci tout en restant simple d'utilisation.

Lorsque la décision de construire Ecoclimap a été prise, les bases de données à haute résolution souffraient toutes d'*au moins* une des limitations ci après : (i) description du type de couvert mais pas des paramètres décrivant les plantes (par exemple la carte de l'université du Maryland, qui est un élément de base d'Ecoclimap); (ii) elle ne couvraient qu'une portion de la terre (par exemple Champeaux et al 2000 sur l'Europe); (iii) Un seul paramètre physiologique des plantes était cartographié à haute résolution, mais sans autre indication quant au type de couvert ou autres paramètres. C'est typiquement le cas des produits fournis à partir de programmes et mesures satellite dédiées, comme le LAI (POLDER, à 10km de résolution).

Les bases de données globales et complètes (en terme de description et paramètres) étaient typiquement à 1 degré de résolution (par exemple Dorman et Sellers 1989). On se rend bien compte de la limitation que cela peut poser pour des études à méso-échelle, ou pire de climat urbain. Même si de nombreux récits de science-fiction décrivent des villes-monde, nous n'en sommes heureusement pas encore là.

## 2.2 Construction d'une base de données globale

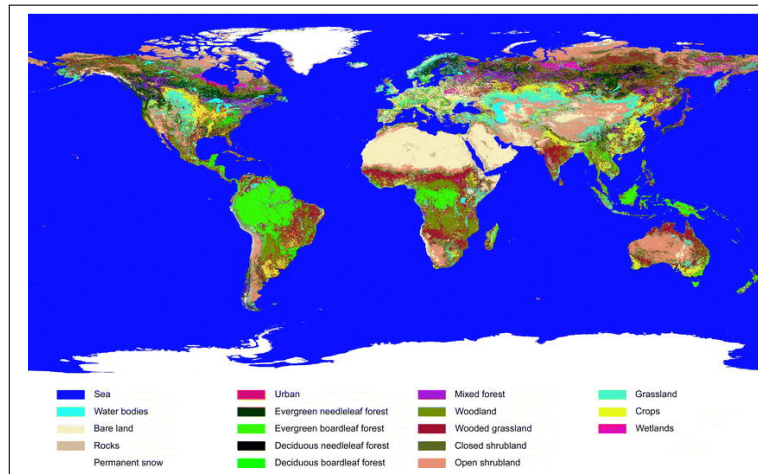
### 2.2.1 Méthodologie

Les bases de données de végétation sont construites selon deux philosophies différentes. La première est de constituer une carte pour chaque paramètre (par exemple albédo, rugosité), et ceci pour chaque période de l'année (typiquement tous les mois) pour les paramètres variant selon la saison (comme le LAI, la fraction de végétation). Cette philosophie est typiquement celle suivie pour l'observation du LAI par satellite. La seconde est de construire une seule carte de types de couvert, et d'associer via des tables de correspondance des paramètres à chaque type de couvert.

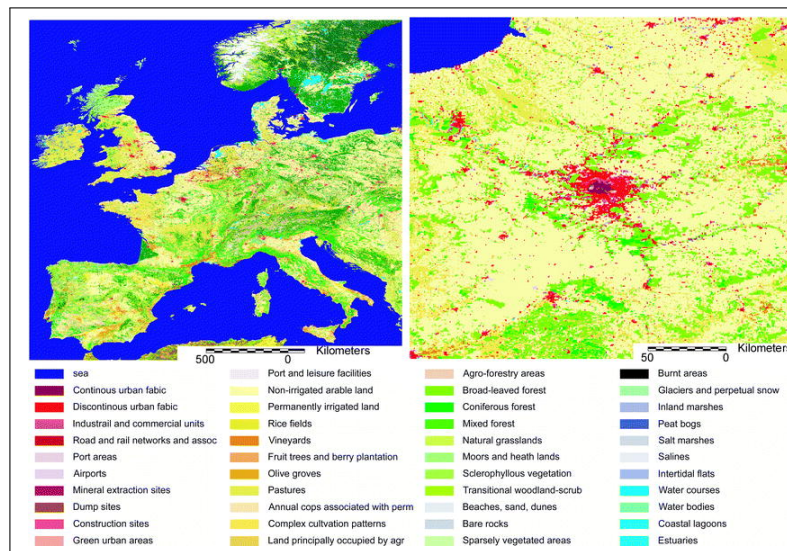
La première méthode a l'avantage de décrire la variabilité spatiale de chaque paramètre librement, mais a deux inconvénients : d'être lourde à manipuler (nombre important de fichiers) et de ne pas assurer forcément la cohérence entre les différents paramètres. La seconde méthode n'a pas ces inconvénients, mais est fortement limitée dans sa description spatiale au nombre de classes choisies (de l'ordre de la dizaine). Ceci conduisait par exemple dans les bases de données globales de ce type à prescrire les mêmes paramètres pour une forêt méditerranéenne ou une forêt boréale.

Ecoclimap a été bâti de façon à retenir les avantages de ces deux méthodes, mais en en minimisant les inconvénients. Pour ce faire, la méthodologie se base sur une classification

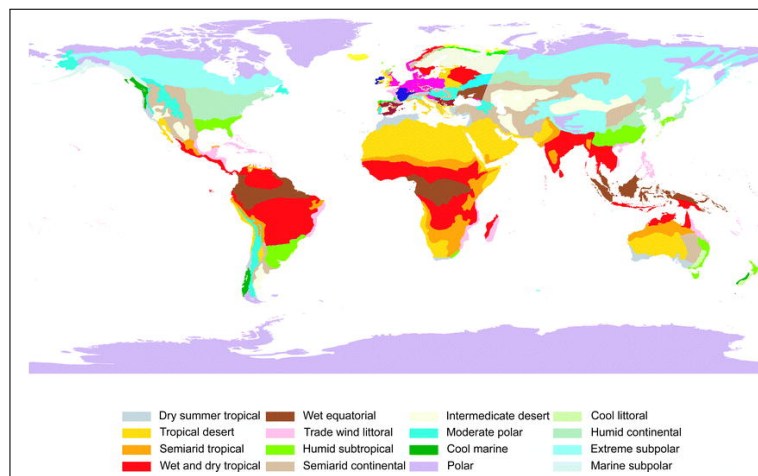
en type de couvert, mais sans limitation a priori du nombre de types de couvert. Celui-ci sera déterminé à partir d'une classification climatique d'une part, et de données satellites d'autre part.



(a) Classes de couvert de l'université du Maryland.



(b) Classes de couvert de CORINE LAND COVER.



(c) Carte de climats.

FIGURE 2.1 – Land cover et climats utilisés pour construire Ecoclimap (Masson et al 2003).

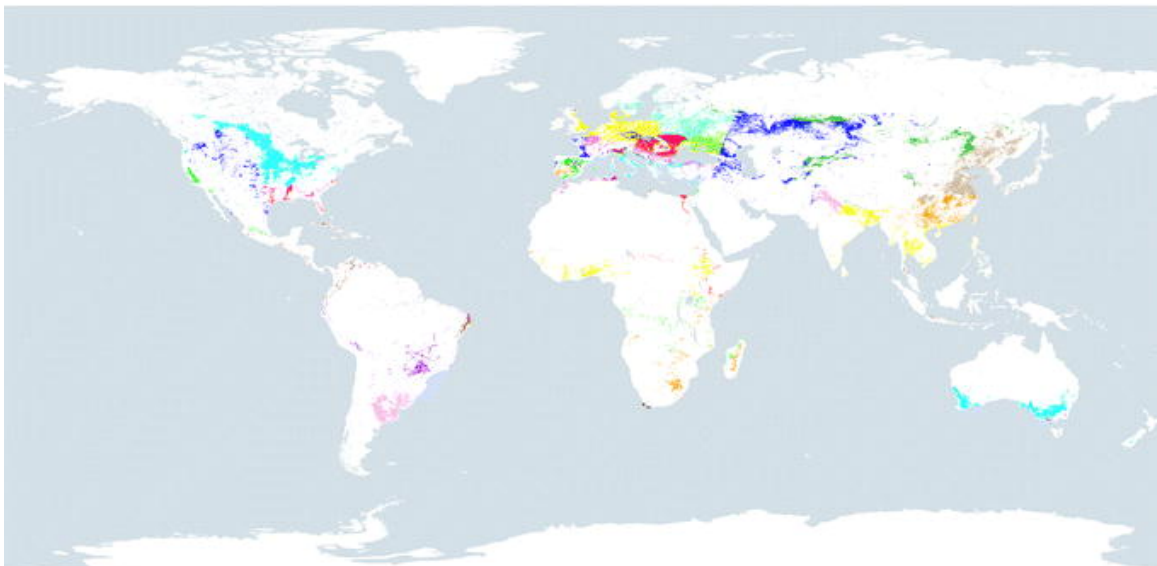
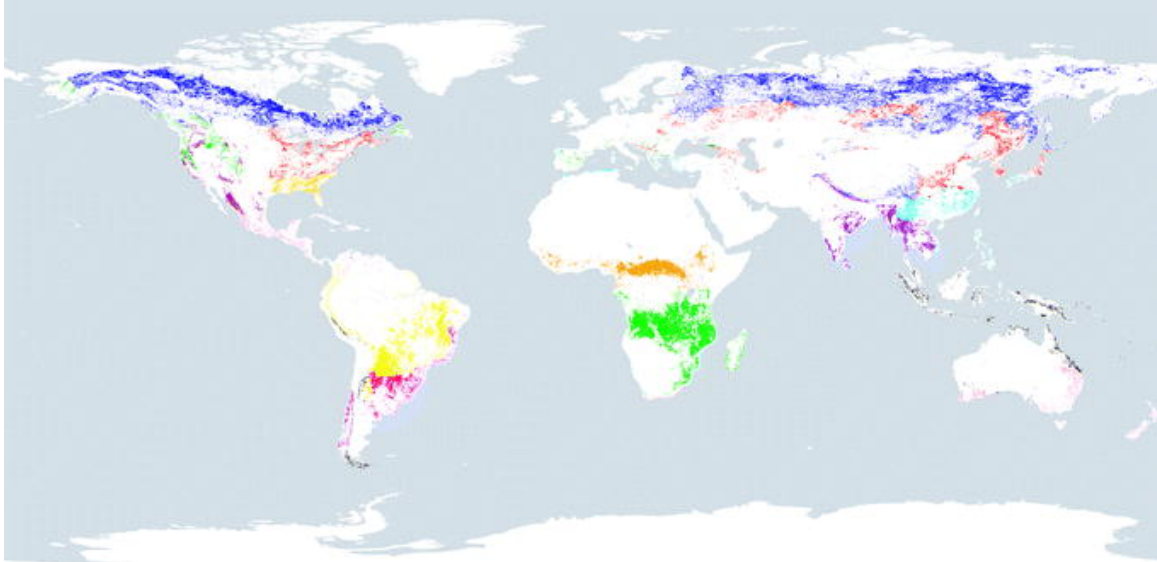


FIGURE 2.2 – Désagrégation de classes de couverture de sol en fonction des climats et des indices de NDVI : exemples des zones semi-boisées (en haut) et des zones agricoles (en bas). Chaque couleur correspond à un "écosystème" selon ecoclimap.



## 2.2.2 Ecoclimap

La méthodologie a consisté à croiser des informations de type de couvert - décrivant ce que l'on rencontre - avec des informations de climat - décrivant l'environnement climatique influençant le couvert -, l'information satellite servant ensuite à regrouper (éventuellement) les types de couverts identiques (ex : forêts) qui sont semblables (même cycle annuel par exemple) d'une zone climatique à l'autre.

La base de données de types de couvert provient de l'université du Maryland (Hansen et al 2000i, figure 2.1(a)), avec un raffinement sur l'Europe (CORINE land cover, Heymann et al 1993, figure 2.1(b)), soit 60 types de couverts (certains redondants entre les deux classifications). Cette information a été croisée sur chaque continent avec la carte de climats de Koeppe et Delong (1958). Ceci conduisait à plus de 2000 combinaisons, dont on a calculé l'évolution de l'indice de végétation NDVI à partir des images satellites AVHRR. En regroupant les combinaisons dont le comportement végétatif était visiblement similaire, ceci a conduit à définir une classification avec 215 écosystèmes, à comparer aux 60 types de couverts initiaux. La figure 2.2 montre ainsi le raffinement obtenu pour les zones semi-boisées (initialement 1 type de couvert) et pour les zones de cultures (même remarque). Il reste à présent à déterminer les paramètres physiologiques pour chacun de ces 215 écosystèmes.

## 2.2.3 Détermination de l'ensemble des paramètres de surface

Puisque l'on travaille sur l'ensemble du globe, la détermination des paramètres de surface, en particulier ceux de la végétation, ne peut être réalisée à partir de données relevées in-situ, car de nombreux écosystèmes ne sont pas documentés (les mesures étant surtout nombreuses en Europe et Amérique du Nord- et parfois limitée au maximum végétatif, mais plus rares ailleurs). Les mesures satellites AVHRR de l'année 1992-1993 (alors la seule disponible) sont donc utilisées pour décrire l'évolution de l'indice foliaire. Ceci nous permet de couvrir l'ensemble des écosystèmes. Le minimum et le maximum du LAI sont fixés à partir de connaissances in-situ, et le cycle annuel prescrit par l'observation satellite. Le LAI ecoclimap est validé par comparaison avec d'autres bases de données de produits satellitaires (mais à plus basses résolutions spatiales, figure 2.3), ainsi que sur un ensemble de plus de 300 points de mesures in-situ (figure 2.4).

Outre le LAI, trois autres paramètres sont décrits individuellement pour chaque écosystème : (i) la répartition entre 12 types différents de végétation (sol nu, rochers, glaces, feuillus, conifères, feuillus persistants, cultures C3, cultures C4(type maïs) , cultures irriguées, prairies, prairies tropicales, zones humides), (ii) la hauteur des arbres -le cas échéant -, et (iii) la profondeur des racines (en se basant sur Canadell et al 1996]). Les autres paramètres (fraction de végétation, rugosité, albedo, tout paramètre spécifique au schéma utilisé -ici ISBA, Noilhan et Planton 1989-) sont déterminés à partir de relations entre le LAI et les 12 types de végétation. L'albédo (figure 2.5) tient aussi compte de la nature du sol (plus ou moins sableux).

Ecoclimap ainsi construit (Masson et al 2003) a été testé dans une simulation climatique avec ARPEGE-climat (Déqué et al 1994). Par rapport à Dorman et Sellers (1989), Ecoclimap améliore un peu la température journalière maximum dans l'hémisphère sud,

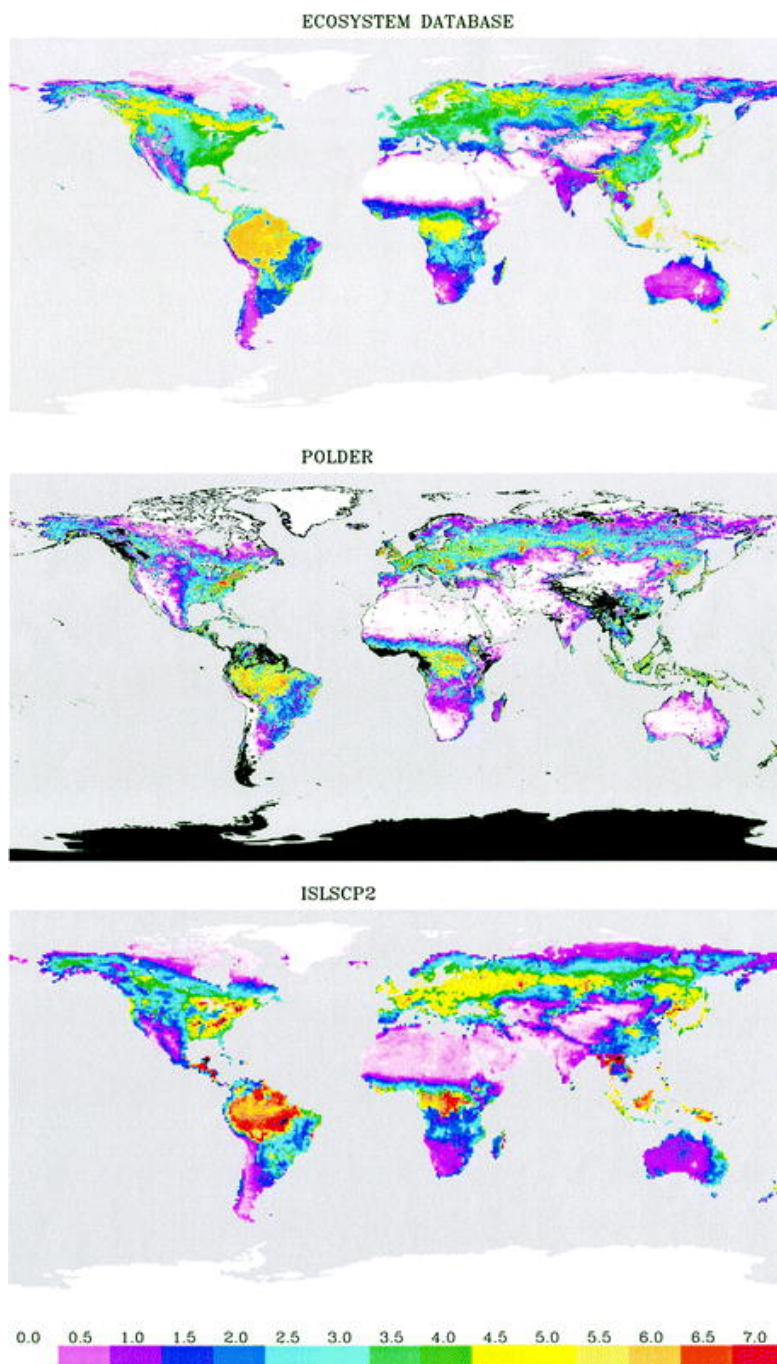


FIGURE 2.3 – Leaf Area Index (LAI) pour le mois de juillet : ecoclimap (1km de résolution, en haut), Polder (10km de résolution, au milieu) et ISLSCP2 (1 degré de résolution, en bas).

mais surtout améliore globalement la température nocturne (figure 2.6), par en général une meilleure description des couverts hétérogènes (type zones semi-boisées septentrionales ou savannes).

En pratique, seule la carte des 215 écosystèmes et les deux cartes de texture du sol (argile et sable) sont nécessaires pour dériver toute carte d'un paramètre de végétation quelconque, les données liées à celui-ci étant incluses dans des tables de correspondance.

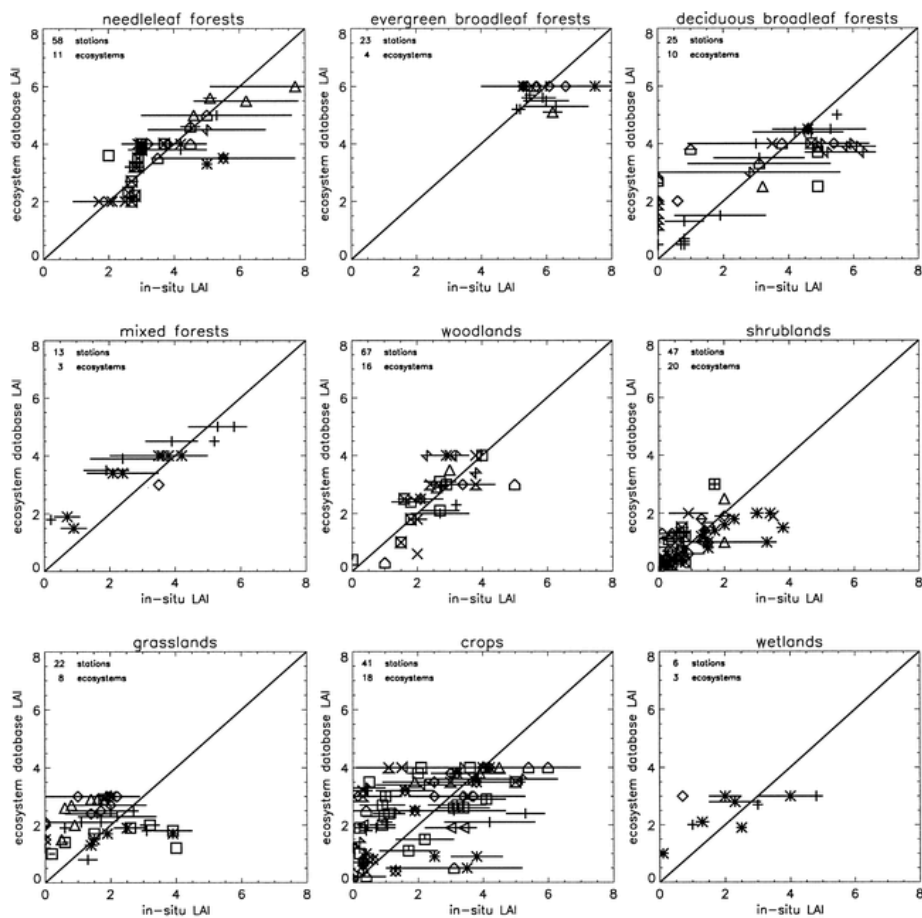


FIGURE 2.4 – Validation des LAI ecoclimap à partir de plus de 300 points de mesures in-situ de LAI.

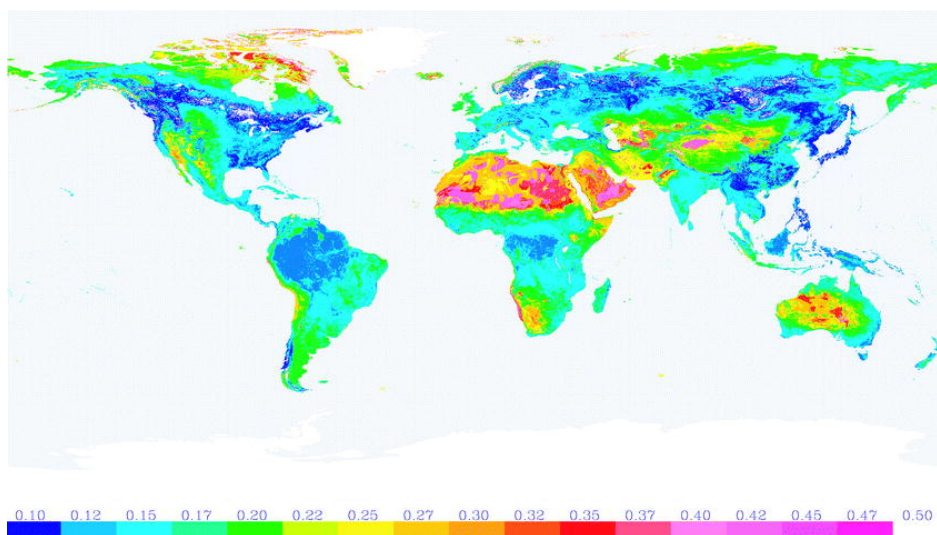


FIGURE 2.5 – Albedo dans ecoclimap.

Ceci permet une diffusion simple d'ecoclimap, qui est d'ailleurs libre d'accès pour des activités de recherche sur le web :

[http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page\\_ecoclimap.htm](http://www.cnrm.meteo.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_ecoclimap.htm)

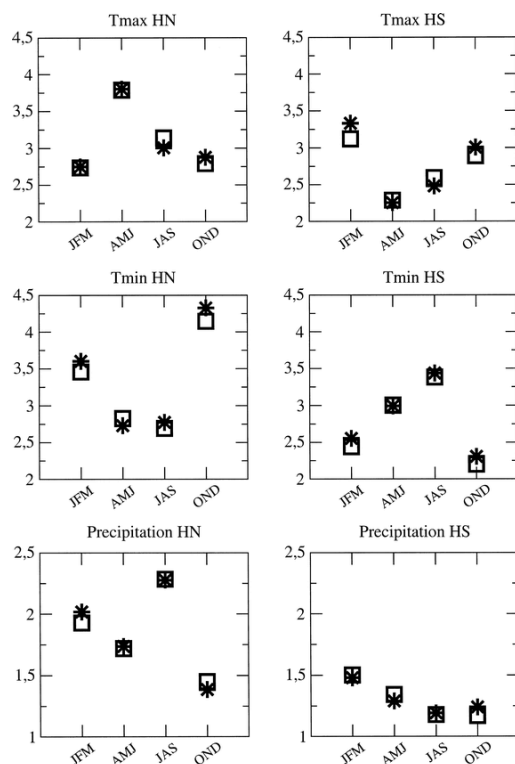


FIGURE 2.6 – Validation de ecoclimap à partir de simulations de 10 ans d’ARPEGE-Climat (étoiles : ancienne base de données, carrés : ecoclimap ; plus le score est bas, mieux c’est).

## 2.3 Utilisations actuelles et perspectives

Ecoclimap est actuellement utilisé dans des modèles à méso-échelle (MésosNH en recherche et AROME en prévision du temps). Il sera d’ici la fin de l’année intégré au sein des différents modèles de Météo-France (Arpege, Arpege-Climat, Aladin), grâce à un effort d’unification de code (SURFEX) que j’évoquerai dans un prochain chapitre. Surtout, Ecoclimap a été diffusé à différents laboratoires, de part sa simplicité d’utilisation et la large gamme d’échelles spatiales qu’Ecoclimap peut représenter. Il sert de référence dans le projet européen GMES sur l’étude des flux de carbone en Europe.

# Chapitre 3

## Modélisation de processus de surface

### Sommaire

---

<b>3.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>19</b>
<b>3.2</b>	<b>De l'impact des flux de surface sur la couche limite atmosphérique</b>	<b>20</b>
<b>3.3</b>	<b>Un exemple : impact de la forêt des Landes</b>	<b>21</b>
<b>3.4</b>	<b>Un processus de surface particulier : le gel</b>	<b>25</b>
<b>3.5</b>	<b>Vers une plateforme unifiée pour les échanges surface-atmosphère : SURFEX</b>	<b>26</b>

---

### 3.1 Introduction

Une modélisation atmosphérique ne se conçoit plus sans une modélisation, la plus exacte possible (en fonction des objectifs de recherche), de la surface sous-jacente. Mes travaux m'ont ainsi conduit à étudier comme un fil rouge les paramétrisations de surface. Je reviendrai plus tard dans ce mémoire sur la modélisation des surfaces urbaine. Je n'ai que -relativement- peu travaillé sur le développement de nouvelles paramétrisations des surfaces naturelles ou végétales (j'en présente néanmoins quelques uns dans ce chapitre). Mais j'ai tenté en permanence conservé une expertise sur la plupart des nouveaux processus physiques pris en compte dans les paramétrisations, ne serait-ce que vis à vis de l'influence des paramètres physiologiques des plantes sur ces processus (en lien avec Ecoclimap) et leur influence sur les échanges d'énergie (cf ci après) et les basses couches de l'atmosphère. Ceci me permet de voir (mais bien sûr de manière très limitée), l'intérêts de divers processus pour des questions de recherches futures : on peut citer par exemple la version multi-couche du sol du schéma de végétation (pour les prévision de brouillard, l'étude du permafrost ou les questions d'hydrologie), la photosynthèse et le cycle du Carbone des plantes (pour les questions relatives au changement climatique).

Plus que de garder simplement une vision générale de la surface, j'ai œuvré à ce qu'une communauté, d'abord au CNRM, travaille ensemble sur les schéma de surface, permettant de capitaliser et échanger les expertises de chacun sur ces divers processus de surface. Je ne l'ai pas fait via des réunions ou en coordonnant des groupes de travail. J'ai, pour ainsi dire, saisi une opportunité suite à une réunion au lancement des développement sur le modèle de prévision à forte résolution AROME : la décision de développer la physique de surface d'AROME à partir des schémas du modèle de recherche MesoNH. La décision

était la même pour la physique d'altitude, mais la question pouvait se poser puisque le schéma de végétation Isba (Noilhan et Planton 1989), sous deux versions complètement différentes (sans une ligne de code en commun), existaient dans l'univers opérationnel et dans MesoNH. Toutefois, ceci permettait de diffuser vers AROME d'autres développements de surface, comme le schéma de ville TEB. Créer un outil commun pour la modélisation de surface, appelé **SURFEX**, était ma manière à moi de créer une communauté soudée autour de ces thématiques.

Ainsi, j'ai voulu avoir pour la surface une vision plus large que juste une synergie AROME-MesoNH. J'ai, relativement arbitrairement, repensé à partir de zéro l'architecture du code de surface, afin qu'il soit (strictement) identique, utilisable et partageable par l'ensemble des modèles atmosphériques du CNRM et pour les études en mode forcé ("off-line"). Ceci soulevait plusieurs difficultés (couplage, format de fichiers, parallélisation, utilisation de plusieurs surfaces simultanément). J'ai d'abord réalisé cette externalisation dans MesoNH et AROME, mais en gardant à l'esprit de construire un outil le plus général et modulaire possible, SURFEX, afin qu'il soit ensuite interfaçable avec les modèles de climat et de prévision du temps ARPEGE-climat, ARPEGE et ALADIN. Après environ un an de travail, l'intégration en mode forcé, dans AROME et dans MesoNH a été menée à bien en 2007. De nouveaux développements scientifiques au sein de SURFEX sont menés, notamment en assimilation de données (non présente dans la version initiale de SURFEX), afin de le rendre utilisable pour la prévision du temps. L'intégration dans ARPEGE-climat, ARPEGE et ALADIN sera finie en 2009. Ceci a été possible grâce à l'effort -très important- de nombreuses personnes du CNRM, en particulier dans les groupes de prévision et de climat que je salue ici.

Je présenterai dans ce chapitre quelques exemples de travaux auxquels j'ai contribué sur les surfaces végétales et naturelles, avant de décrire brièvement SURFEX plus en détail dans la dernière partie.

## 3.2 De l'impact des flux de surface sur la couche limite atmosphérique

L'énergie en surface est reçue principalement par rayonnement, d'une part par rayonnement solaire ( $R_S^\downarrow$ ) et d'autre part par le rayonnement de l'atmosphère vers le bas dans l'infrarouge ( $R_L^\downarrow$ ). Cette énergie est répartie via plusieurs processus. Tout d'abord, une partie est perdue elle aussi par rayonnement. Une partie du rayonnement solaire incident est réfléchi, et ceci d'autant plus que la surface est claire (albédo fort). C'est le terme  $R_S^\uparrow$ . La surface émet elle aussi en infrarouge, en se comportant presque comme un corps noir (émissivité proche de 1). C'est le terme  $R_L^\uparrow$ . Le bilan des deux termes solaire est bien sûr un gain pour l'atmosphère, et le bilan des termes infrarouge est une perte. Si ces termes sont très importants dans l'évolution de la surface (en particulier de sa température), ce ne sont pas les termes couplant la surface et l'atmosphère. Le couplage se fait principalement via les échanges directs par turbulence avec l'air proche de la surface. Cette énergie sert soit à chauffer/refroidir les parcelles d'air au contact du sol (flux sensible,  $Q_H$ ), soit à évaporer l'eau dans le sol, ce qui se traduit par un transfert d'eau sous forme vapeur vers

l'atmosphère ( $Q_E$ , flux "latent"), elle aussi transportée plus haut vers l'atmosphère par les mouvements turbulents. Enfin, une partie de l'énergie est transmise vers le sol plus profond -le jour- ou revient de celui-ci -la nuit- ( $\Delta Q_s$ ).

Le bilan d'énergie de surface peut ainsi s'écrire :

$$R_S^\downarrow - R_S^\uparrow + R_L^\downarrow - R_L^\uparrow = Q_H + Q_E + \Delta Q_s$$

Les échanges turbulents en surface vont *rapidement* modifier les caractéristiques des basses couches de l'atmosphère : la Couche Limite Atmosphérique (CLA). "rapidement" ici signifie avec des constantes de temps de l'ordre de l'heure, en tout cas inférieures à la journée. La CLA présente ainsi un cycle diurne marqué (il fait plus froid la nuit que le jour !), alors que l'atmosphère au-dessus varie plus lentement dans le temps.

Je décrirai plus amplement la théorie de la CLA dans les chapitres suivants. Le présent chapitre a pour but d'être descriptif sur les échanges surface atmosphère et les phénomènes intervenant lors de ceux-ci.

### 3.3 Un exemple : impact de la forêt des Landes

L'impact météorologique d'un changement de type de surface est clair dès lors que les surfaces sont assez étendues (le terme "assez" restant assez dépendant du lieu et du phénomène étudiés). Ainsi, une brise de mer naît dès que les conditions sont favorables. Une brise similaire (mais concentrique) peut avoir lieu en présence d'un lac important (comme cela est souvent observé en Floride par exemple). Dans le même genre d'idée, des contrastes dans la CLA peuvent être simplement liés à des transitions végétales. Par exemple la campagne HAPEX-MOBILHY (André et al 1986) a étudié l'impact de la forêt des Landes sur la CLA. Le même site (la forêt des Landes et le Sud-Ouest) sera repris dans la campagne CARBO-EUROPE (Dolman et Noilhan 2006) pour l'étude sur les flux de carbone et du transport de celui-ci dans la CLA (Sarrat et al 2009).

Le contraste de comportement entre forêt et champs cultivés est bien décrit par l'évolution des flux turbulents observés (et bien simulés) pour chaque site (figure 3.1). Alors que le flux net radiatif en journée est similaire (un peu plus élevé en forêt car elle est plus sombre), l'évaporation est importante au dessus des champs (irrigués), alors que c'est le flux sensible de chaleur qui domine pour la forêt. En milieu de journée (figure 3.2), un modèle de 1km de résolution (MesoNH, Lafore et al 1998), permet de bien reproduire ces différences, mais aussi les effets d'Oasis des grandes clairières cultivées au milieu de la forêt (Bélair et al 1998). Du fait du flux de chaleur sensible plus fort, la couche limite est plus élevée (non montré) et plus turbulente au dessus de la forêt, comme l'attestent les mesures avion et la simulation (figure 3.3).

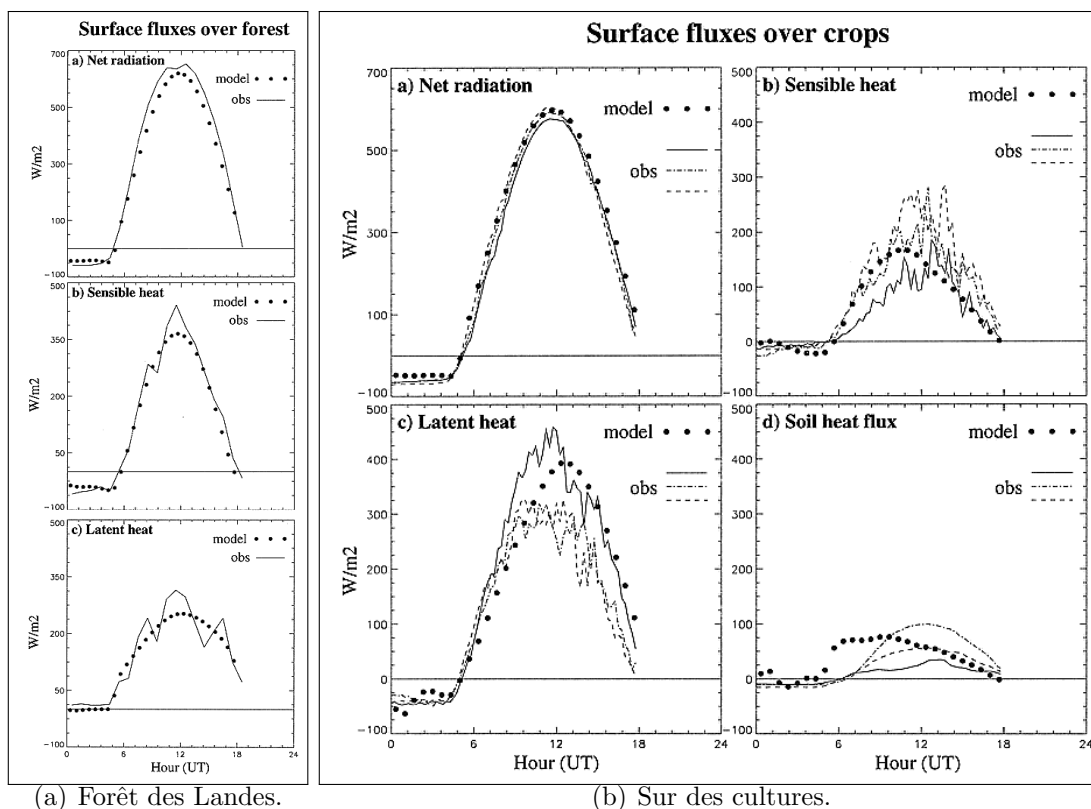


FIGURE 3.1 – Variabilité spatiale des flux d'énergie pour deux types de couvert (Bélaïr et al 1998) : Forêt des Landes (à gauche), cultures (à droite).

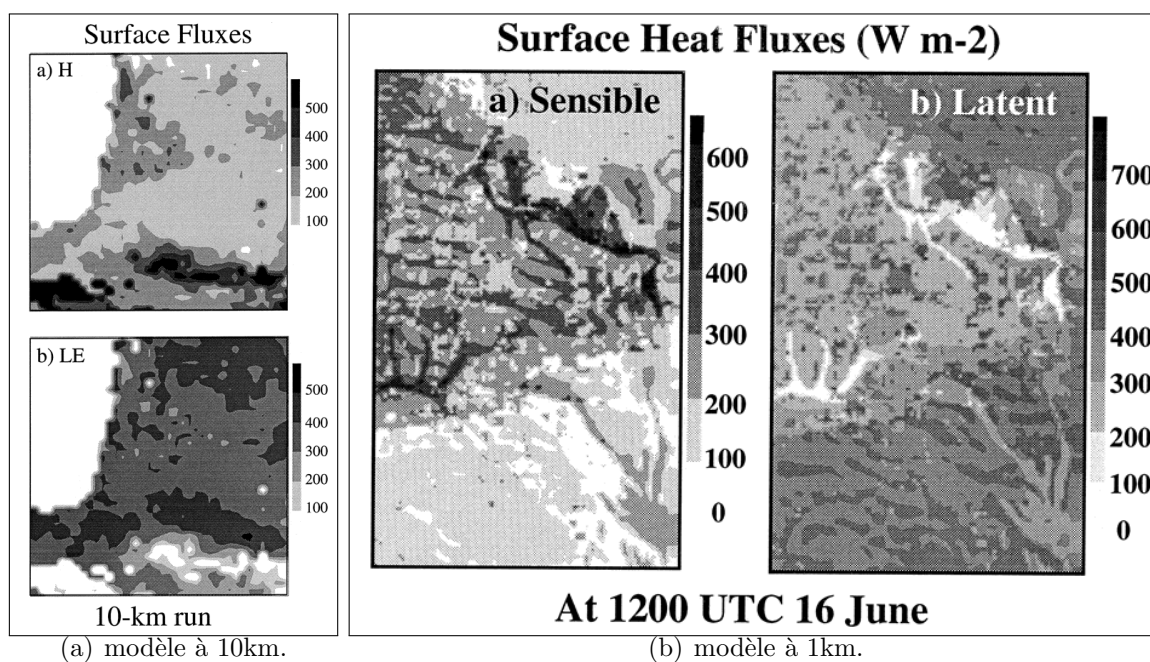


FIGURE 3.2 – Variabilité spatiale des flux d'énergie simulés par MESONH sur Hapex-Mobilhy (Bélaïr et al 1998).



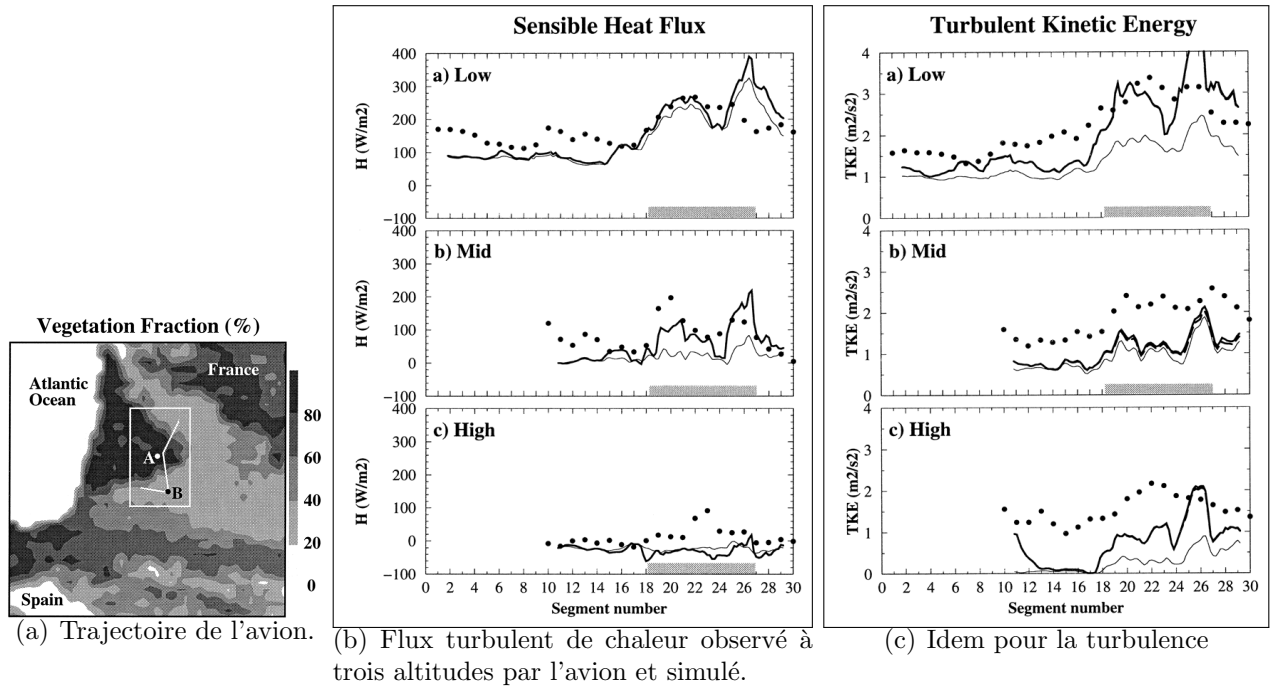


FIGURE 3.3 – Impact des flux de surface sur les paramètres turbulents (Bélaïr et al 1998).

La campagne CARBO-EUROPE a poursuivi 20 ans après HAPEX-MOBILHY les études de la couche limite sur le Sud-Ouest, en s'attachant toujours aux interactions entre surface et couche limite atmosphérique. Le point novateur était de quantifier les interactions en terme d'échanges de CO<sub>2</sub>, ainsi que les conséquences sur la concentration en CO<sub>2</sub>. Afin de simuler ces processus, le schéma de photosynthèse ISBA-AGS (Calvet et al 1998) a été utilisé au sein de SURFEX (cf plus bas) et le CO<sub>2</sub> ajouté dans Meso-NH. Le modèle reproduit fidèlement l'évolution de la concentration en CO<sub>2</sub> de la masse d'air dans la couche limite entre le matin (masse d'air océanique avec concentration constante) et l'après-midi, en aval de la forêt et des cultures, lorsque la concentration a baissé suite à l'assimilation de carbone par les plantes (figure 3.4). Ceci est possible grâce à la bonne représentation des flux de CO<sub>2</sub>, aussi bien de nuit (respiration) que de jour (photosynthèse) pour divers sites instrumentaux décrivant divers types de couverts (figure 3.5).

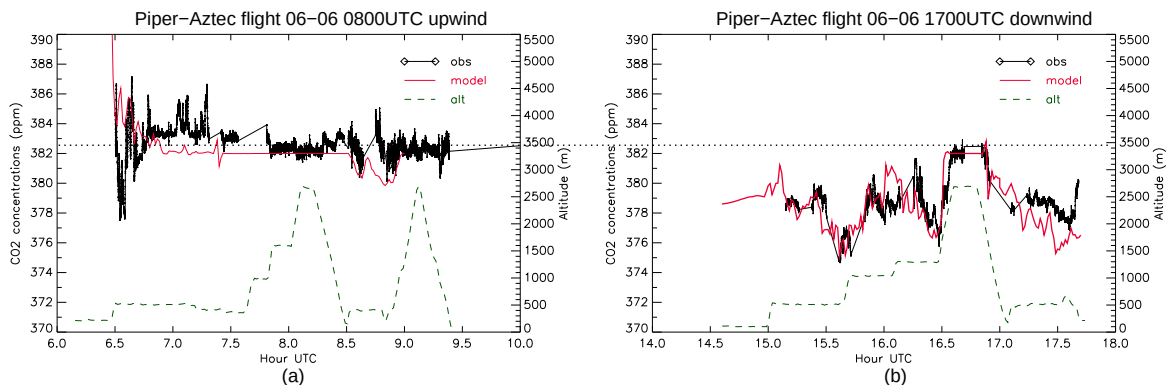


FIGURE 3.4 – Concentration de CO<sub>2</sub> mesurées par l'avion et simulées dans Meso-NH le 6 juin 2005 (Sarrat et al 2009).

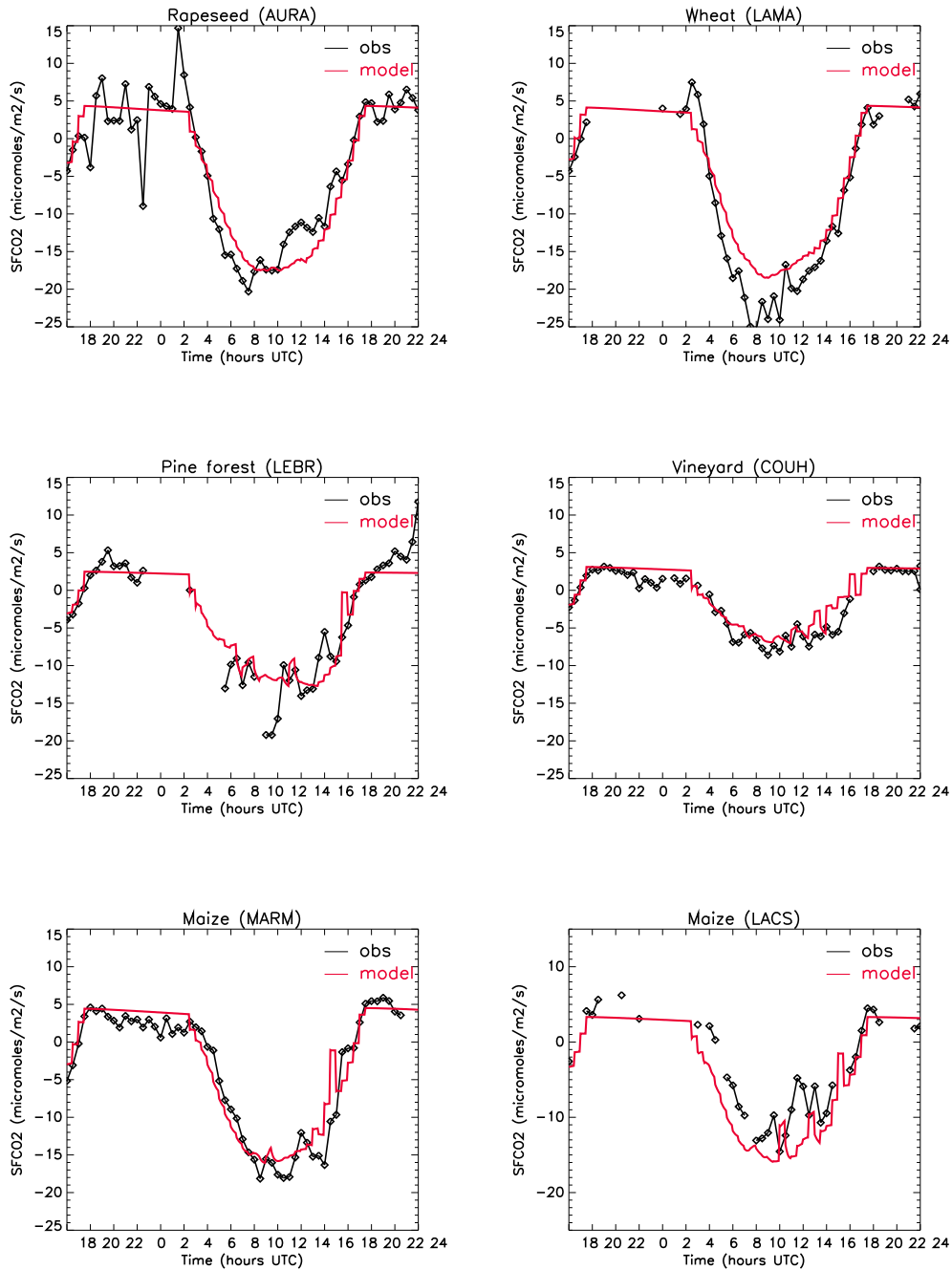
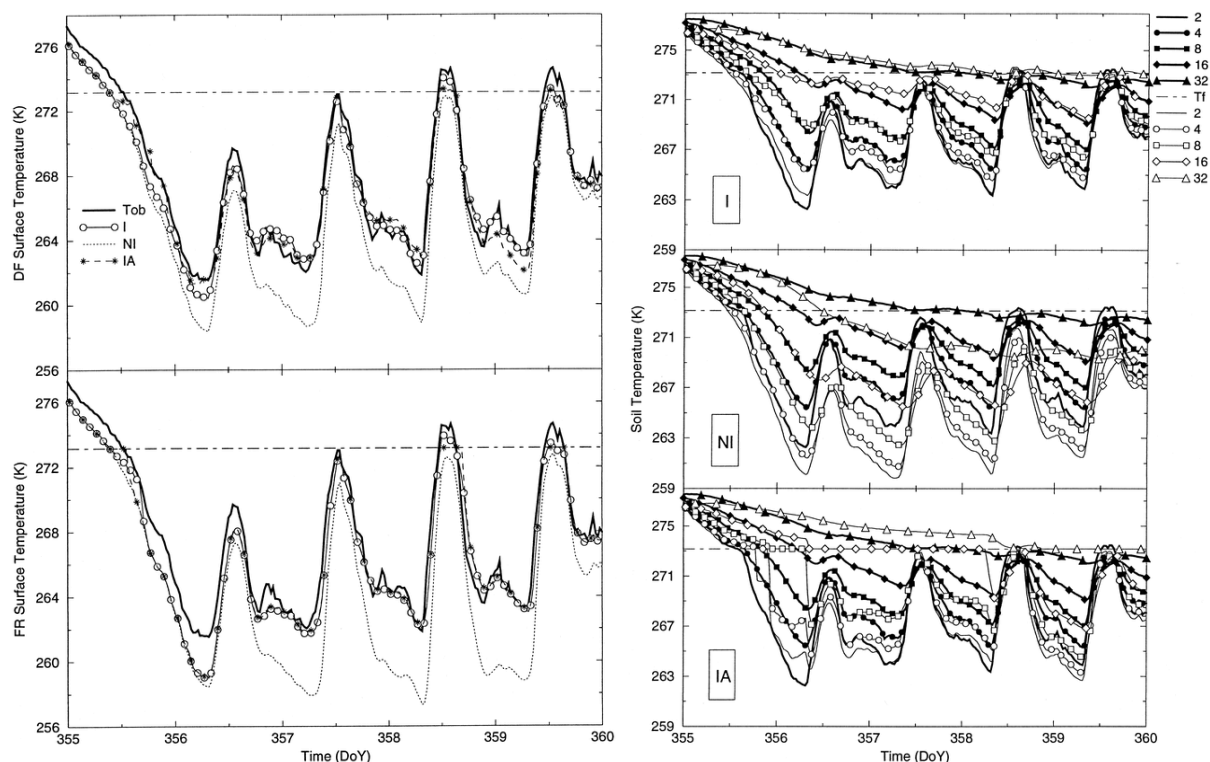


FIGURE 3.5 – Flux de CO<sub>2</sub> ( $\mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) dans Meso-NH en diverses stations pour la journée du 6 juin 2005 (Sarrat et al 2009).

Ces travaux, basés sur la simulation systémique des processus physiologiques des plantes, permettront par exemple l'estimation du bilan de carbone d'une région, maintenant ou dans l'avenir, alors que les conditions atmosphériques (climat, concentration moyenne en CO<sub>2</sub>) auront changé.

### 3.4 Un processus de surface particulier : le gel

De part son hétérogénéité intrinsèque et les divers forçages auxquelles elle est soumise, la surface peut mettre en œuvre des processus physiques et physiologiques très divers. Parmi ceux-ci, il m'a été donné de contribuer à l'étude du gel dans le sol. Lorsque, soumis à des refroidissements forts, le sol se refroidit en dessous de 0°C, l'eau dans celui-ci se met à geler. Ceci a plusieurs impacts induits : premièrement, en gelant, l'eau libère de l'énergie latente, ce qui limite le refroidissement du sol ; deuxièmement, l'eau gelée ne peut plus être captée par les plantes, et donc cela limite l'évaporation, jusqu'à ce que l'eau soit dégelée. Si le processus semble simple à décrire, sa prise en compte est complexe dans les modèles. L'eau ne gèle pas "en bloc", mais d'abord depuis la surface, ce qui met déjà en avant le lien avec la discrétisation verticale du modèle de surface. Ensuite, une partie de la perte d'énergie par la surface sert à geler l'eau, mais des transferts de chaleur depuis le sol plus profond sont aussi à prendre en compte, ainsi qu'un rôle atténuateur de la canopée végétale ou du manteau neigeux éventuel.



(a) ISBA diffusion (en haut) versus ISBA force-restore (en bas). (b) températures à différents niveaux dans le sol, ISBA diffusion.

FIGURE 3.6 – Evolution sur 5 jours de la température du sol en condition de gel fort. simulation I (ice) : prise en compte du gel graduée ; simulation NI (no ice) : pas de prise en compte du gel ; simulation IA (Ice All) : prise en compte de toute l'énergie disponible pour geler. (Boone et al 2000).

Le gel dans le sol a été introduit dans deux versions du schéma de sol-végétation ISBA par Boone et al (2000). Ces deux versions diffèrent par la discrétisation du sol : dans la première (la version "historique", encore la plus utilisée), une méthode "force-restore" à 2 couches est utilisée (avec un rappel en température entre ces couches). Dans la version

diffusion, le sol est finement discrétisé, et l'équation de conduction de la chaleur (ou de l'eau liquide) est résolue par une équation de diffusion. Quelle que soit la version utilisée, la non-prise en compte du gel dans le sol conduit à un refroidissement irréaliste de la température du sol en conditions froides, comme celles rencontrées sur les Grandes Plaines pour cette étude (figure 3.6(a)). Le fait de prendre en compte tout ou seulement partie de l'énergie pour geler l'eau est moins critique. La version "diffusion" permet d'obtenir un meilleur résultat que la version "force-restore", ainsi qu'un détail fin du profil de glace dans le sol, ce qui ouvre des perspectives scientifiques intéressantes pour par exemple l'étude du permafrost dans le cadre du changement climatique.

### **3.5 Vers une plateforme unifiée pour les échanges surface-atmosphère : SURFEX**

Afin que les diverses avancées scientifiques effectuées sur la surface soient échangées, mises en commun et finalement utilisées par les équipes scientifiques travaillant sur le sujet, j'ai travaillé activement à et coordonné l'élaboration d'une plateforme commune contenant divers modèles de surface. Il s'agit de mettre en commun les développements entrepris plus ou moins indépendamment dans plusieurs thématiques. Comme décrit sur la figure 3.7, suivant son domaine de recherche ou d'application, on aura affaire à des processus spécifiques de surface ou des échanges (de matière, d'énergie, ...) avec celle-ci. Tous n'ont bien sûr pas les mêmes besoins, mais souvent ceux-ci se recoupent partiellement. L'ambition de SURFEX était ainsi non seulement une ambition technique, mais surtout scientifique.

D'un point de vue technique, il fallait réussir à "externaliser" le code, c'est-à-dire réussir à le coupler et le faire fonctionner pour divers modèles ou applications. La méthodologie de couplage proposée par Best et al (2004) identifie bien les variables à échanger entre atmosphère et surface à chaque pas de temps, ainsi que les méthodes numériques associées à ce couplage (explicite/implicite). Ceci a permis la définition d'une interface commune d'échange, étendue par rapport à celle de Best (2004) pour prendre en compte -de manière générique- par exemple les échanges de CO<sub>2</sub>, d'émissions/dépôt d'espèces chimiques ou de poussières désertiques. Toutefois, l'ensemble des filières de définition des champs physiographiques et des champs initiaux, ainsi que les diagnostiques, ont du être construits, et ceci indépendamment des modèles atmosphériques pour lesquels SURFEX sera utilisé.

Le point techniquement le plus délicat a en fait été le traitement des formats de fichiers et du découpage, le cas échéant sur les processeurs. Chaque modèle atmosphérique utilise son format préféré de fichiers, et sa technique de parallélisation. De façon à ce que SURFEX soit utilisable par le plus grand nombre, au moins au CNRM et dans le consortium ALADIN, SURFEX devait supporter l'ensemble des types de fichiers. Le problème de la parallélisation a été abordé en incluant le découpage au niveau de chaque lecture/écriture de champ dans un fichier. Ainsi, SURFEX ne traite que la partie "physique" de la surface (les paramétrisations), tout ce qui concerne les entrées/sorties restant spécifique à chaque modèle atmosphérique auquel SURFEX est couplé. De cette façon, le code a pu être partagé, au prix certes de beaucoup d'efforts de la part de tous dans cette phase initiale, mais les mêmes paramétrisations physiques (à la ligne de code près) sont maintenant utilisables depuis le modèle de climat ARPEGE-Climat, les divers modèles de prévision du temps, le

modèle de recherche MésoNH, jusqu'aux applications "off-line" déconnectées des modèles atmosphériques.

**Quelques thèmes scientifiques de surface en fonction du domaine scientifique**

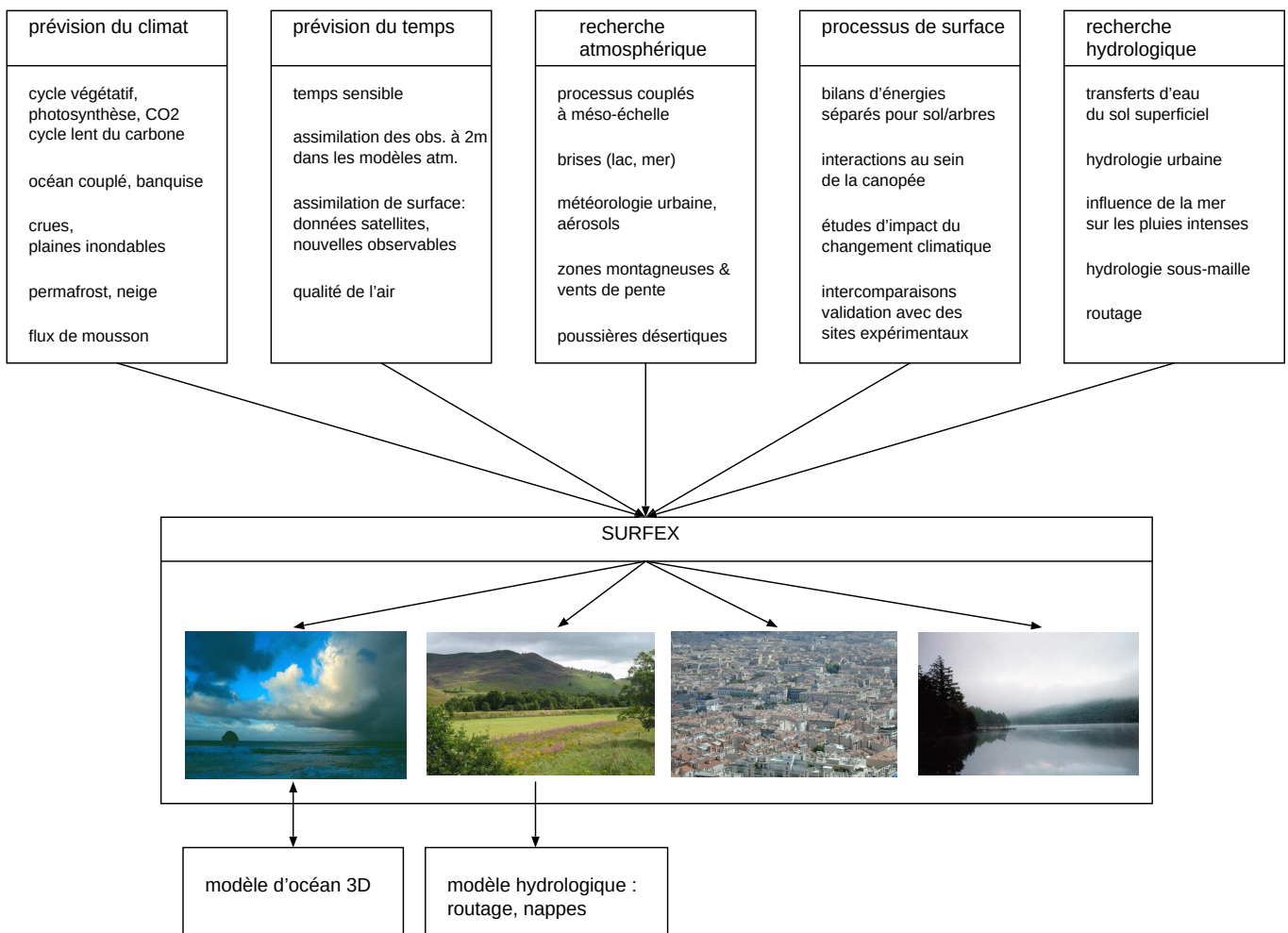


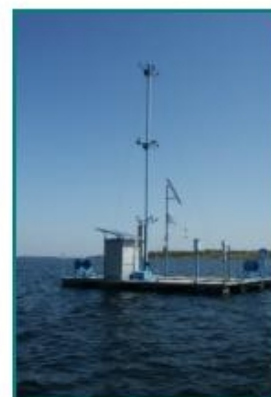
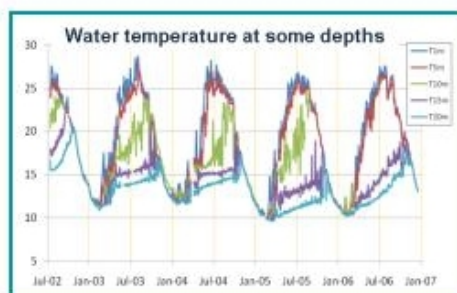
FIGURE 3.7 – Principe de SURFEX.

D'un point de vue scientifique, l'enjeu est de permettre à chacun de "retrouver ses petits", ou en langage scientifique, de pouvoir paramétrer au sein de SURFEX les processus clés pour répondre à sa question scientifique. Or, comme schématisé sur la figure 3.7, selon son domaine de recherche en général et sa question scientifique en particulier, les attentes en terme de processus sont très variées. Par exemple, pour les études de climat, on doit maintenant s'intéresser au cycle du carbone, voire à la simulation du cycle de vie de la

végétation en fonction des conditions climatiques, ou encore au retrait du permafrost dans les régions septentrionales. Toutefois, une étape importante demeure, à savoir le couplage avec un océan 3D. Des réflexions sont en cours pour effectuer ce couplage entre océan 3D et SURFEX. En prévision du temps, une prise en compte (i.e. assimilation) des observations (classiques ou à partir de satellites) est développée par J.-F. Mahfouf. En plus des quantités physiques (moment, énergie, eau), pour certaines applications comme la qualité de l'air, des échanges d'espèces chimiques (gaz, aérosols) sont nécessaires. Ainsi émissions (soit à partir de cadastres pour les émissions anthropiques, soit à partir de paramétrisations pour les émissions biogéniques) et dépôt sec sont intégrés dans SURFEX. En hydrologie, SURFEX permet le traitement physique de l'hydrologie de surface (dans les premiers mètres de sol), l'écoulement plus en profondeur étant réalisé par des modèles hydrologiques distribués (comme TOPMODEL (couplage réalisé par K. Chancilbault au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées). Notons aussi la relative simplicité de SURFEX pour intégrer (et ceci d'un coup pour l'ensemble des applications visées) de nouvelles paramétrisations, comme par exemple le modèle de lac FLake, permettant de simuler explicitement l'évolution du profil de température dans un lac (R. Salgado figure 3.8). FLake sera ainsi d'abord utilisé pour étudier l'influence à mésoéchelle d'un lac au Portugal (R. Salgado) et en Hongrie, mais permettra aussi d'améliorer les prévisions dans les régions nordiques couvertes de lacs.

La mise en commun d'expertise et d'utilisation des diverses paramétrisations de surface au sein de SURFEX permettra, je l'espère, une meilleure synergie entre les chercheurs sur les questions transversales de recherche ayant un lien avec la surface, et de fait des avancées plus efficaces sur la paramétrisation des processus physiques et physiologiques y ayant lieu.

Experimental system: instrumentation of Alqueva lake



Off-line validation of the model



FIGURE 3.8 – Validation du schéma de lac FLake dans SURFEX (travaux R. Salgado et P. Lemoigne).

## Troisième partie

### La turbulence dans la couche limite

# Chapitre 4

## La couche limite nuageuse

### Sommaire

---

<b>4.1 Motivations</b> . . . . .	<b>30</b>
<b>4.2 La couche limite convective</b> . . . . .	<b>31</b>
4.2.1 Phénoménologie . . . . .	31
4.2.2 Méthodologie d'étude : de la LES vers le 1D . . . . .	31
4.2.3 Le rôle des intrusions sèches . . . . .	32
4.2.4 Modélisation du transport par les thermiques . . . . .	34
<b>4.3 Les nuages de couche limite</b> . . . . .	<b>35</b>
4.3.1 Des thermiques secs dans la couche limite aux cumulus . . . . .	35
4.3.2 Stratocumulus : phénoménologie et modélisation . . . . .	39

---

### 4.1 Motivations

Au dessus de la surface, se trouve ce que l'on appelle la couche limite atmosphérique. J'ai toujours été intéressé par son étude, peut-être parce que, contrairement aux écoulements plus en altitude qui sont par exemple bien trop abstraits pour moi, je peux me rendre compte réellement et directement des phénomènes qui s'y produisent. Je peux donner deux exemples concrets : les tourbillons turbulents qui faisaient tourbillonner les feuilles dans la cours de mon collège étant petit, et lors de mon apprentissage de pilote privé, les tourbillons qui secouent l'avion, les cisaillements près du sol et ... la zone calme au dessus quand l'on se trouve au dessus de la couche limite. D'ailleurs (est-ce en relation avec ma thèse sur les ondes et turbulence en aval du relief), j'ai une fois volé au dessus en conditions de vent de sud, et ai mesuré avant les ascendances à  $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$  en conservant le régime de l'avion et étudiant le vario. Puis, après le col du Tourmalet j'ai été pris dans un rotor en dessous d'une onde piégée, et ai pu me rendre compte ce qui signifiaient ces chiffres que je simulais avec MesoNH sur la POI3 de PYREX. Plein gaz en aval vers Lourdes, en tentant de tenir l'assiette, et c'est passé...

J'ai modélisé et étudié l'hétérogénéité de la couche limite à différentes échelles. Soit à l'échelle de la structure moyenne de celle-ci, lorsque des variations de surface influencent fortement l'écoulement au dessus (comme les couches limites urbaines), soit à l'échelle des hétérogénéités turbulentes au sein de celle-ci, donnant parfois naissance à des nuages de



couche limite. Je vais présenter dans ce chapitre et le suivant les travaux que j'ai réalisés, encadré ou auxquels j'ai simplement participé sur la paramétrisation de la turbulence.

## 4.2 La couche limite convective

### 4.2.1 Phénoménologie

Un des régimes les mieux connus de la CLA correspond à la phase diurne par temps non perturbé. Le bilan d'énergie en surface est alors positif pendant la journée, et cette énergie est restituée à l'atmosphère ( $Q_H$ , mais variable dans le temps et dans l'espace). Il en résulte une phénoménologie très particulière que l'on va maintenant décrire.

La structure type d'une couche convective (développée, i.e. en milieu de journée) est alors la suivante à un instant donné (depuis le sol) :

- une couche limite de surface (CLS) fortement instable
- une couche mélangée, très turbulente
- une zone dite d'entraînement
- une inversion brusque de quelques degrés
- l'atmosphère libre stable au dessus

La hauteur de la CLA est dans ces conditions clairement définie, et facile à identifier expérimentalement. Elle coïncide avec le niveau de variation brusque de la température potentielle (virtuelle)  $\overline{\theta_v}$ , ou "**inversion sommitale**".

On l'appelle  $h$  ou  $z_i$ . Cette hauteur est déterminée à un instant donné par le profil initial de  $\overline{\theta_v}$  en début de journée, et par l'historique des flux de chaleur et d'humidité (déterminant le flux de flottabilité  $\overline{w'\theta'_v}$ ) depuis le début de la journée (règle de la conservation de la chaleur). Le cas échéant, il peut aussi y avoir un effet dû à l'advection moyenne. Plus le flux de flottabilité (i.e. principalement de chaleur)  $\overline{w'\theta'_v}$  a été grand, plus  $h$  est élevée. Comme  $\overline{w'\theta'_v}$  dépend de la saison (via le bilan dénergie de surface), du passage éventuel de nuages, et des caractéristiques de la surface (végétation, humidité du sol...), il ne peut y avoir de règle générale pour  $h(t)$ . On peut toutefois citer des ordres de grandeur typiques dans nos régions : de 600 à 1500m. Dans les zones plus arides ou en cours de sécheresse, elle peut atteindre 2 à 3 km, voire plus au dessus des déserts.

### 4.2.2 Méthodologie d'étude : de la LES vers le 1D

L'objectif poursuivi dans toutes ces études sur la couche limite atmosphérique est de parvenir à des paramétrisations de plus en plus précises des phénomènes sous-maille de couche limite. La méthodologie, résumée sur la figure 4.1 est classique. C'est celle utilisée par exemple par le GCSS (GEWEX CLOUD SYSTEM STUDY group). A partir d'observations (typiquement des campagnes de mesures dédiées), les phénomènes clés sont modélisés à très forte résolution (Large Eddy Simulations, LES,  $\Delta x \sim 50m$ ), de façon à servir (i) à la compréhension physique des processus (ii) à la comparaison et validation des paramétrisations sous-maille pour les modèles à plus grande échelle.

Pour appliquer cette méthodologie, j’ai effectué un travail technique important de mise en place de diagnostics appropriés aux études LES dans MesoNH comme les statistiques des variables turbulentes des tourbillons résolus par le modèle ou sous-maille. Ces diagnostics qui devaient être non seulement compatibles avec des contraintes techniques du modèle (la parallélisation, le gridnesting, les fichiers et le logiciel de tracé), mais aussi suffisamment intuitive (du point de vue du codage) de façon à ce que d’autres chercheurs après moi puissent ajouter d’autres diagnostics propres à leur objet d’étude (comme la description fine des distributions de température ou humidité dans la couche limite, ou des paramètres intégrés liés aux interactions nuage-rayonnement).

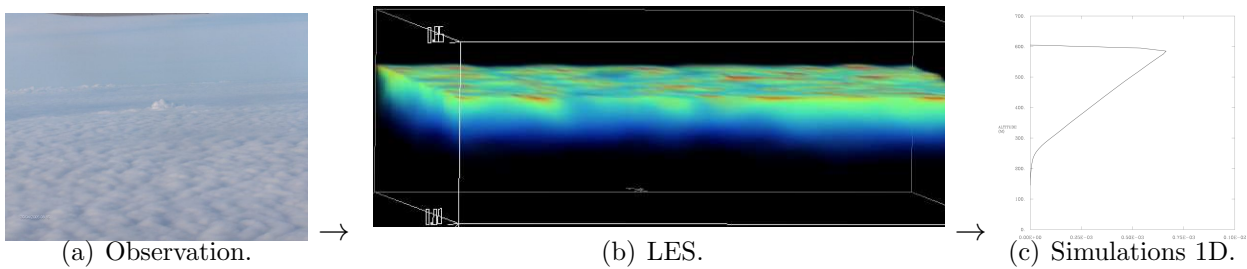


FIGURE 4.1 – Méthodologie générale des LES.

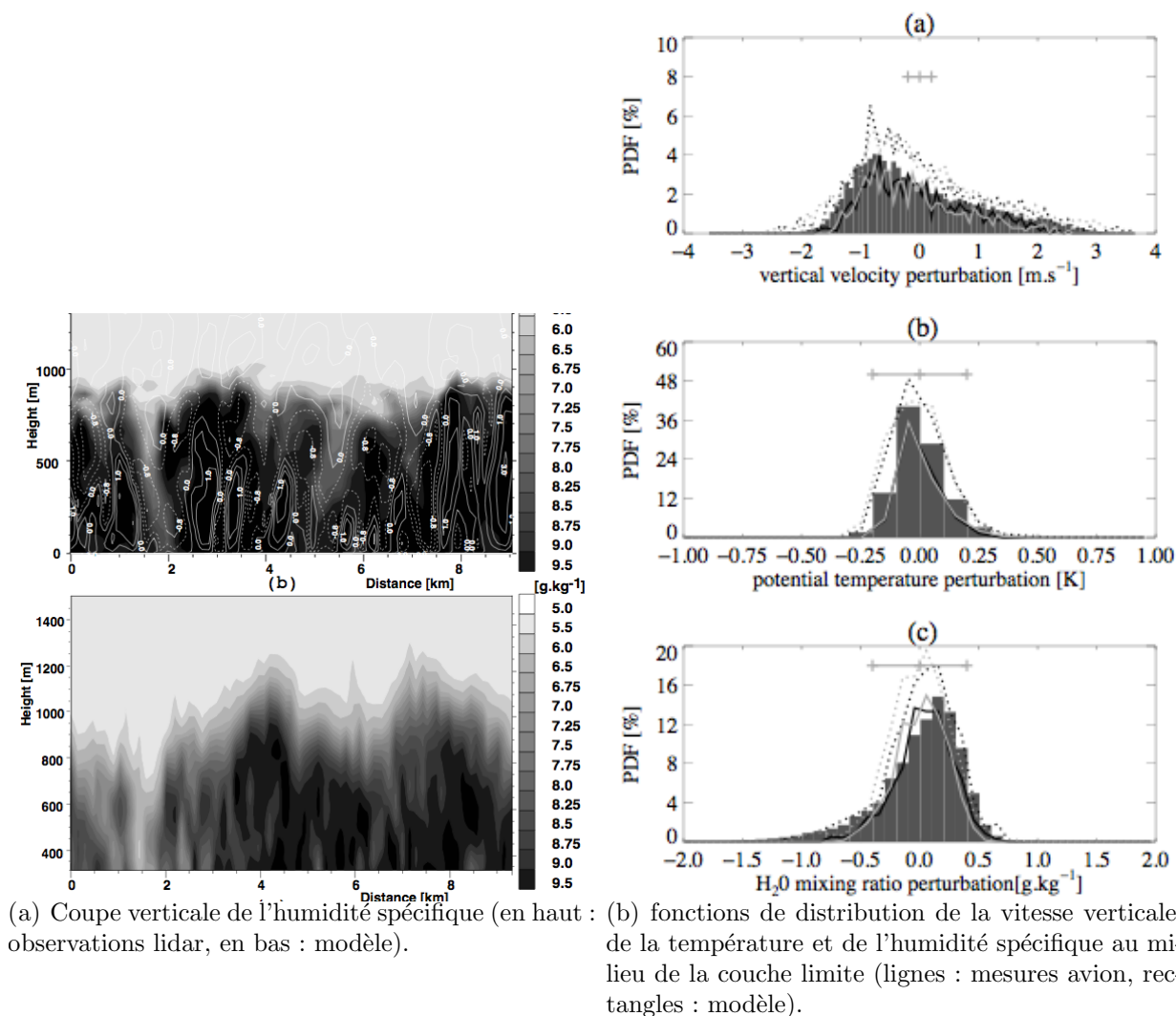
### 4.2.3 Le rôle des intrusions sèches

Couvreux et al (2005) analyse comment les intrusions d’air sec de l’atmosphère libre dans la couche limite influencent le mélange de vapeur d’eau dans la couche limite convective, que celle-ci soit en cours de croissance (le matin) ou établie. Cette étude reflète la complémentarité des approches observations et simulations LES pour approfondir la compréhension d’un phénomène particulier. Je présente cette étude, bien que j’y ai peu contribué, car elle permet de décrire les types d’étude phénoménologique que l’on peut réaliser en étudiant une LES et en la comparant directement à des observations.

La campagne de mesures IHOP 2002 sur les grandes plaines américaines (Weckwerth 2004) était dédié à la compréhension de la variabilité spatio-temporelle du champ de vapeur d’eau dans la couche limite, et de son impact sur l’initiation de la convection. Divers instruments ont été déployés, dont des avions et des moyens de mesures par télédétection (comme un lidar aéroporté, figure 4.2(a)). Couvreux et al (2005) a réalisé une simulation LES à partir des données des sondages du 14 juin 2002. Cette simulation a été validée à partir des autres observations disponibles. Le champ de vapeur d’eau simulé permet de reproduire la structure qualitative observée par le lidar (figure 4.2(a)), ainsi que les distributions quantitatives des fluctuations des paramètres thermodynamiques dans la couche limite, tels que mesurés par les avions (figure 4.2(b)).

Les intrusions d’air sec gouvernent les échelles caractéristiques du champ de vapeur d’eau dans la couche limite convective. Ces échelles sont plus grandes que celles liées à la température ou la vitesse verticale (qui sont elles pilotées par les thermiques issus du chauffage au sol). Ces intrusions impliquent une distribution décentrée avec une asymétrie négative pour la vapeur d’eau. Couvreux et al (2007) par une analyse conditionnelle de

ces intrusions sèches montre leur importance dans les variances et flux de vapeur d'eau. La croissance rapide de la couche limite en matinée explique pourquoi l'assymétrie de la distribution de vapeur y est plus prononcée. Le mélange turbulent ne permet pas une complète homogénéisation de la couche convective pendant cette période. L'analyse des budgets d'asymétrie de vapeur d'eau montre le rôle important du transport turbulent, qui redistribue la skewness produite au sommet et à la base de la couche limite au sein de celle-ci. Les intrusions sèches contribuent de manière significative à ce transport turbulent.



(a) Coupe verticale de l'humidité spécifique (en haut : observations lidar, en bas : modèle). (b) fonctions de distribution de la vitesse verticale, de la température et de l'humidité spécifique au milieu de la couche limite (lignes : mesures avion, rectangles : modèle).

FIGURE 4.2 – Caractérisation des intrusions sèches depuis la zone d'entraînement vers la couche limite atmosphérique (Couvreur et al 2005).

## 4.2.4 Modélisation du transport par les thermiques

Les mouvements verticaux organisés, que ce soient les thermiques (issus du sol) ou les intrusions sèches, sont des éléments turbulents cruciaux pour le mélange dans les couches limites convectives. Pour ce qui est de leur rôle sur la croissance de la couche limite et des échanges de chaleur sensible, les thermiques issus du sol sont primordiaux.

La figure 4.3 présente les termes de création/destruction de variance et flux de chaleur dans une couche limite convective (les grandeurs sont normalisées par la normalisation convective). Les résultats de la LES, à droite, montrent un rôle prépondérant du transport pour la production de ces deux quantités dans la moitié haute de la couche limite convective. Ce transport est si efficace qu'il permet à cette zone d'être légèrement stable : c'est la zone à contre-gradient. Ceci se traduit par une production dynamique négative.

Dans les modèles colonnes, lorsque l'on utilise une paramétrisation classique de turbulence, en K-gradient ( $\overline{w'\theta'} = -K\frac{\partial\theta}{\partial z}$ ), ces termes de transports ne sont pas représentés. Ceci conduit à une mauvaise reproduction des termes créateur/destructeur de flux (bien que le flux lui-même soit à peu près correct, linéaire dans la couche limite) et de variance (figure de gauche). La couche est instable jusqu'à l'inversion, comme le montre la production dynamique positive (alors seul terme de création de flux). Tomas et Masson (2006) ont montré qu'il est possible de modéliser simplement les termes d'ordre 3 ( $\overline{w'^2\theta'}$  et  $\overline{w'\theta'^2}$ ) dans un schéma en énergie cinétique turbulente à l'ordre 1.5 (i.e. sans équation pronostique supplémentaire pour les flux et variances). Alors, (figure 4.3, au centre), les termes de transports liés aux thermiques sont bien reproduits par le modèle 1D.

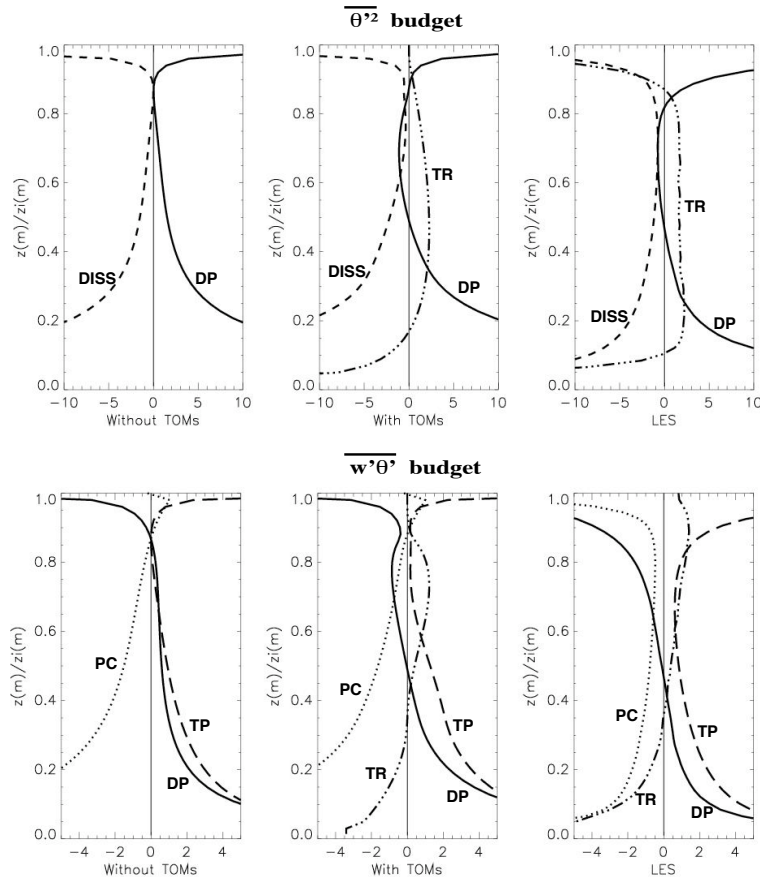


FIGURE 4.3 – Effet de la paramétrisation des moments d'ordre 3 dans le budget des termes de destruction/production de variance de température (Tomas et Masson 2006).

## 4.3 Les nuages de couche limite

### 4.3.1 Des thermiques secs dans la couche limite aux cumulus

Les cumulus sont des nuages très connus en forme de chou fleur. Leur base se situe vers le sommet de la couche limite, et ils sont reliés aux phénomènes ayant lieu dans celle-ci. Tant que le cumulus reste d'étendue verticale raisonnable ('cumulus peu profond', typiquement inférieure à 4km), le cycle de vie de celui-ci sera contrôlé par l'évolution de la couche limite sous-jacente (bien que celle-ci puisse ne pas être le seul facteur de contrôle, l'air froid disponible en altitude, par exemple dans les traînes, étant aussi un facteur important). Une fois le nuage plus développé, lorsque les phénomènes pluvieux apparaissent et s'intensifient, la dynamique interne du nuage prend le dessus : un nuage d'orage, ou cumulonimbus, dicte sa loi à la couche limite (par exemple par l'apparition de poches d'air froid et courants de densité), et non l'inverse. Mais revenons au cumulus peu profond.

Lorsqu'un thermique de couche limite percute l'inversion au sommet de la couche limite, l'air (plus humide) au sein de celui-ci peut condenser (car lors de l'ascension la pression, donc la température, diminuent, alors même que l'air au sein du thermique conserve la même température potentielle). Lors de la condensation, de la chaleur latente est libérée (transformation d'eau vapeur en eau liquide), et cette chaleur réchauffe l'air du thermique, qui se retrouve alors plus léger que son environnement et continue son ascension, tout en échangeant de l'air avec son environnement (sec). Les cumulus peu profonds ont été par le passé paramétrés souvent indépendamment des processus de couche limite, en se fiant à la détermination de l'altitude du niveau de condensation et d'une "fermeture" liée à des facteurs contrôlant l'intensité de la convection (comme la CAPE, utilisée couramment en convection profonde). Une nouvelle école de pensée (Siebesma et al 2000, Hourdin et al 2002) a commencé à paramétrer les thermiques de couche limite à la manière des paramétrisations des cumulus : en flux de masse. L'idée est de se représenter un thermique idéalisé, qui transporte, sur une partie supposée faible de la maille du modèle, un flux de masse  $M$  d'air de caractéristiques thermodynamiques  $\theta_u$  et  $r_{t_u}$  (l'indice  $u$  étant pour "updraft", thermique en anglais). La température potentielle moyenne  $\bar{\theta}$  (ou l'eau totale moyenne  $\bar{r}_t$ ) dans la maille du modèle atmosphérique va alors évoluer selon la variation verticale de ce transport :

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} M(\bar{\theta} - \theta_u) + \dots \\ \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} M(\bar{r}_t - r_{t_u}) + \dots\end{aligned}$$

Rien n'empêche alors, lorsque les conditions sont favorables, de poursuivre l'extension verticale de ce thermique une fois qu'il a condensé en cumulus, comme dans Soares et al (2004)(figure 4.4). L'avantage de cette approche est d'assurer formellement la continuité physique entre thermique sec et cumulus, ce qui permet en particulier un traitement propre des périodes de transitions.

Notre ambition a été, tout en utilisant cette approche physique, d'améliorer certains aspects. Dans Soares et al (2004) (et dans d'autres), le défaut qui nous semblait majeur était la non prise en compte de la variabilité des échanges (entraînement/déentraînement) entre le

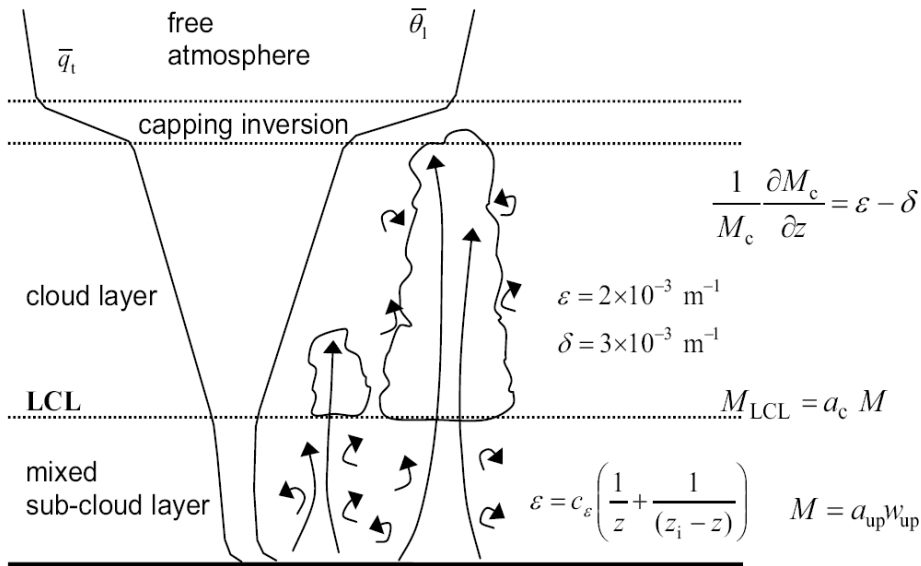


Figure 1. Schematic view of a shallow cumulus convective boundary layer and mass-flux formulation of the EDMF scheme.

FIGURE 4.4 – Schématisation des transports par les thermiques dans la couche limite et les cumulus (Soares et al 2004).

thermique (ou cumulus) et son environnement en fonction des conditions de couche limite. Par exemple, l'entraînement/déentraînement ne dépendait que de la hauteur de la couche limite et non de son degré d'instabilité (plus une couche limite est instable, plus le thermique doit être efficace), et ils étaient constants dans le nuage.

Ainsi, le cahier des charges pour notre paramétrisation était le suivant :

- Le mélange dans la couche limite doit tenir compte, physiquement, des caractéristiques de celles-ci et de son environnement. Il en est de même pour le nuage.
- Le cumulus doit être uniquement défini par le thermique sous-jacent, sans hypothèse spécifique au niveau de condensation (autre que le changement d'entraînement/déentraînement).
- Elle doit produire des caractéristiques nuageuses (fraction, quantité d'eau) correctes.
- Elle doit, en plus des variables thermodynamiques, mélanger verticalement le vent.
- La paramétrisation ayant vocation à être utilisée dans des modèles opérationnels, elle doit être peu sensible même pour des résolutions verticales faibles et fonctionner pour des grands pas de temps (30min).

La principale innovation de notre paramétrisation (Pergaud et al 2009) a ainsi été de définir des entraînement/déentraînement adaptatifs, qui s'adaptent d'eux-même aux conditions ambiantes de stabilité. Dans le nuage, la formulation de Kain-Frisch (1993), développée pour les cumulus en utilisant un tri par flottabilité, a été utilisée. Dans la zone sèche sous-nuageuse, ou en l'absence de cumulus, les paramétrisations précédentes dépendaient uniquement de la géométrie de la couche limite (en fonction de la distance au sol ou à l'inversion). Ici, par analyse dimensionnelle, nous avons relié les taux d'entraînement et déentraînement aux caractéristiques physiques du thermique : la vitesse verticale  $w_u$  (déterminée par une

équation propre indépendante du flux de masse) et sa flottabilité  $B_u$  (dépendante de l'écart entre la température dans et hors du thermique,  $B_u = \frac{g}{\theta}(\theta_u - \bar{\theta})$ ).

$$\epsilon \propto \frac{B_u}{w_u^2}$$

$$\delta \propto -\frac{B_u}{w_u^2}$$

Plus le thermique est flottable, plus il va entraîner d'air (ce qui se passe près du sol), mais ceci va être limité par la vitesse de celui-ci (plus l'ascension est forte, plus il est découplé de la couche limite environnante). Au niveau de l'inversion, la flottabilité devient négative et le déentraînement sera important, d'autant plus que le thermique aura été freiné. Plus l'inversion est forte, plus le déentraînement sera fort et moins il sera probable que le thermique donne naissance à un cumulus. De plus, la fraction du cœur du thermique est déduite du flux de masse et de la vitesse verticale ( $M_u = \rho a_u w_u$ ), et sert à déterminer la fraction nuageuse. Celle-ci est transmise au schéma micro-physique, afin de produire éventuellement de la pluie (faible) au sein du cumulus peu profond.

Cette paramétrisation a été testée sur 6 cas variés de couche limite, nuageuse ou non, bien connus dans la littérature (car ayant servis de base à des exercices d'intercomparaisons) et simulés en LES avec Meso-NH :

- IHOP (Weckwerth et al 2004, Couvreur et al 2005) : cas de couche limite sèche. La paramétrisation reproduit bien la croissance de la couche limite et la zone à contre-gradient (grâce au mélange en flux de masse par les thermiques).
- Wangara (Clarke et al 1971) : autre cas sec, dans le désert australien
- BOMEX (Holland and Rasmusson 1973) : cumulus stationnaire d'alizés. La paramétrisation simule correctement ce cas stationnaire sur océan
- ARM (Brown et al 2002, Lenderink et al 2004). L'évolution des caractéristiques moyennes sur la maille (figure 4.5) ainsi que celles du nuage (apparition, disparition, base, sommet, quantité d'eau, figure 4.6) sont bien simulées pour ce cas de cumulus continental.
- FIRE (Duynkerke et al 2004) : cas de stratocumulus marin. La but était ici plus de montrer que le schéma était vraiment adaptatif et produisait un flux de masse faible. C'est le cas, le stratocumulus n'est pas détruit (alors qu'il l'est avec les taux d'entraînement/déentraînement de Soares 2004), il est même légèrement amélioré.
- RICO : cas récent de cumulus d'alizés peu profond mais toutefois faiblement précipitant. La paramétrisation, couplée au schéma microphysique, permet de simuler ces pluies faibles.

L'utilisation de cette paramétrisation dans le prototype du modèle AROME à 2km5 de résolution a permis une amélioration objective des faibles pluies (plus fréquentes), une couverture nuageuse plus homogène, ainsi que la disparition de rouleaux de couche limite (souvent mis en évidence par des rues de nuages) irréalistes à l'échelle du modèle : le mélange propre aux thermiques secs n'était pas réalisé correctement par le schéma de turbulence seul, et ce sont des mouvements explicites par l'advection même du modèle qui prenait le relais. Cette paramétrisation est maintenant incluse dans la première version du nouveau modèle opérationnel AROME.

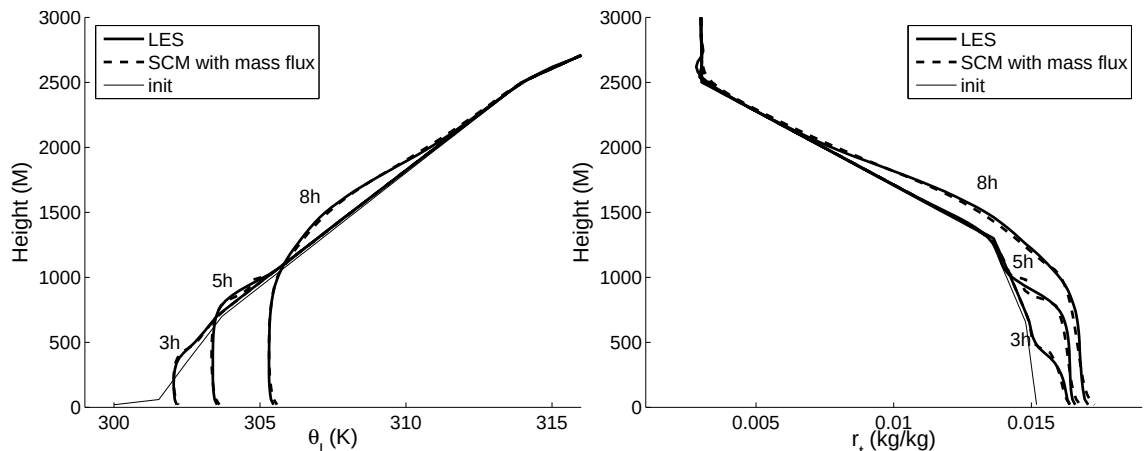


FIGURE 4.5 – Profils thermodynamiques ( $\theta_l$  à gauche,  $r_t$  à droite) simulés par le nouveau schéma de thermiques/cumulus pour le cas ARM de cumulus continentaux (Pergaud et al 2009).

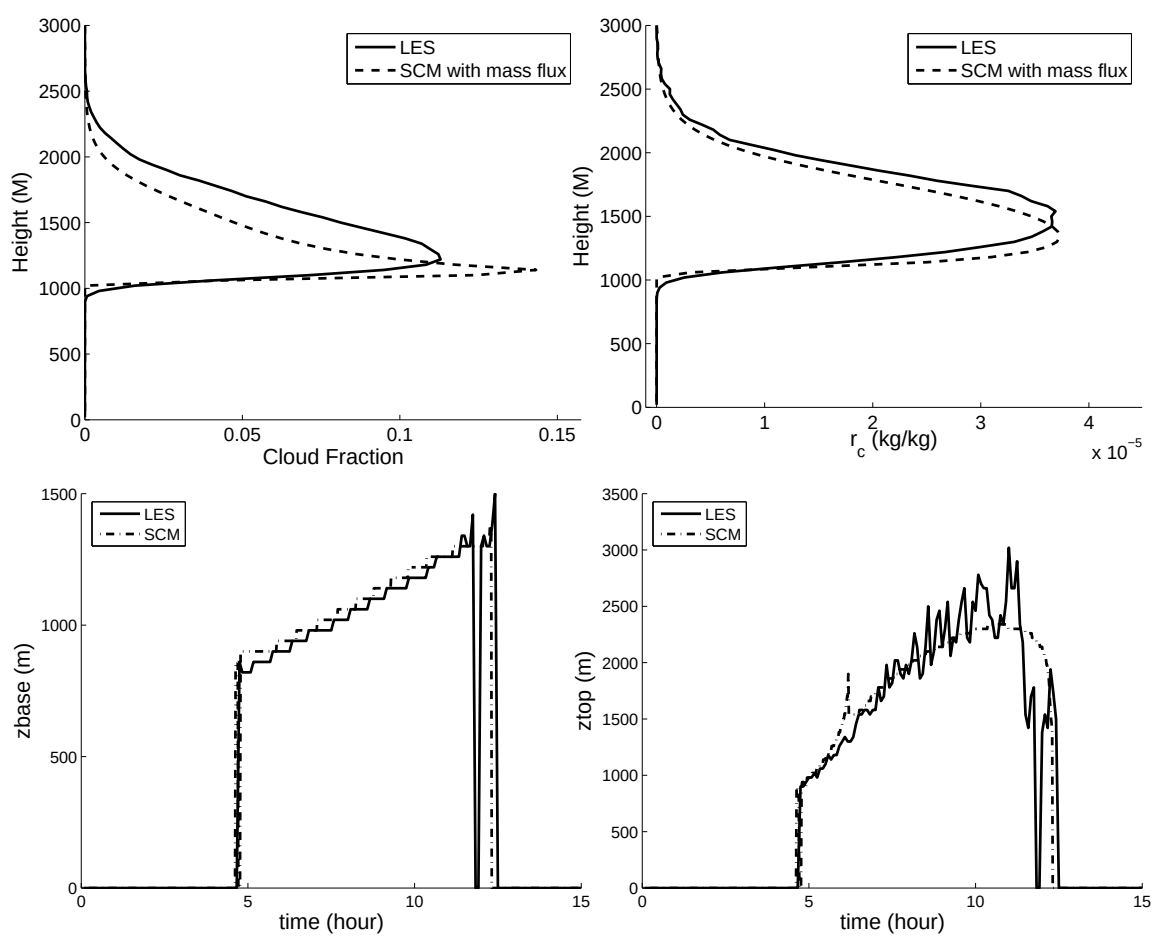


FIGURE 4.6 – Caractéristiques du nuage pour le cas de cumulus d’ARM. Fraction de nuage et contenu moyen en eau nuageuse dans l’après-midi (après 8h de simulation, en haut). Evolution temporelle de la base et du sommet du Cumulus (en bas) (Pergaud et al 2009).



### 4.3.2 Stratocumulus : phénoménologie et modélisation

Les stratocumulus (Sc) sont des nuages situés au sommet de la couche limite, de grande extension horizontale. Ils sont surmontés d'une forte inversion en température et humidité, limitant les échanges avec l'atmosphère libre (contrairement aux cumulus). Les processus physiques interagissant dans les Sc sont complexes, en particulier liés à une forte interaction entre rayonnement (refroidissement infrarouge au sommet, réchauffement solaire dans le nuage), turbulence (échanges avec la couche sous-nuageuse et entraînement dans la zone de forte inversion) et microphysique (bruine). De part leurs impacts sur la taille des gouttelettes nuageuses, les aérosols sont connus pour jouer des rôles importants dans le cycle de vie de ces nuages.

Les aérosols ont au sein de ces nuages deux effets, appelés effets indirects (l'effet direct correspondant aux effets radiatifs des aérosols en couche sèche). Le premier effet indirect est une modification des propriétés radiatives des gouttelettes, donc au final de l'albédo du nuage, en fonction de la taille des gouttes. Plus il y a d'aérosols qui se sont transformés en gouttelettes ("activés"), plus celles-ci sont nombreuses et donc fines (à contenu en eau total égal), et plus l'albédo du nuage est élevé (Twomey 1977). Ceci a été confirmé par des mesures dans les sillages des cheminées de bateaux. Le second effet indirect concerne le rôle des aérosols dans le cycle hydrologique des Sc, de part leur impact sur la microphysique et plus précisément la formation de bruine. En effet, on s'attend à ce qu'en présence de masse d'air plus chargée en aérosols, les gouttes soient plus nombreuses et petites, et donc que ceci inhibe la formation de bruine. Selon cet effet, le contenu en eau du Sc aurait donc tendance à augmenter (moins de bruine) lorsque les aérosols augmentent (Pincus and Baker 1994).

Pour étudier ces interactions, Sandu et al (2008) a réalisé une simulation de Sc marin couvrant plus d'un cycle diurne (36h). L'objectif était d'étudier le second effet indirect des aérosols. La simulation commence en période nocturne (à minuit). Trois nuages initialement identiques ont été simulés, à ceci près que leur concentration en aérosols activables était différente, l'un correspondant à un cas de masse d'air marin ( $50 \text{ cm}^{-3}$ ), les deux autres à des masses d'air d'origine continentale plus polluée (200 et  $600 \text{ cm}^{-3}$ ). Comme escompté, lors de la première nuit, du fait de la suppression de la bruine, le contenu en eau du nuage est plus important en masse d'air polluée qu'en masse d'air purement marine (figure 4.7). Toutefois, ce n'est plus le cas la deuxième nuit, au cours de laquelle les résultats sont contraires. L'étude de Sandu et al (2008) a permis de montrer et de comprendre ce paradoxe : il y a moins de bruine mais aussi moins d'eau dans le nuage !

En fait, ceci vient de l'interaction avec le 3ème processus : la turbulence. L'entraînement est plus intense en absence de bruine (Stevens 2007, Bretherton et al 2007), cette dernière, lorsqu'elle est présente, ayant tendance à inhiber les ascendances au sein du Stratocumulus. Ainsi, plus d'air chaud et sec de l'atmosphère libre est entraîné dans la couche limite. De plus, dans la journée, l'absence d'évaporation de la bruine juste en dessous du nuage conduit à un découplage avec la partie basse de la couche limite, limitant l'apport d'eau par évaporation de la mer. Au final, lors du recouplage de la couche limite la deuxième nuit, celle-ci est 1 degré plus chaude en présence de la masse d'air polluée (figure 4.8), et plus sèche, ce qui explique que moins d'eau condense dans le nuage.

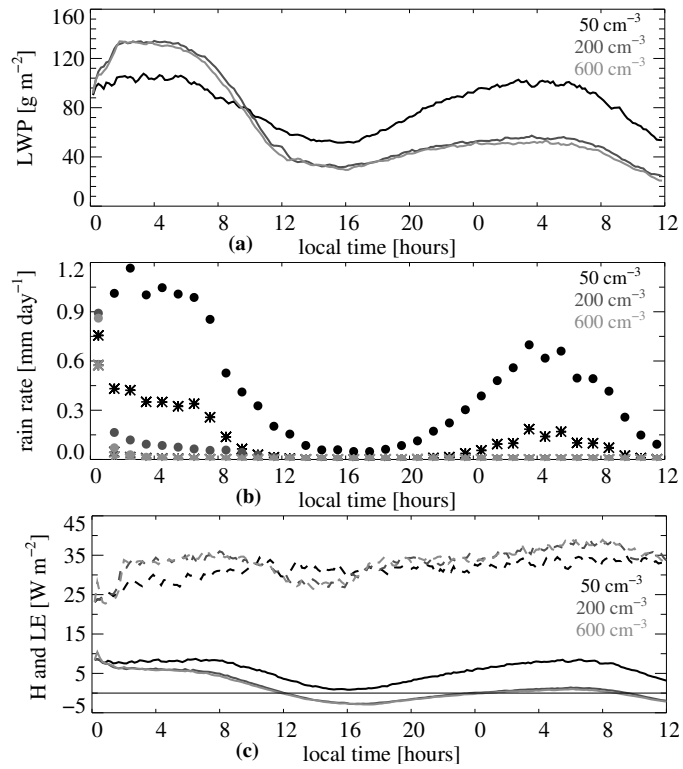


FIGURE 4.7 – Evolution temporelle du Liquid Water Path (LWP) pour un Sc composé d'aérosols marins ( $50 \text{ cm}^{-3}$ , ou composé d'aérosols continentaux ( $200$  et  $600 \text{ cm}^{-3}$ ), (Sandu et al 2008).

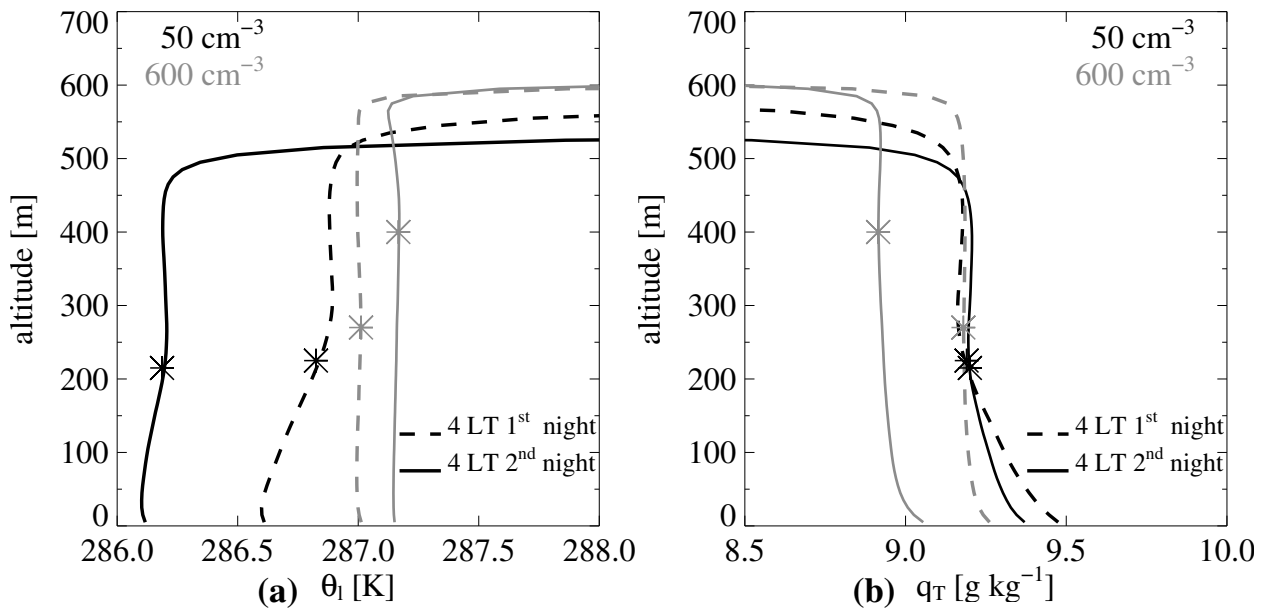


FIGURE 4.8 – Profils de température potentielle liquide ( $\theta_l$ ) et d'eau totale deux nuits consécutives pour les nuages imarins et pollués.

# Chapitre 5

## Structure de la turbulence et influence du sol

### Sommaire

---

<b>5.1</b>	<b>Etude d'une couche limite neutre . . . . .</b>	<b>41</b>
5.1.1	Problématique et objectifs . . . . .	41
5.1.2	Mise en œuvre . . . . .	41
5.1.3	Résultats . . . . .	43
<b>5.2</b>	<b>La couche limite neutre au voisinage de la surface . . . . .</b>	<b>46</b>
<b>5.3</b>	<b>Une nouvelle méthode de modélisation de la Couche Limite de Surface</b>	<b>48</b>
5.3.1	Principe et méthodologie . . . . .	48
5.3.2	validation dans un modèle mésoéchelle de prévision . . . . .	49

---

### 5.1 Etude d'une couche limite neutre

#### 5.1.1 Problématique et objectifs

La structure de l'écoulement en conditions neutres est très différente de ce qui se passe en conditions convectives. Les échanges ne sont plus gouvernés par la flottabilité, mais par les structures dynamiques créées par l'écoulement, en réponse à la surface sous-jacente. Ces structures sont sous forme de rouleaux, allongés plus ou moins dans le sens du vent, de plus en plus fin au fur et à mesure que l'on s'approche du sol. Dans ce type de couche limite, la composante dans l'axe du vent moyen joue un rôle particulier, et contraint, comme nous allons le voir, les autres composantes.

Pour étudier cette turbulence, Tomas et al (2009) a réalisé une expérience dans la veine hydraulique du CNRM. L'objectif était de mesurer expérimentalement les divers termes des équations d'évolution des flux et variances, afin de servir de base à des paramétrisations.

#### 5.1.2 Mise en œuvre

Le dispositif expérimental a été réalisé de façon à mesurer directement le plus possible de termes de second et troisième ordres, afin de quantifier les termes des budgets de l'énergie cinétique turbulente, des flux et variances de vitesses (longitudinale et verticale).

Les mesures à diverses abscisses à partir du point de changement de rugosité permettent de mesurer à partir de quand ces termes de budgets sont en équilibre. Toutefois, la résolution voulue et les contraintes techniques ne permettent pas d'avoir accès à la couche Limite de Surface (CLS) dont je parlerai dans la prochaine section. La grande veine du CNRM a été utilisée (figure 5.1). Après une zone de tranquilisation de l'écoulement, un plancher de briques de lego crée une couche limite qui se développe en aval. Les mesures ont été effectuées grâce à une technique de Particle Image Velocimetry (PIV), par éclairage de particules dans l'eau par un laser et acquisition de paires d'images par caméra CCD. Des fenêtres placées à diverses abscisses avant et après le changement de rugosité permettaient d'observer la croissance de la couche limite neutre. Le nombre de prises par fenêtres était suffisant pour assurer une convergence statistique des différentes variables et moments mesurés. Le développement est quantifié à partir de deux méthodes (à partir du vent moyen ou du profil du flux  $\overline{u'w'}$ , figure 5.2). La loi classique de croissance en  $x^{0.8}$  est retrouvée.

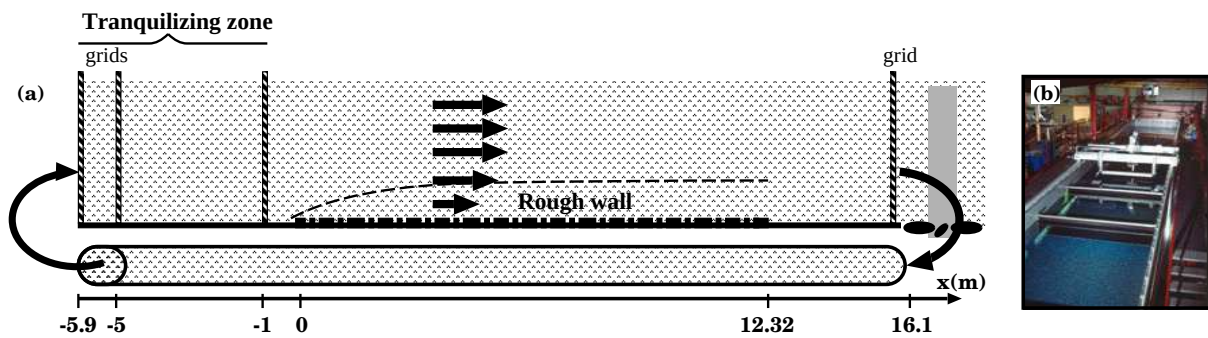


FIGURE 5.1 – Dispositif expérimental dans la veine hydraulique du CNRM.

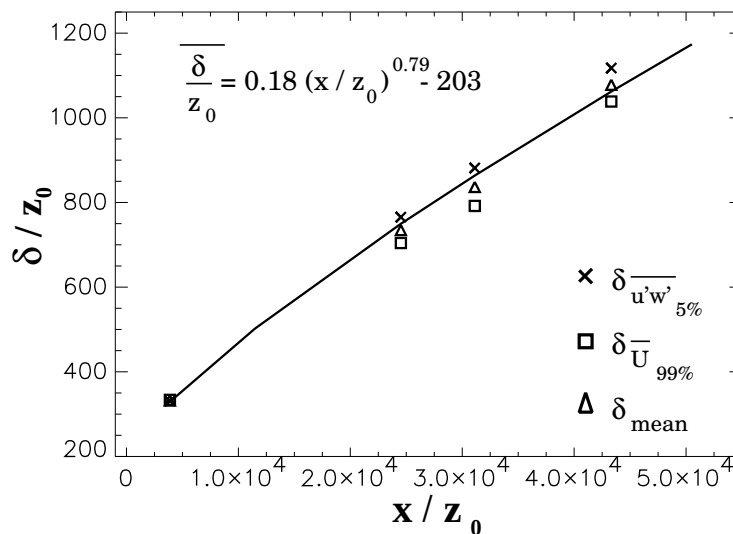


FIGURE 5.2 – Croissance de la couche limite neutre à partir du changement de rugosité.

### 5.1.3 Résultats

Les termes d'évolution des variances et flux de vitesse (longitudinale,  $u$  et verticale,  $w$ ) déduits de cette expérience en veine sont présentés sur la figure 5.3. Certains termes sont observés directement (ceux faisant intervenir les vitesses moyennes, moments d'ordre 2 ou 3, comme la production dynamique, le transport turbulent ou l'advection moyenne). D'autres termes proviennent d'hypothèses classiques. Enfin, il reste (malheureusement pourrait-on dire car ceci ne permet pas de vérifier la fermeture des bilans) un terme qui est estimé à partir du résidu.

Pour l'équation de l'énergie cinétique turbulente,  $e$ , on suppose que  $\overline{v'^2} = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{w'^2})$  et que le terme de presso-corrélation est nul. L'advection et le transport turbulent sont faibles, le terme de dissipation DISS (obtenu comme le résidu) contrebalançant la production par cisaillement. Le flux de vitesse résulte d'un équilibre classique entre production dynamique (PD) et perte par presso-corrélations (PC).

L'analyse des termes pour les variances est plus intéressante.  $\overline{u'^2}$  est créé par production dynamique (PD), celle-ci étant contrebalancée par la dissipation moléculaire DISS mais surtout par presso-corrélation (PC, trouvée par résidu de l'éq. de  $\overline{u'^2}$ ). Ce terme de presso-corrélation sert à alimenter les autres composantes. Ainsi, c'est le terme de presso-corrélation (PC, trouvé comme résidu de l'éq. de  $\overline{w'^2}$ ) qui permet la création de mouvements verticaux  $\overline{w'^2}$ .

De plus, on constate que l'équilibre des différents termes après l'apparition de rugosité (en terme de variables adimensionnelles) est plus rapide pour les mouvements verticaux que pour les mouvements longitudinaux, ceux-ci n'étant pas encore en équilibre 1m après le changement de rugosité.

Si l'on revient aux termes de presso-corrélations on trouve un résultat intéressant. Les presso-corrélations sont des termes de redistribution entre composantes. Celles liées aux vitesses longitudinales ( $PC_{\overline{u'^2}}$ ) alimentent celles pour la vitesse verticale ( $PC_{\overline{w'^2}}$ , estimées indépendamment) et pour la vitesse transverse ( $PC_{\overline{v'^2}}$ , estimée comme résidu de  $PC_{\overline{u'^2}} + PC_{\overline{v'^2}} + PC_{\overline{w'^2}} = 0$ ). Cette étude expérimentale montre (cf figure 5.4) que cet échange de  $u'$  vers  $v'$  et  $w'$  se fait de manière équitable vers les deux composantes transverse et verticale.

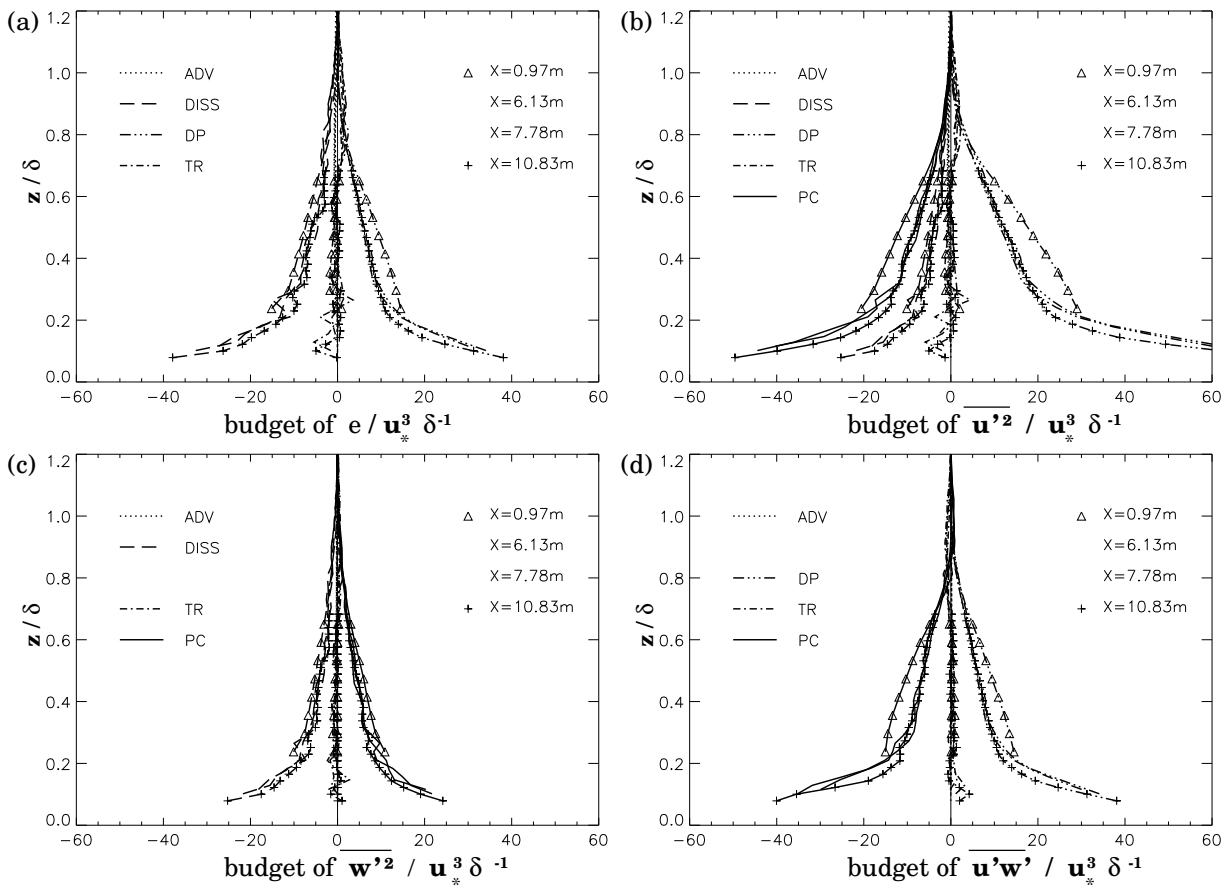


FIGURE 5.3 – Détermination expérimentale des différents termes des équations d'évolution des flux et variances.

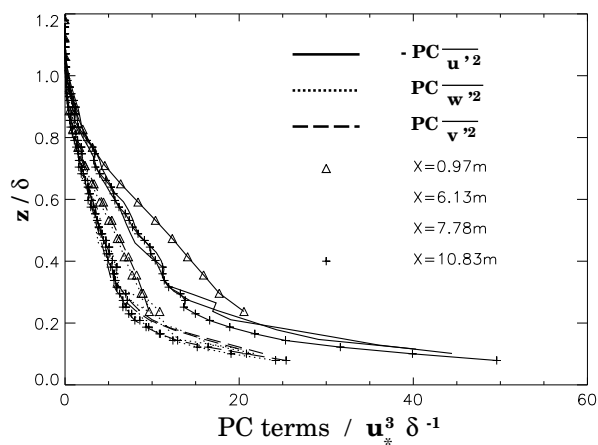


FIGURE 5.4 – Détermination expérimentale des échanges par presso-corrélations.

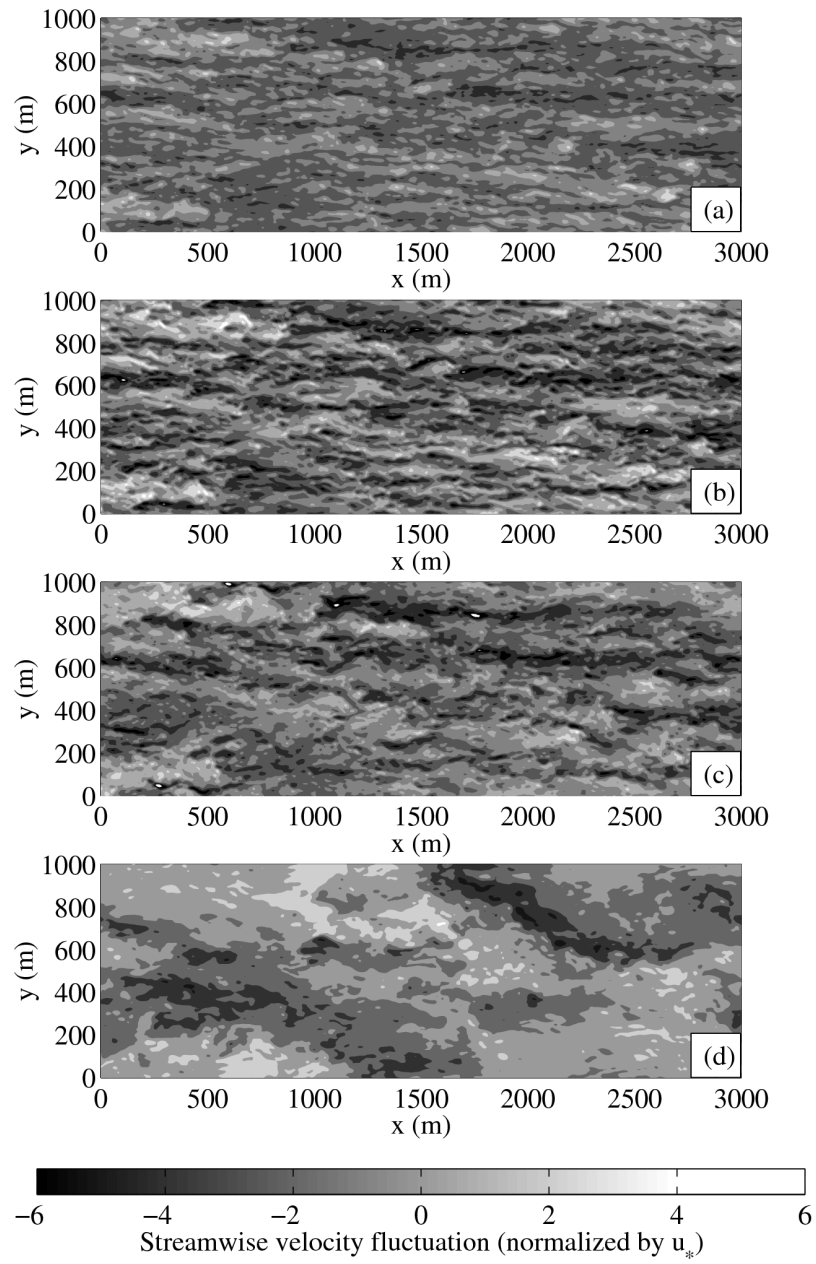


FIGURE 5.5 – Force du vent longitudinal normalisé à 4 altitudes (de haut en bas : près du sol à 9m, à 28m, à 47m, à 150m) (Drobinski et al 2007).

## 5.2 La couche limite neutre au voisinage de la surface

La Couche Limite de Surface (CLS) est observée relativement aisément dans l'atmosphère réelle, car elle est accessible par des moyens de mesures simples (un mât instrumenté par exemple). Le profil de vent logarithmique en condition neutre est connu de puis les années 1920 par exemple. Cependant, les moyens de mesures récents, comme les lidars, permettent une exploration spatiale étendue. Drobinski et al (2007) a ainsi utilisé à la fois des mesures et la modélisation LES (à laquelle j'ai participé) pour étudier la structure de la CLS en conditions neutres.

Un cas de la campagne CASES-99 (Poulos et al 2002) dans le Kansas a été simulé avec Meso-NH (figure 5.5). Le modèle retrouve la structure verticale des rouleaux longitudinaux au sein de la couche limite, plus petits et serrés au fur et à mesure que l'on s'approche du sol. Cette simulation se compare bien aux observations du lidar doppler de la NOAA (Environmental Technology Lab.), comme on le voit sur la figure 5.6.

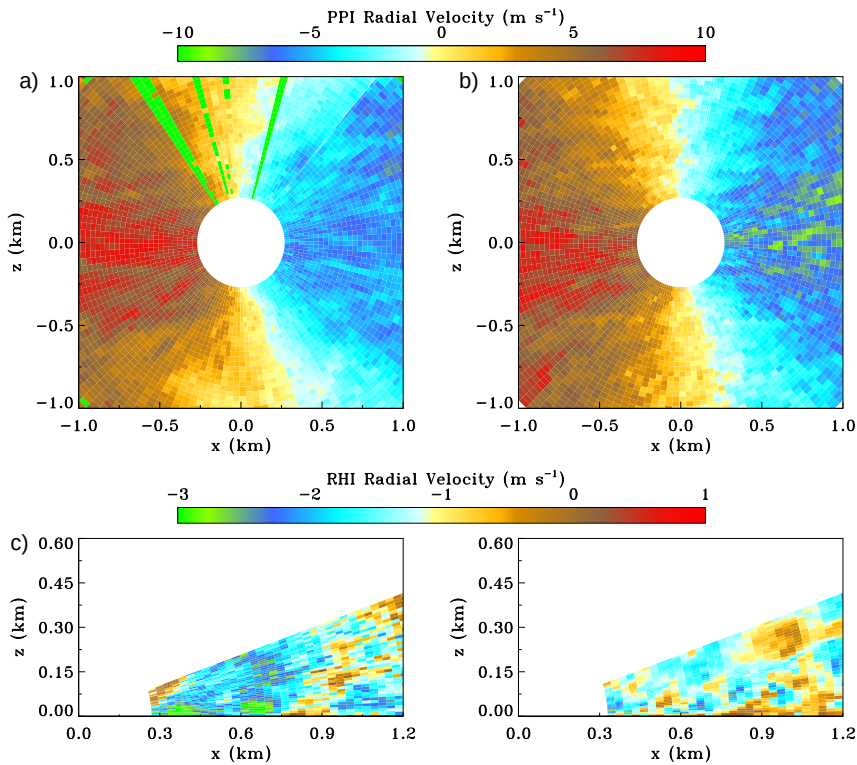


FIGURE 5.6 – Vent lidar observé (à gauche, CASES99) et simulé (LES, à droite) (Drobinski et al 2007).

A partir de la LES, Drobinski et al (2007), en utilisant des analyses par quadrant (figure 5.7) et spectrales, confirment l'existence d'une plage en -1 dans le spectre d'énergie de la vitesse longitudinale dans la CLS (alors que seule la plage en  $-5/3$  existe plus haut). Ceci est dû aux fortes interactions dans la CLS entre l'écoulement moyen et les fluctuations de vorticité. En ce qui concerne le flux de quantité de mouvement, dans la partie basse de la CLS, mouvement subsidents ("sweeps",  $w' < 0$  et  $u' > 0$ ) et éjections ( $w' > 0$  et  $u' < 0$ ) contribuent de manière égale, alors qu'au dessus de 20m (et jusqu'au sommet de la CLS), là   la CLS est plus influencée par le cisaillement de vent (et moins par le sol), les éjections, c'est   dire les mouvements ascendants ( $w' > 0$ ) associés   des vitesses faibles ( $u' < 0$ ) (en tireté pointillé sur la figure 5.7) sont plus énergétiques. Celles-ci contribuent



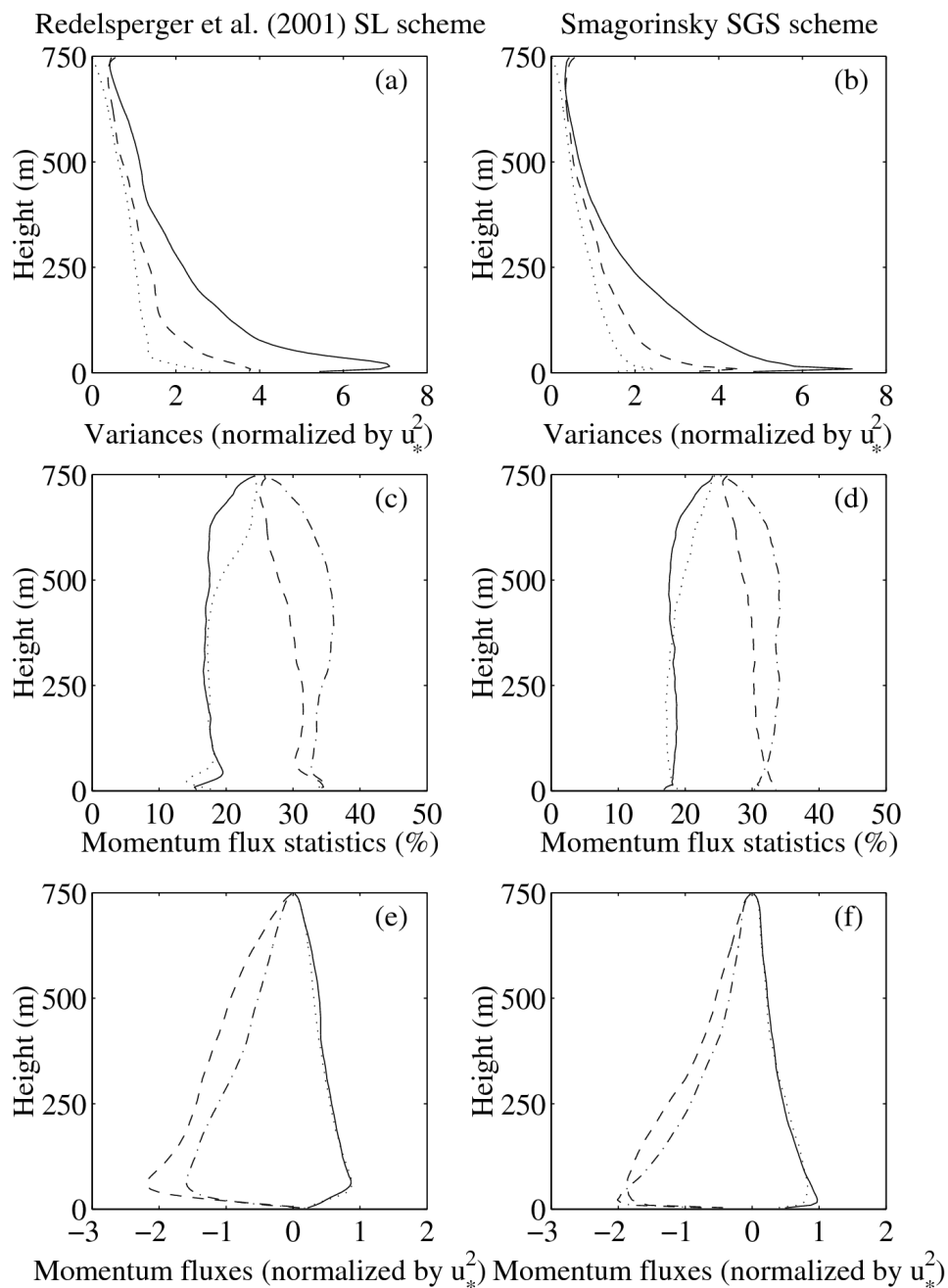


FIGURE 5.7 – Variances normalisées (en haut), occurrence des flux par quadrants (au milieu) et valeur de ces flux (en bas), pour les schémas de turbulence Cuxart et al 2000 (à gauche) et Smagorinskli (1963) à droite. (Drobinski et al 2007).

## 5.3 Une nouvelle méthode de modélisation de la Couche Limite de Surface

### 5.3.1 Principe et méthodologie

La CLS est décrite la plupart du temps par un équilibre entre les conditions météorologiques à une certaine hauteur (dans la CLS) et les flux turbulents au sein de celle-ci. On néglige la variation des flux turbulents du fait de la faible épaisseur de la CLS, qu'on dénomme aussi de ce fait la "couche à flux constants". De cette constatation, Monin et Obuhlov (1954) ont déduit leurs célèbres lois de similitudes de la CLS. Celles-ci, plus ou moins améliorées selon les auteurs, sont à la base des paramétrisations de la CLS dans quasiment tous les modèles atmosphériques et de surface.

Toutefois, ces lois ne permettent pas de connaître les variables moyennes ou turbulentes au sein d'une canopée. Pour ces études, le recours à une discrétisation verticale très fine du modèle atmosphérique, auquel a été intégré une paramétrisation des effets de canopée (comme une traînée pour chaque niveau atmosphérique rencontrant les obstacles), est nécessaire. Ces paramétrisations auront été développées à partir de campagnes de mesures ou LES.

L'objectif du travail que j'ai effectué était de permettre une modélisation très fine des profils verticaux dans la CLS (avec ou sans canopée), sans avoir recours à un accroissement de la résolution du modèle atmosphérique lui-même. La solution, physiquement basée sur les mêmes hypothèses que celles qu'ont utilisées Monin et Obuhkov, n'est pas basée sur des lois de similitudes mais selon le principe suivant : on rajoute des niveaux atmosphériques entre le modèle atmosphérique et le schéma de surface !

Actuellement, les schémas de surface interagissent avec l'atmosphère soit à un seul niveau (cas classique utilisant des lois de similitudes, figures a et b de la figure 5.8, soit comme indiqué plus haut, sur plusieurs niveaux (figure 5.8 c). L'objectif est de confectonner un mini-modèle atmosphérique à partir des équations de l'atmosphère, de la turbulence, et d'hypothèses valables dans la CLS. Ceci est décrit dans la figure 5.9. Le développement théorique est présenté dans Masson et Seity (2009). En résumé, ce mini-modèle atmosphérique de CLS, techniquement inclus dans SURFEX, permet de prendre en compte (directement ou indirectement) :

- l'évolution de "grande échelle" liée à l'advection, au rayonnement, à Coriolis, etc...
- les échanges turbulents
- l'influence d'une canopée sur les profils de l'air dans le couvert

La canopée peut être soit végétale, soit urbaine (cf Hamdi et Masson 2008), et perturbe la CLS via des termes dynamiques (traînée, création/destruction additionnelles de turbulence), thermiques (flux de chaleur) ou hydriques (flux de vapeur d'eau). La paramétrisation de turbulence utilisée (Cuxart et al 2000 modifiée selon Redelsperger et al 2001) permet de simuler les phénomènes turbulents propres à la CLS, comme l'intensification de la dissipation du fait de l'impact du spectre en -1 (en conditions neutres).

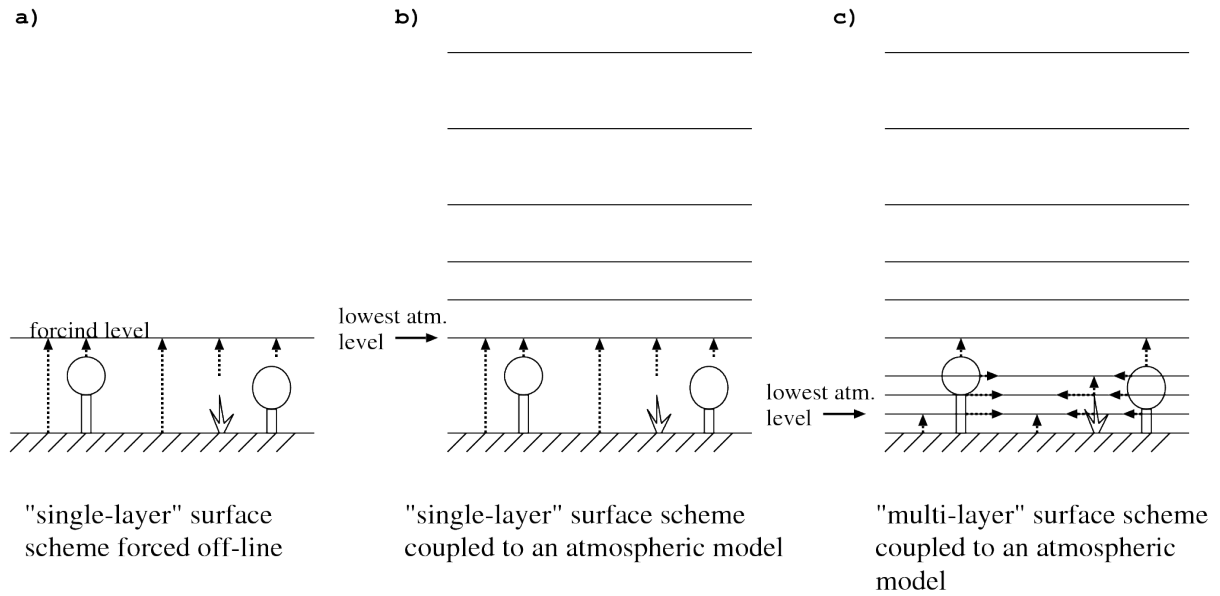


FIGURE 5.8 – Etat actuel des interactions turbulence-canopée dans les schémas de surface (Masson et Seity 2009).

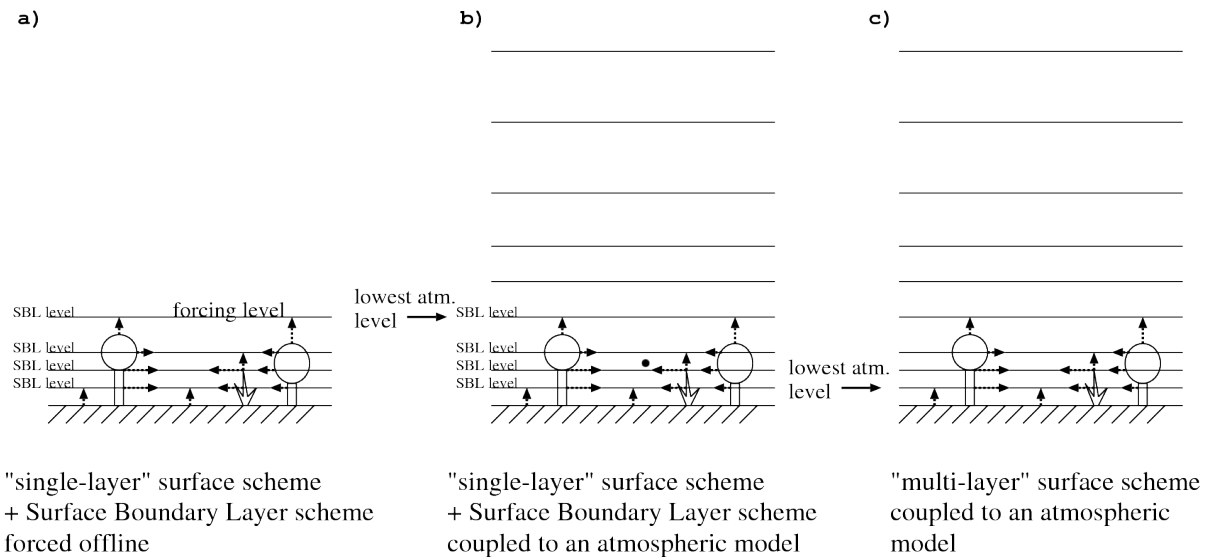


FIGURE 5.9 – Objectif de modélisation avec la méthodologie proposée (Masson et Seity 2009).

### 5.3.2 validation dans un modèle mésoéchelle de prévision

Ce schéma de CLS, inclus dans SURFEX, a été validé avec AROME sur le quart Sud-Est de la France (qui a l'avantage de présenter des contrastes importants en termes de type de surface et de relief). Deux mois de simulations ont été réalisés, en janvier et juillet 2007. Le schéma de CLS améliore les scores de variables à 2m et 10m. Ainsi, les températures trop froides sont corrigées (parfois trop d'ailleurs). On peut voir sur la figure 5.10 que l'impact est plus important en zones de relief. Le premier niveau du schéma de CLS (50cm),

comparé aux 17m du premier niveau d'AROME, évite le syndrome du découplage nocturne : les schémas de surface, en conditions très stables, ont tendance à simuler des flux de chaleurs très faibles, ce qui coupe le lien physique entre température de surface (libre alors de se refroidir) et la température de l'air au premier niveau du modèle atmosphérique. Avec le schéma de CLS, les flux restent significatifs, avec jusqu'à  $-50Wm^{-2}$  de différence avec la simulation de référence (sans CLS, figure 5.11, en haut). Cet échange de chaleur de l'atmosphère vers la surface évite le découplage, ce qui conduit à des températures de surface (figure 5.11, milieu) et à 2m (figure 5.11, en bas) plus chaudes.

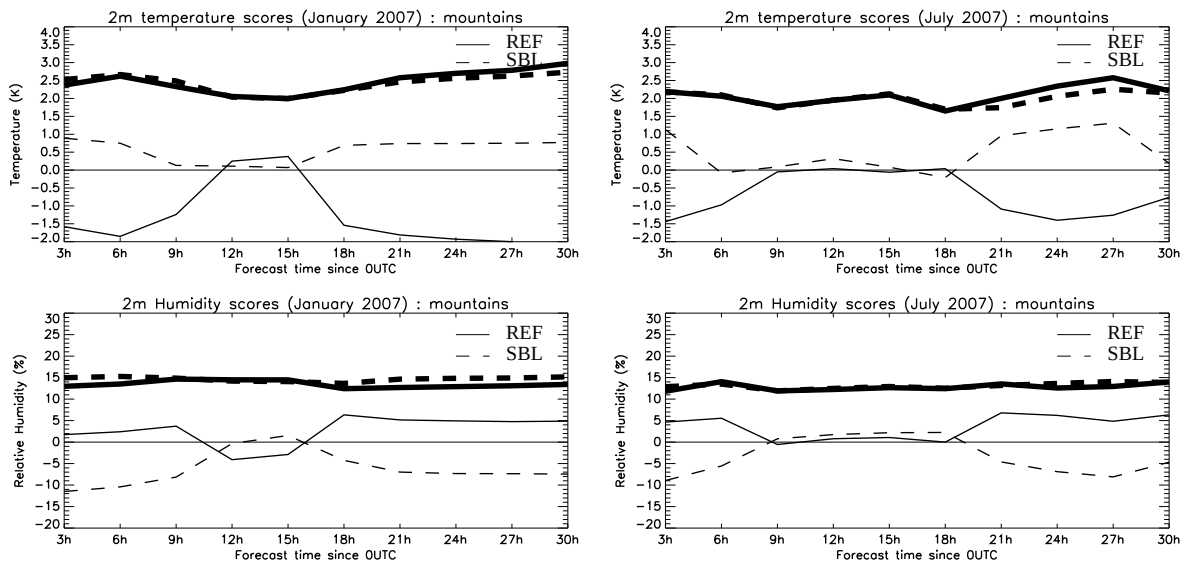


FIGURE 5.10 – Scores (biases en fin et déviation standard en gras) sur janvier (à gauche) et juillet (à droite) de température et humidité à 2m. Ligne pleine : référence (sans schéma de CLS). ligne pointillée : avec schéma de CLS.

L'utilisation de ce modèle de CLS permet :

- une prise en compte des interactions canopée-turbulence dans la CLS, permettant une meilleure connaissance de l'état de l'atmosphère dans la canopée, par exemple pour des études de micro-climat urbain.
- une interaction turbulence-surface plus précise, évitant le syndrome du découplage en conditions très stables.
- une meilleure description des profils turbulents dans la CLS, ce qui peut avoir une application par exemple pour les modèles de dispersion ou de chimie atmosphérique.
- un calcul pronostique (et non plus à partir des lois de Monin-Obukhov) de paramètres standards à 2m et 10m. Ceci a permis une amélioration significative des scores dans le prototype AROME. Ce schéma de CLS pronostique est maintenant utilisé en opérationnel dans AROME.

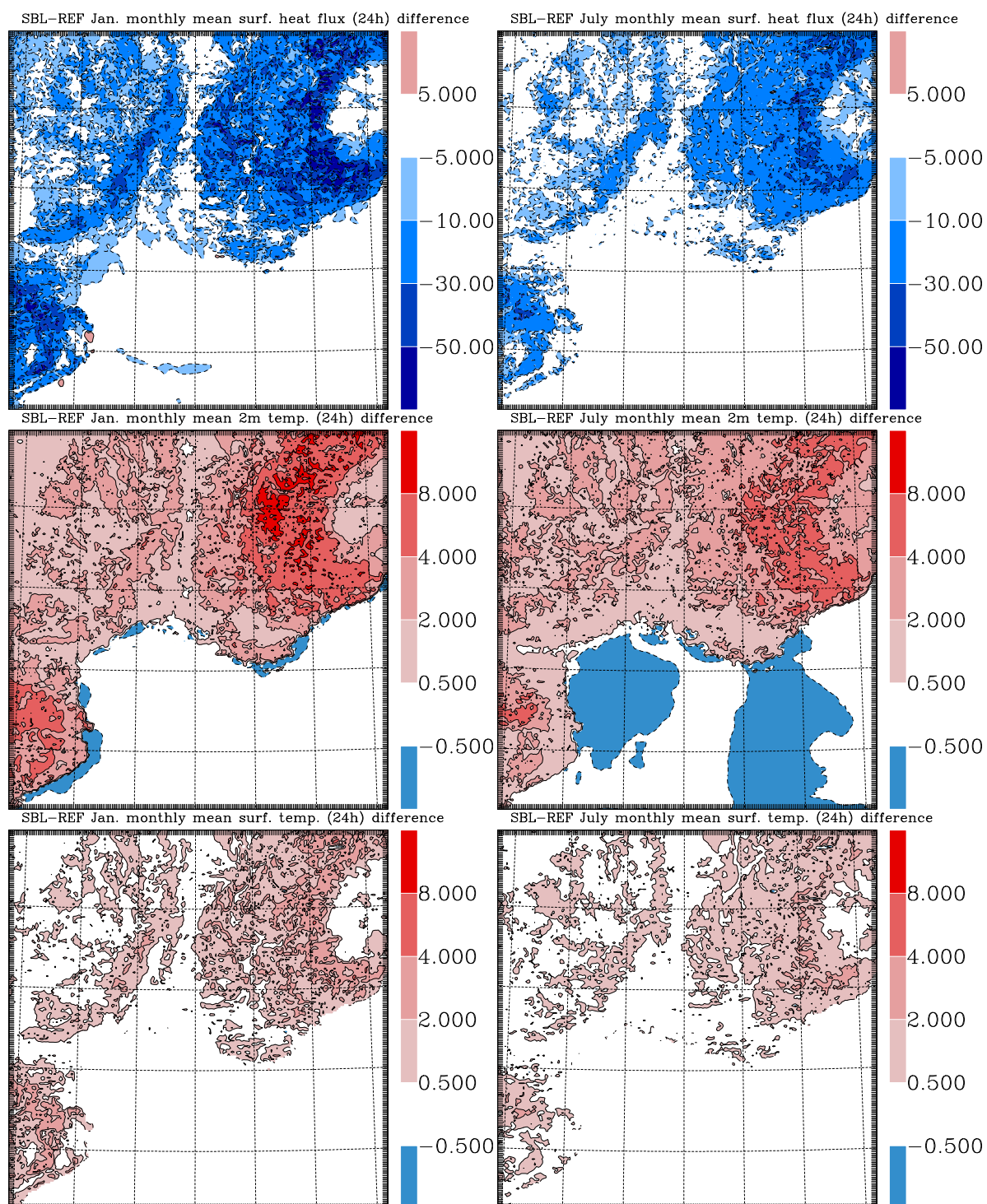


FIGURE 5.11 – impact (simulation avec - sans) de la modélisation explicite de la CLS (en haut : flux de chaleur en surface, au milieu : température de l'air à 2m, en bas : température de surface).

## Quatrième partie

### La ville dans les modèles atmosphériques

# Chapitre 6

## Le schéma de canopée urbaine : TEB

### Sommaire

---

<b>6.1</b>	<b>La spécificité des surfaces urbaines . . . . .</b>	<b>53</b>
6.1.1	La main de l'homme . . . . .	53
6.1.2	Influences sur les bilans énergétiques et hydriques . . . . .	54
<b>6.2</b>	<b>Paramétrisation des surfaces urbaine : TEB . . . . .</b>	<b>56</b>
<b>6.3</b>	<b>Validations de TEB . . . . .</b>	<b>58</b>
6.3.1	Bilan d'énergie sur le centre-ville de grandes agglomérations . . . . .	58
6.3.2	Etudes hydrologiques locales . . . . .	63
6.3.3	Conclusion . . . . .	64

---

### 6.1 La spécificité des surfaces urbaines

#### 6.1.1 La main de l'homme

Plus de la moitié de la population mondiale vit maintenant en ville. Or, celles-ci créent un micro-climat particulier, à la fois en terme de température (et humidité) et de pollution de l'air, auxquelles les citadins sont de fait soumis. De plus, les villes étant le lieu privilégié des activités économiques, des enjeux économiques majeurs sont liés au changement climatique et à sa spécificité en ville : on peut citer comme exemple la modification possible de la demande énergétique en termes de chauffage hivernal et de climatisation estivale.

Ainsi, l'amélioration de la connaissance des processus physico-chimiques intervenant dans la couche limite urbaine (CLU) est primordiale pour avancer sur ces aspects (Hidalgo et al 2008c). Plusieurs approches sont utilisées dans la communauté : les campagnes de mesures, les expérimentations de laboratoire ou à l'aide de maquette, et enfin la modélisation. J'ai choisi d'exploiter deux des approches ci-dessus pour l'étude de la météorologie urbaine : la modélisation naturellement (pour moi) mais aussi l'observation in-situ, dans le souci constant de validation des modèles numériques.

La Couche Limite Urbaine peut être considérée comme une des couches limites les plus complexes et hétérogènes, du fait de l'hétérogénéité du comportement énergétique de la surface. Le présent chapitre décrit les processus spécifiques du bilan d'énergie de surface en ville, leurs impacts sur le micro-climat urbain étant détaillés dans les deux chapitres suivants.

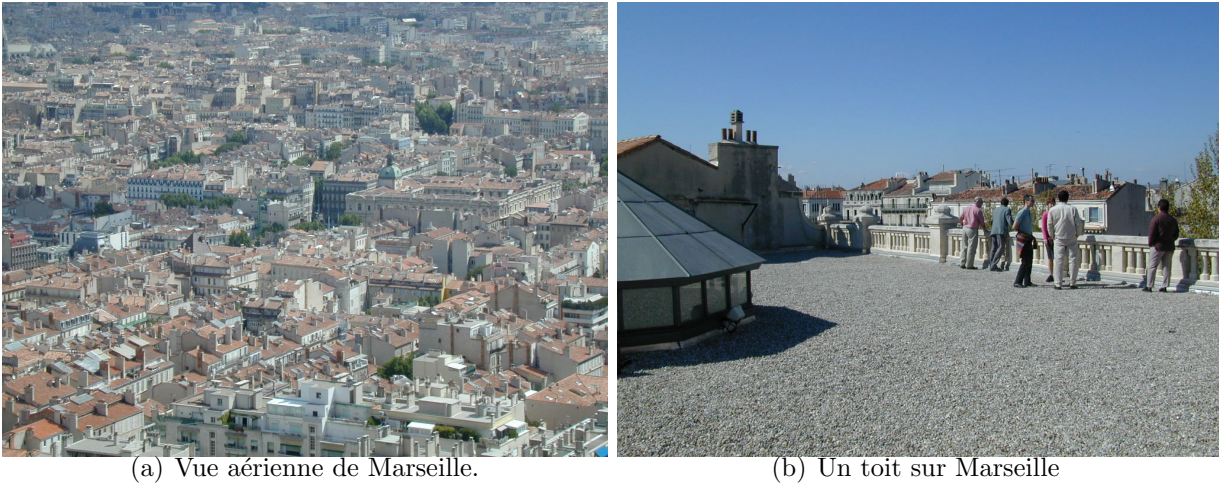


FIGURE 6.1 – L’anthropisation des surfaces.

### 6.1.2 Influences sur les bilans énergétiques et hydriques

Les échanges d’énergie en surface peuvent s’écrire, selon Oke ( 1988) :

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_s + \Delta Q_A$$

Où le terme  $Q^*$  représente le rayonnement net (apport d’énergie le jour, perte la nuit par rayonnement infra-rouge),  $Q_F$  est l’apport anthropique lié aux activités humaines,  $Q_H$  est le flux turbulent de chaleur sensible vers l’atmosphère (par convention ici  $Q_H$  positif est un gain pour l’atmosphère),  $Q_E$  est le flux d’énergie lié à l’évaporation de l’eau en surface,  $\Delta Q_s$  est le flux de stockage/destockage d’énergie dans les surfaces (bâti, sol) et  $\Delta Q_A$  le flux lié à l’advection de température. Le flux  $\Delta Q_A$  peut être important en présence de forts gradients horizontaux au sein de la couche limite, comme au voisinage immédiat de la côte en condition de brise de mer (Pigeon et al 2007a).

Dans le cadre de ce chapitre, on se place dans le cas où le flux advectif est faible, qui contient l’essentiel de la physique des échanges énergétiques urbains (à noter que du point de vue de la mesure, la minimisation de ce flux dû aux effets individuels des bâtiments nécessite d’effectuer des mesures pour une surface représentant typiquement un quartier). Ainsi :

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_s$$

Ces différents termes évoluent au cours d’un cycle diurne très différemment de ce qui se passe aux alentours (i.e. pour la campagne). Etudions ainsi les observations de la journée du 4 juillet 2004, durant l’expérience CAPITOU (figure 6.2).

#### Rayonnement net

En journée,  $Q^*$  varie peu entre la ville et la campagne, car il est principalement piloté par le rayonnement solaire. Les effets de cavité (ombrages) en ville piègent le rayonnement solaire, conduisant à un albédo plus faible (plus sombre). Ceci a tendance à augmenter le rayonnement net. Par contre, les surfaces sont souvent plus chaudes que la végétation alentour, ce qui a tendance à diminuer le rayonnement net (pertes infra-rouge plus importantes).



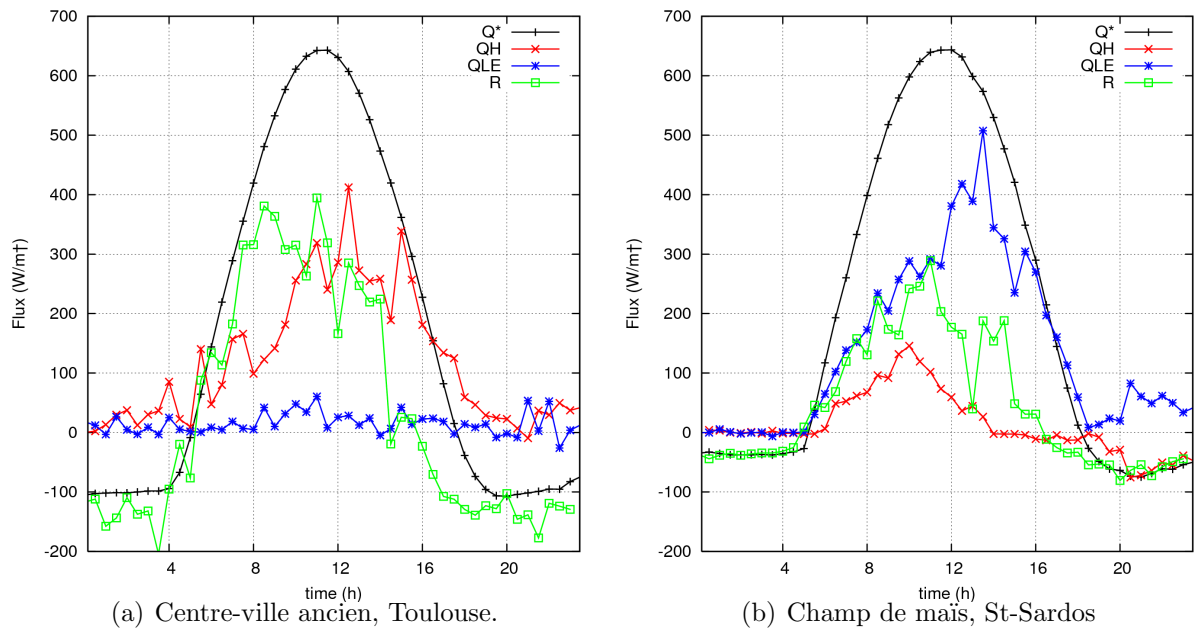


FIGURE 6.2 – Bilans d'énergie de surface observés le 4 juillet 2004. R est le résidu (égal à  $\Delta Q_S - Q_F$ )

La nuit par contre,  $Q^*$  est sensiblement différent. A la campagne, à la tombée de la nuit, le sol émet fortement en infra-rouge ( $Q^*$  fortement négatif), mais se refroidit en quelques heures, ce qui conduit finalement à un rayonnement net faiblement négatif tout au cours de la nuit, compensé exactement par un apport de chaleur (faible) depuis le sol profond. En ville,  $Q^*$  est aussi fortement négatif après le coucher du soleil, mais le reste toute la nuit. Ceci est dû au fait que les températures de surface restent chaudes toute la nuit, soit du fait du stockage de chaleur pendant la journée (en été), soit à cause du chauffage domestique (en hiver). De plus, le refroidissement radiatif des surfaces est encore plus limité par le piégeage dans les rues, la perte par rayonnement d'un mur par exemple pouvant être réabsorbée par le mur d'en face (ou la rue).

### Flux de chaleur latente

Le flux de chaleur latente est en général bien plus faible en journée en ville qu'à la campagne. En effet, alors qu'à la campagne l'eau du sol profond est transpirée par les plantes lors de la photosynthèse, la forte anthropisation urbaine (en particulier l'imperméabilisation des surfaces) limite la disponibilité en eau. L'évaporation est faible et Le flux latent associé l'est aussi, quelque soit l'heure de la journée. En zone périurbaine, du fait de la présence de jardins, le flux d'évaporation va être plus important, au détriment du flux de chaleur sensible.

### Flux de chaleur sensible

Peu d'énergie étant utilisée pour l'évaporation de l'eau sur ou dans le sol, une grande partie de l'énergie disponible en journée (de part le rayonnement solaire) sera transformée directement en chaleur dans l'air via le flux turbulent de chaleur sensible. Ceci est particulièrement vrai l'après-midi, où l'on voit par exemple sur la figure 6.2(a) un flux sensible

aux alentours de  $300 \text{ W m}^{-2}$  alors que le flux latent est nul. Au contraire, en campagne, le flux sensible est faible. En matinée toutefois, le flux de chaleur sensible se met en place en général plus tardivement qu'en campagne, car une partie de l'énergie solaire est absorbée par les matériaux.

La nuit, le flux de chaleur sensible reste strictement positif en ville. L'énergie provient d'une partie du flux  $\Delta Q_s$  (la majeure partie étant perdue par rayonnement). Ce flux positif permet, on le verra au chapitre suivant, d'expliquer l'îlot de chaleur urbain et la structure de la couche limite nocturne.

### Flux de stockage/déstockage

En ville, les matériaux utilisés pour la construction du bâti (pierre, brique, béton) et les routes stockent très efficacement la chaleur. A la campagne, ce flux est généralement faible en présence d'un couvert végétal.

## 6.2 Paramétrisation des surfaces urbaine : TEB

Lorsque l'on vise l'étude du climat urbain par modélisation, il convient de paramétrer correctement les effets que la ville peut avoir sur l'atmosphère, en terme d'échanges d'énergie et de matière. Lorsque j'ai débuté l'étude sur Paris (cf section suivante), l'état de l'art en modélisation du climat urbain dans les modèles météorologiques se résumait à remplacer les surfaces végétales par du sable ou des rochers. Certes, ceci permettait d'augmenter le chauffage le jour ou d'augmenter la rugosité, mais il était impossible avec une telle approche de reproduire un îlot de chaleur.

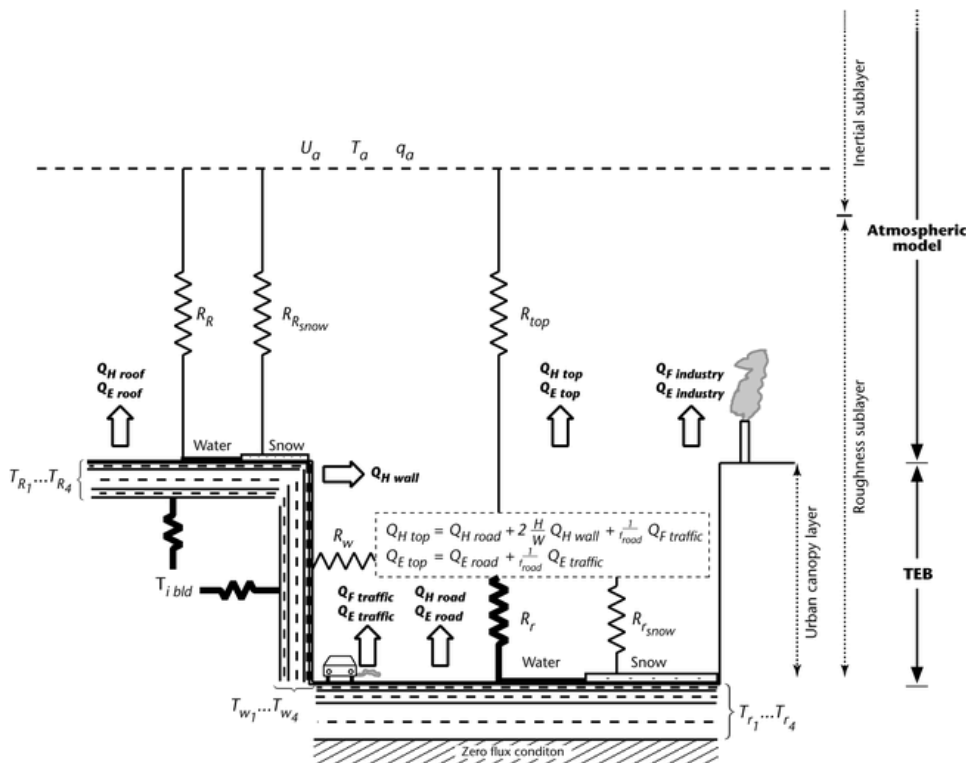
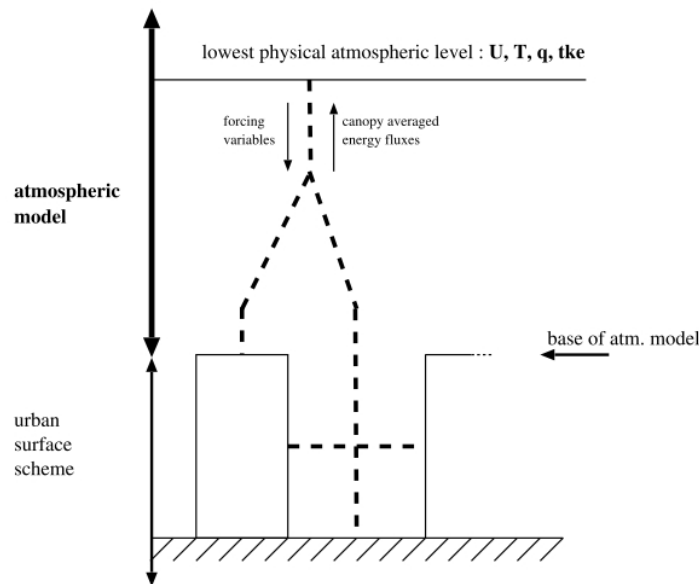
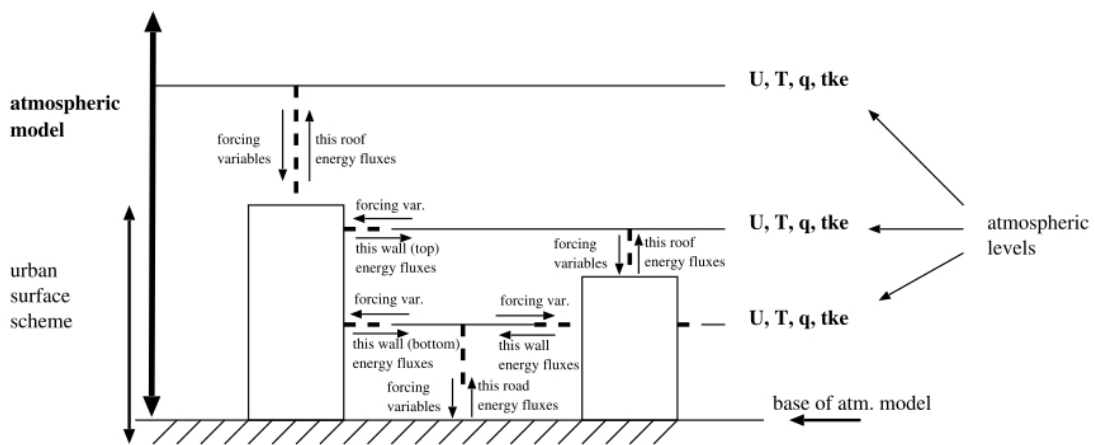


FIGURE 6.3 – Principe de TEB.

Le schéma TEB (Masson 2000, breveté en 1999) se différencie ainsi complètement des schémas de végétation ou de sol existants. Les deux effets principaux menant au bilan d'énergie spécifique des villes étant la géométrie et les matériaux, TEB se base sur une structure 3D idéalisée de la ville, avec des toits, des murs et des rues, chaque surface étant construite avec ses propres matériaux. Toutefois, l'objectif étant d'utiliser TEB dans un modèle atmosphérique, il fallait que cette géométrie idéalisée le soit beaucoup. Ainsi, TEB considère une géométrie de type "rue canyon", avec des bâtiments à toits plats. Les deux murs de part et d'autre sont identiques, et évoluent de la même façon, car on ne suppose pas une orientation particulière de la rue : les rues dans un quartier - ou ce qui est équivalent une maille de modèle atmosphérique - sont supposées aller dans toutes les directions avec à peu près la même probabilité. Dans sa version "historique", TEB est couplé à l'atmosphère à un niveau (supposé dans la CLS) au dessus des toits (en général une dizaine de mètres au dessus). Le développement d'un schéma de CLS prognostique (cf section 5.3) permet de transformer TEB en un schéma couplé à plusieurs niveaux atmosphériques (figure 6.4(b)), ce qui ouvre de nouvelles perspectives pour l'étude du micro-climat dans les rues.



(a) Schémas à 1 niveau atmosphérique.



(b) Schéma à plusieurs niveaux avec traînée.

FIGURE 6.4 – Deux façons de modéliser la canopée (Masson 2006).

## 6.3 Validations de TEB

### 6.3.1 Bilan d'énergie sur le centre-ville de grandes agglomérations

Concevoir un modèle ne suffit pas, il faut aussi le valider. Les données expérimentales de bilan d'énergie en sites urbains ou périurbains sont relativement rares, du fait principalement de la petite communauté scientifique s'intéressant au sujet de la physique du climat urbain. Les premières études ont été menées par l'équipe canadienne de Tim Oke, et c'est sur leurs données que TEB a d'abord été validé (Masson et al 2002) : sur un site industriel de Vancouver et sur Mexico City (Oke 1999). TEB permettait de reproduire assez fidèlement les flux sur Mexico City (comme le phénomène d'hystérésis entre rayonnement net et flux de stockage, cf figure 6.5) ainsi que sur Vancouver pendant une semaine de campagne. Toutefois, des différences existaient pour la première semaine de mesures sur Vancouver, alors soumis à une brise de mer. Nous reviendrons sur les interactions ville - brise de mer au chapitre suivant.

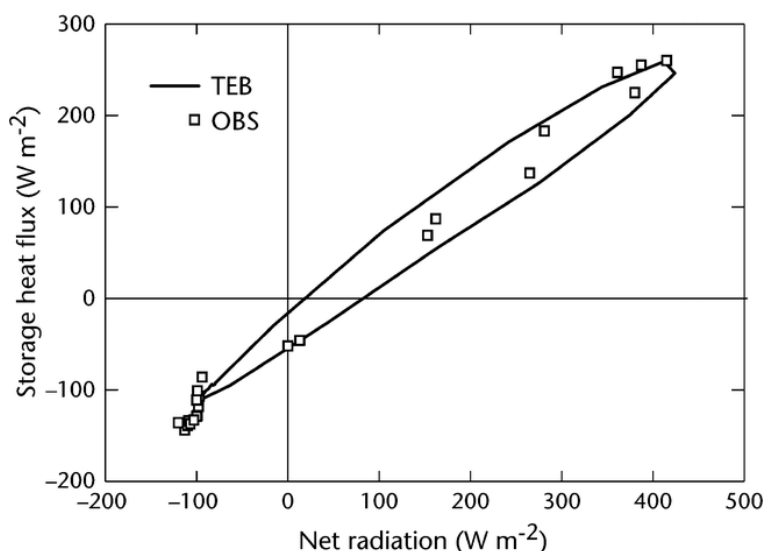


FIGURE 6.5 – Validation de TEB sur Mexico : hystérésis (Masson et al 2002).

L'opportunité s'est alors présentée de la campagne ESCOMPTE (Cros et al 2003). Le CNRM, déjà impliqué dans l'aspect premier de la campagne - à savoir l'étude de la photochimie et des épisodes de pollution estivale à l'Ozone par la région de Fos à Marseille-, a décidé d'ajouter un volet d'étude de la météorologie urbaine sur Marseille. Dans ce cadre (plus détaillé au chapitre suivant), un site de mesure de bilan d'énergie a été installé dans le cœur historique de la cité phocéenne, à la cour Administrative d'Appel de Marseille (CAAM, figure 6.6). L'instrumentation a été laissée au soins des spécialistes mondiaux de la question ... Tim Oke et Sue Grimmond (Grimmond et al 2006). En plus du bilan d'énergie, dans le but de valider TEB plus avant, des mesures de température de l'air dans le canyon ainsi que de températures de surfaces selon diverses orientations (Voogt) ont été réalisées.

Lemonsu et al (2004) a alors utilisé ce nouveau jeu de données pour améliorer la paramétrisation. La mesure de température de l'air dans le canyon a permis de modifier

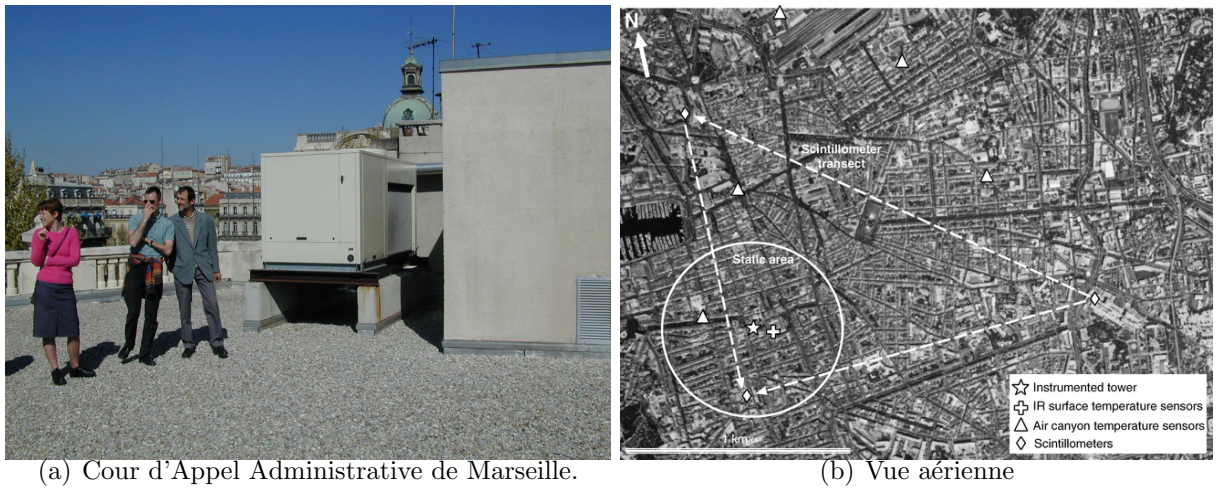


FIGURE 6.6 – Le site de mesure de flux sur Marseille (Lemonsu et al 2004).

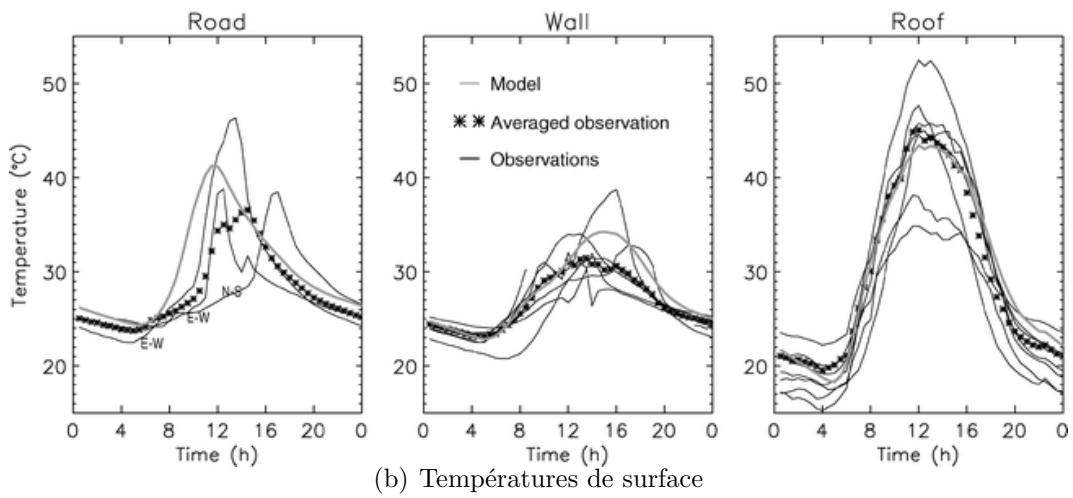
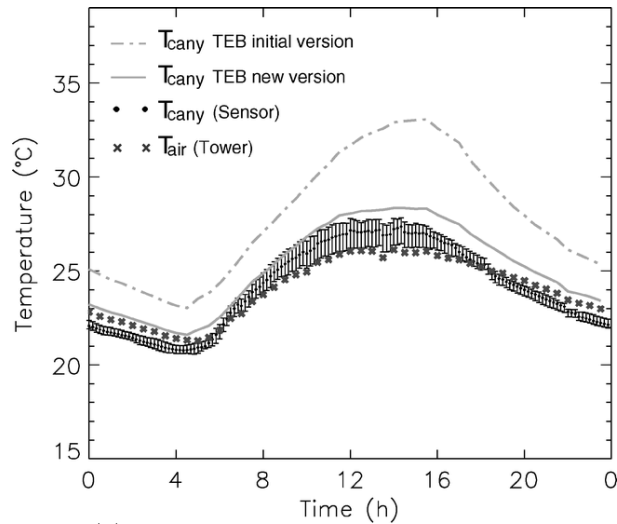


FIGURE 6.7 – Validation de TEB sur Marseille : cycle diurne moyen des températures (Lemonsu et al 2004).

la formulation des échanges entre air dans le canyon et air au dessus (qui est en fait intrinsèquement différent des échanges surface-air), comme le montre la figure 6.7(a). Lemonsu et al (2004) aussi vérifié, pour la première fois, que TEB était capable de reproduire la moyenne des températures de chaque surface (figure 6.7(b)), ce qui valide l'approche omnidirectionnelle des rues, tout en reproduisant toujours bien le bilan d'énergie (6.8).

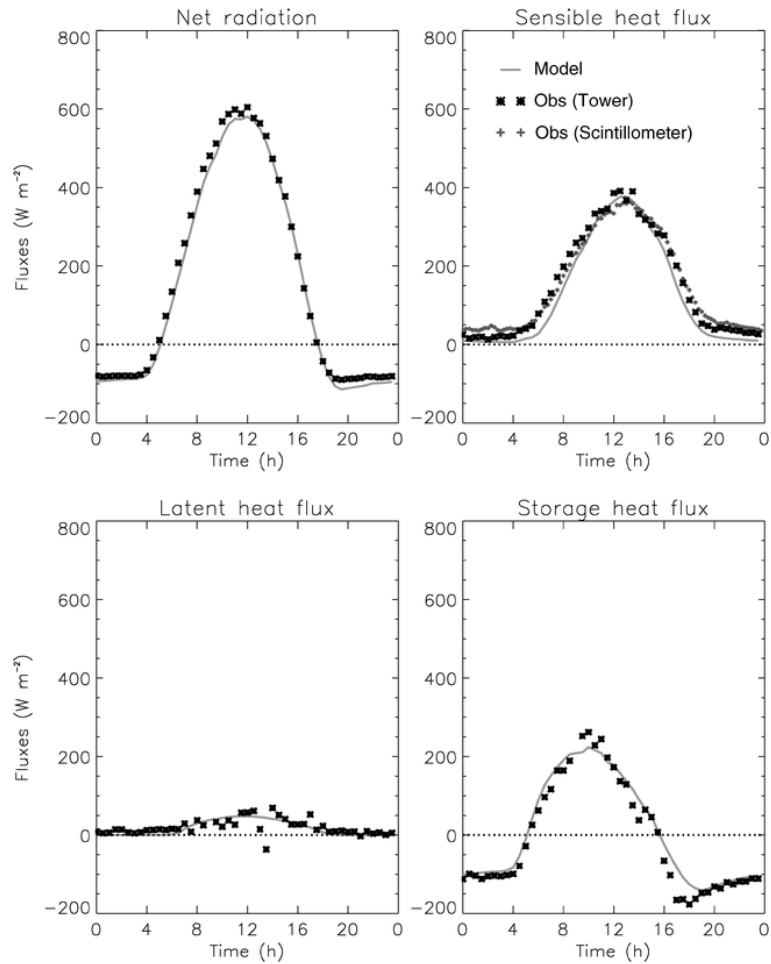


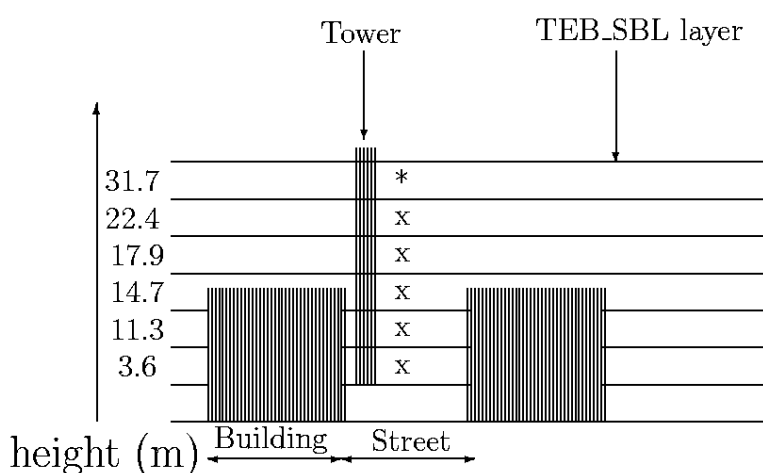
FIGURE 6.8 – Validation de TEB sur Marseille : cycle diurne moyen des flux d'énergie (Lemonsu et al 2004).

L'expérience BUBBLE (Rotach et al 2005) sur Bâle réalisée en 2002 avait, entre autres, pour but de mesurer le profil des variables moyennes et turbulentes au sein même de la canopée. Si cet aspect n'est pas crucial pour la version historique de TEB, elle permet de valider celle couplée au schéma de CLS (Masson et Seity 2009). C'est ce qu'ont fait Hamdi et Masson (2008), à partir des mesures à plusieurs niveaux sur une tour instrumentée (figure 6.9).

Dans cette version, TEB est couplé au sein de la canopée, et par exemple, les flux de chaleur des murs vers l'atmosphère sont répartis selon la verticale. Les flux des rues et des toits affectent le niveau atmosphérique qui leur est immédiatement au dessus. La traînée appliquée à l'écoulement par les bâtiments permet de retrouver la forme du profil de vent, avec en particulier le classique point d'inflexion au dessus des toits (figure 6.10(a)). La décroissance du flux de quantité de mouvement dans la canopée est aussi bien reproduite (figure 6.11(a)). En ce qui concerne la température, les profils au dessus des toits sont très bons, la température étant parfois sous-estimée à certaines heures dans la canopée (de 0,5K, figure 6.10(b)). Les profils des flux de chaleur pourraient être encore améliorés (figure 6.11(b)), mais les flux globaux du bilan d'énergie (non montrés) au dessus de la canopée sont bien reproduits.

Cette version de TEB permet même d'améliorer un peu les simulations sur Vancouver, Mexico et Marseille. Ces développements permettent d'envisager l'utilisation de TEB pour des applications plus pointues au niveau du micro-climat à l'intérieur de la rue, comme le confort thermique des passants- mais d'autres développements sont alors probablement nécessaires pour par exemple prendre en considération l'orientation des rues, la végétation et les effets d'ombrages.

### Basel-Sperrstrasse



(a) Positionnement des niveaux de CLS.



(b) site expérimental.

FIGURE 6.9 – Validation de TEB sur Bâle : expérience BUBBLE (Hamdi et Masson 2008).

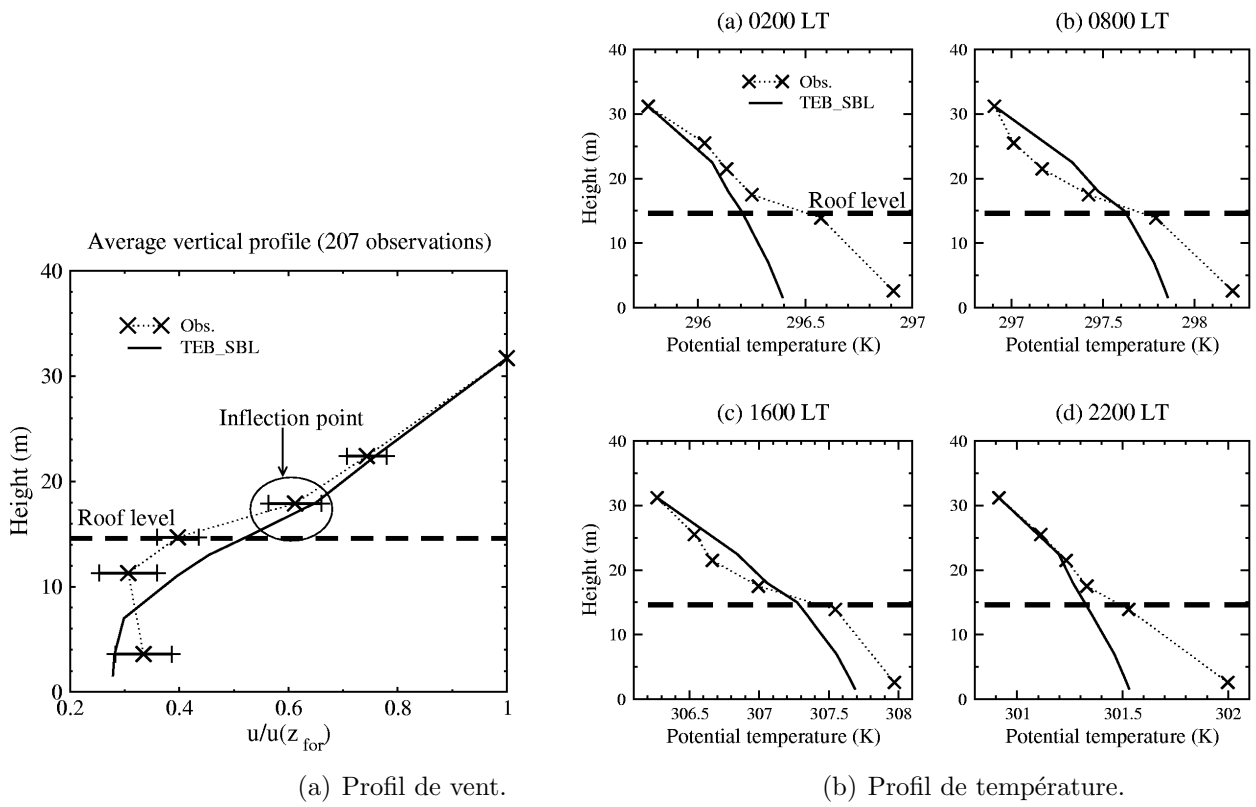


FIGURE 6.10 – Validation de TEB sur Bâle : profils moyens.

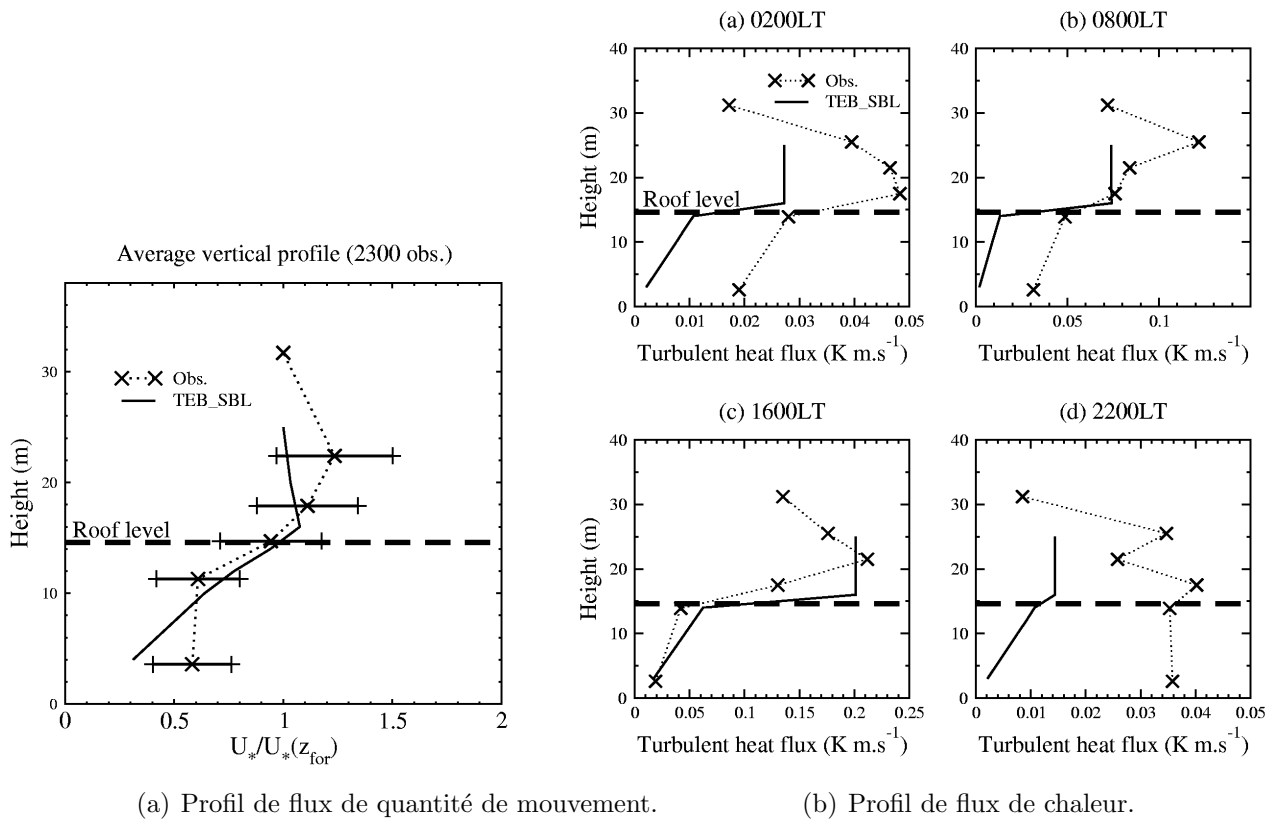


FIGURE 6.11 – Validation de TEB sur Bâle : profils turbulents.



### 6.3.2 Etudes hydrologiques locales

Les villes, de part la forte proportion de surfaces urbanisées, ont un comportement hydrologique particulier. Bien que divers modèles d'hydrologie urbaine existent, ceux-ci sont basés soit sur des chroniques statistiques pluie-débits, soit pour ceux favorisant une approche physique (comme Berthier 1999), sur une représentation fine du sol superficiel, mais sans lien avec le bilan d'énergie. L'idée a donc été, en collaboration avec le LCPC, d'étudier comment un modèle comme TEB, utilisable -a priori- à plus grande échelle que les modèles hydrologiques existants, parvient à reproduire l'écoulement dans les réseaux. Un site périurbain de lotissement de la région de Nantes, instrumenté par le LCPC, a été choisi (figure 6.12(a), Berthier 1999b).

Lemonsu et al (2007) a montré que TEB, associé à ISBA pour les jardins, pouvait représenter correctement les débits sur ce petit bassin versant (figure 6.12(b)). Toutefois, en complément d'une calibration (légère) des réservoirs d'interception des toits et des rues, a été mis en évidence la nécessité de prendre en compte un nouveau processus physique : les rues ne sont pas imperméables ! Ceci peut être dû à plusieurs phénomènes liés au vieillissement de la route ou à la jointure entre route et jardins (non nécessairement étanche). Un paramètre d'infiltration a ainsi été ajouté à TEB. L'eau qui s'infiltré au travers des rues se retrouve ainsi dans le réservoir racinaire d'ISBA. Le devenir de cette eau est alors géré par ISBA. Ce couplage améliore la représentation des épisodes pluvieux (figure 6.13). Suite à ces résultats, une réflexion est en cours pour coupler TEB (dont il faudra améliorer l'hydrologie du sous-sol) à un modèle hydrologique distribué à l'échelle de plus grands bassins versants périurbains nantais.

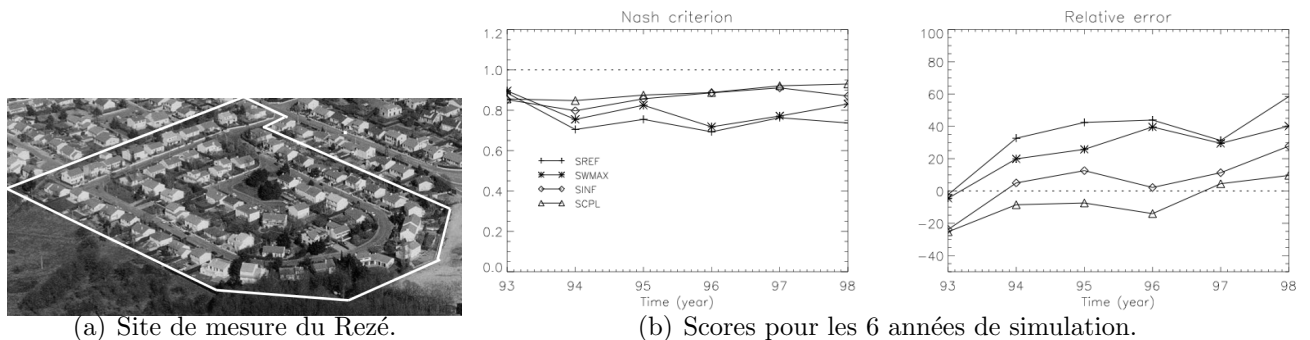


FIGURE 6.12 – Simulation des débits sur un petit bassin versant urbain après amélioration des processus physiques d'échange en eau entre surfaces imperméables (bâti, voirie) et les jardins (Lemonsu et al 2006) (Lemonsu et al 2006).

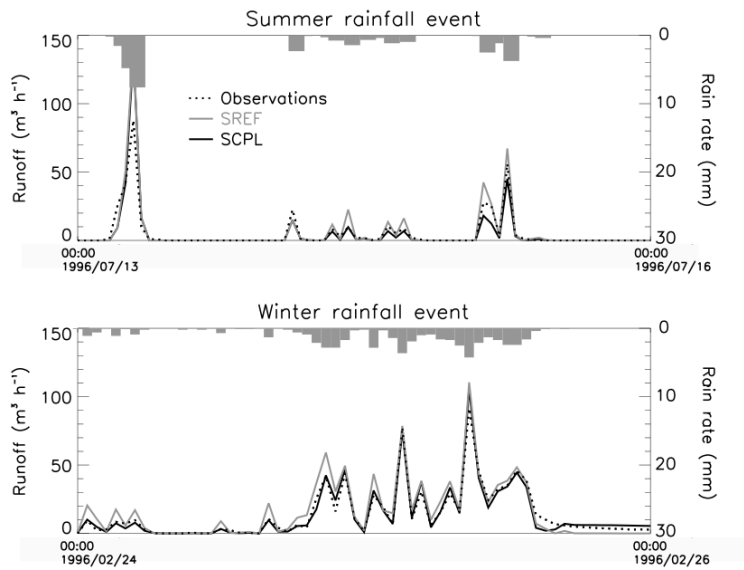


FIGURE 6.13 – Exemple d'épisode pluvieux (Lemonsu et al 2007).

### 6.3.3 Conclusion

Le schéma TEB est maintenant inclus dans divers modèles atmosphériques outre atlantique : ARPS (avec une étude de Rozoff et al 2003 sur l'impact de l'îlot de chaleur de Saint-Louis sur la formation des orages), RAMS. Aude Lemonsu a effectué son post-doc à Montréal, afin d'implanter TEB dans le modèle canadien de prévision GEM, et d'améliorer TEB en conditions hivernales, ce qui l'a conduit à mener deux campagnes de mesures sur Montréal : MUSE 2005 et MUSE 2006 (Lemonsu et al 2008). Et nous collaborons toujours avec eux dans le cadre du projet EPiCC, dans lesquels des mesures de bilan d'énergie (et des caractéristiques de la neige) sont menées pendant deux ans sur Montréal et Vancouver. Le Centre de Météorologie du Canada utilise ces données afin de valider et améliorer TEB pour les conditions climatiques des villes canadiennes.

# Chapitre 7

## Modélisation de la couche limite urbaine estivale

### Sommaire

---

<b>7.1</b>	<b>Dynamique de la Couche Limite Urbaine</b>	<b>65</b>
7.1.1	L'îlot de chaleur	66
7.1.2	Couche Limite, Ville et Turbulence	66
7.1.3	Impact sur la qualité de l'Air	68
<b>7.2</b>	<b>Interactions entre Atmosphère Urbaine et Brise de Mer</b>	<b>70</b>
7.2.1	L'expérience ESCOMPTE	70
7.2.2	L'îlot de chaleur d'une ville côtière	70
7.2.3	Influence d'une brise de mer sur des mesures de flux proche de la côte	71
7.2.4	La ville sous l'influence d'une brise de mer	74

---

### 7.1 Dynamique de la Couche Limite Urbaine

De nombreuses campagnes expérimentales ont été réalisées récemment en milieu urbain et péri-urbain. De part la demande sociétale forte sur le sujet, la plupart de ces grandes campagnes s'intéressent à la description de la qualité de l'air (par exemple MEDCAPHOT-TRACE sur Athènes (Klemm 1995), ESQUIF sur Paris (Menut et al 2000) et ESCOMPTE sur Marseille (Cros et al 2003, Drobinski et al 2007b) -), en axant plus les observations à l'échelle d'une région sur les émissions chimiques et la pollution dans la couche limite. Peu d'expériences documentent les processus physiques, thermodynamiques voire même chimiques à plus petite échelle, propres à la couche limite urbaine. En Europe, la campagne ESCOMPTE-UBL (Mestayer et al 2005) sur la ville côtière de Marseille (France) a permis de documenter finement les échanges énergétiques en période estivale (Grimmond et al 2006), et les complexes interactions entre brise de mer et couche limite urbaine (Pigeon et al 2006, Bastin et Drobinski 2005, Lemonsu et al 2006a, Lemonsu et al 2006b). La campagne expérimentale BUBBLE (Rotach et al 2005) a eu lieu sur Bâle (Suisse) (Rotach et al 2005). Des mesures très fines ont été réalisées au sein même de la canopée urbaine, ce qui a permis d'avancer sur la connaissance de la structure de la turbulence dans une rue canyon (Hamdi et Masson 2008). Dans ces deux cas (Marseille et Bâle), de part la géographie des sites (Marseille est une ville côtière, Bâle est située dans une vallée alpine), la couche limite urbaine est en interaction complexe avec l'écoulement généré par les brises

(de mer et de pente respectivement). Aux Etats-Unis, les campagnes de mesures récentes se sont intéressées à l'écoulement de fine échelle : URBAN 2000 à Salt Lake city (Allwine et al. 2002) plus récemment Oklahoma Joint Urban 2003 à Oklahoma City (Allwine et al. 2004). L'objectif scientifique principal était d'étudier la dispersion de polluants dans les centres-villes, afin de construire des stratégies de modélisation et d'intervention en cas d'attaques chimiques ou biologiques terroristes. Ces campagnes se sont basées sur la mesure le plus précisément possible (incluant mesures au sol, télédétection et hélicoptères), du devenir de traceurs passifs (SF6) relâchés en différents sites. Les aspects de modélisation, et même d'assimilation de données (pour améliorer en temps réel le champ de vent dans les modèles de dispersion), ont été inclus dans ces campagnes.

Avant d'aborder l'étude de la couche limite urbaine sur l'ensemble d'un cycle annuel à travers l'expérience CAPITOUL (chapitre suivant), je présente ici les études numériques et expérimentales sur la structure générale de la couche limite au dessus des villes (ou couche limite urbaine) en situations estivales que j'ai encadrées ou auxquelles j'ai participé : sur Paris (en se focalisant sur les effets purement urbains) et sur Marseille (en étudiant l'influence de la brise de mer).

### 7.1.1 L'îlot de chaleur

La première étude de modélisation a été menée sur la région parisienne. Il s'agit du stage de DEA d'Aude Lemonsu. Cette étude a été menée afin de quantifier l'influence de l'agglomération parisienne sur la météorologie locale pour diverses situations anticycloniques. L'étude s'est focalisée sur une situation estivale, le 11 juillet 1994 (Lemonsu et Masson 2002, revue de Priringer et al 2002). La méthodologie de travail a été de tout d'abord comparer la simulation avec les observations assez denses des stations de Météo-France disponibles sur la région (figure 7.1). Le modèle MesoNH couplé avec TEB a ainsi essuyé avec succès son baptême du feu en zone urbaine, en simulant correctement l'îlot de chaleur et son évolution (8 degrés la nuit, 2 degrés le jour).

### 7.1.2 Couche Limite, Ville et Turbulence

La deuxième étape fut ensuite de quantifier l'impact des échanges énergétiques et dynamiques avec la ville sur la couche limite. Pour ce faire, deux simulations ont été réalisées : une simulation de référence avec TEB, et une simulation idéalisée rurale où l'agglomération parisienne est tout simplement remplacée par des champs. En comparant les deux simulations (figure 7.2), on met en évidence la formation d'une brise urbaine diurne (produite par l'îlot de chaleur diurne) : dans les basses couches près du sol, une circulation convergente se forme, menant à une ascendance au dessus de Paris et à une circulation divergente vers le sommet de la couche limite. L'intensité de ces mouvements horizontaux atteint  $5\text{ms}^{-1}$ . Il faut noter que ces vents convergents sont maximum en zone périurbaine, là où la rugosité du terrain est forte. En ne considérant qu'un effet local, le vent devrait être freiné. Au lieu de cela, les effets thermiques à l'échelle de l'agglomération, "la brise urbaine", y créent et maintiennent des vents forts. Pour une autre situation, avec un vent synoptique plus fort, la branche divergente de la circulation de brise est décalée en aval de la ville (non montré ici, cf Lemonsu et Masson 2002).

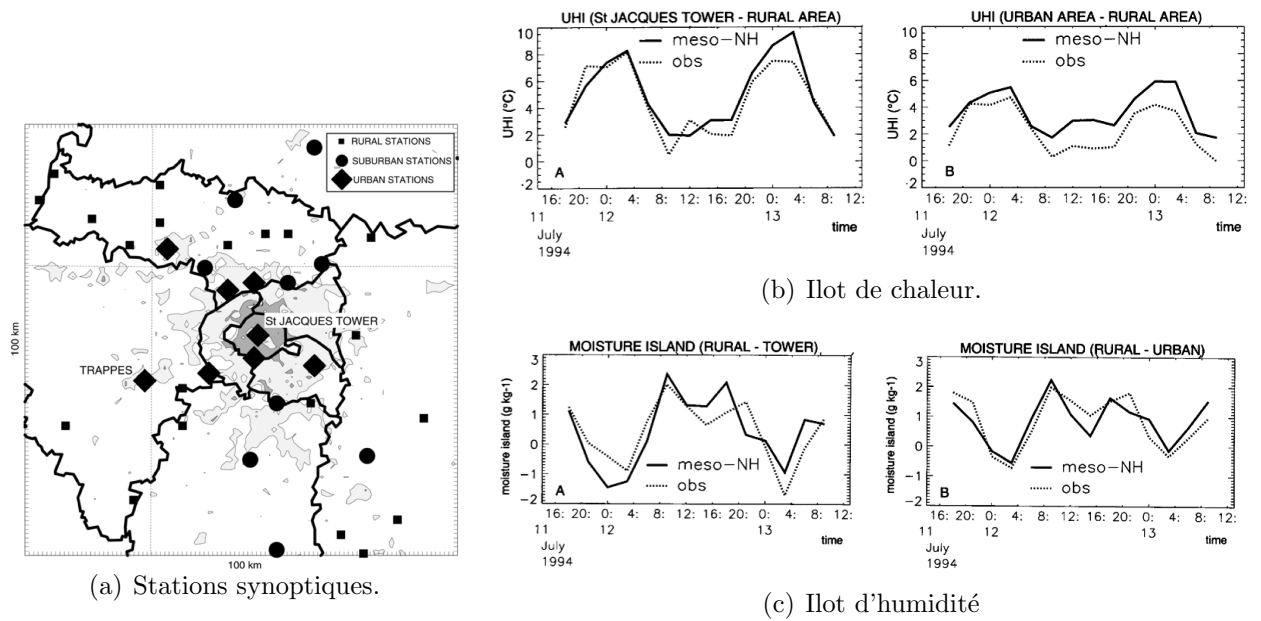


FIGURE 7.1 – îlot de chaleur sur Paris le 11 juillet 1994 (Lemonsu et Masson 2002).

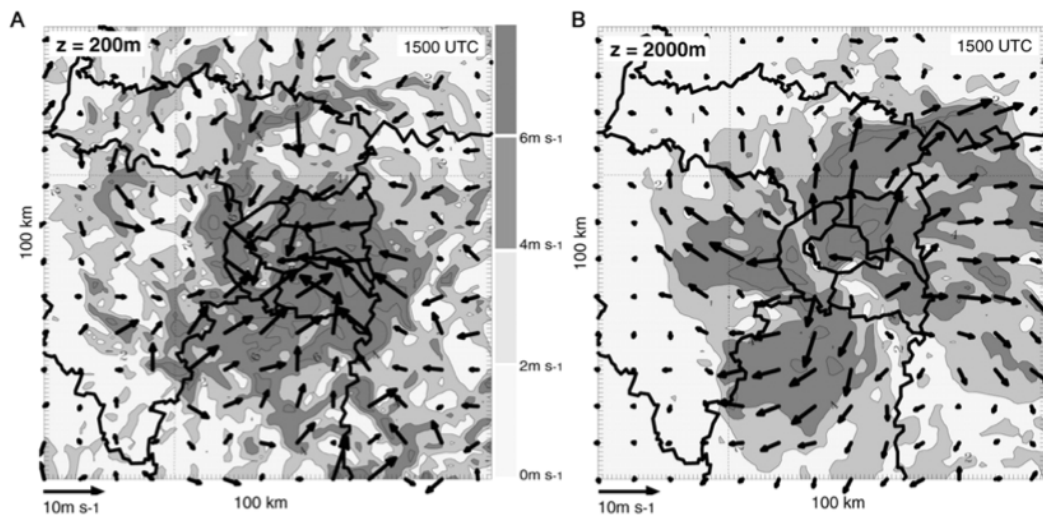
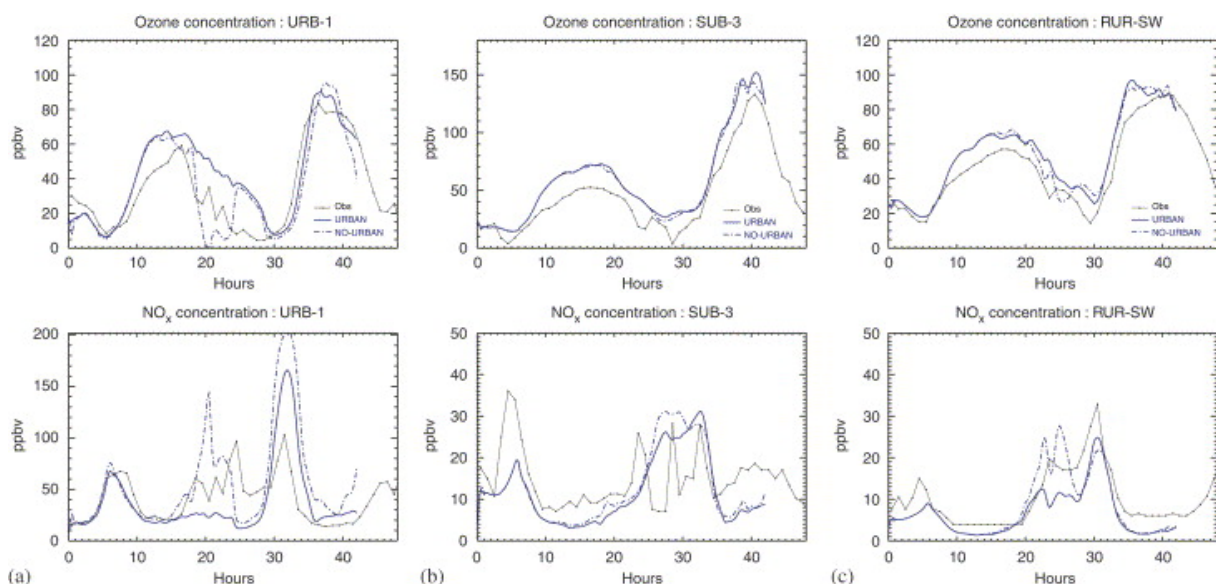


FIGURE 7.2 – Simulation de brise urbaine le 11 juillet 1994 (Lemonsu et Masson 2002).

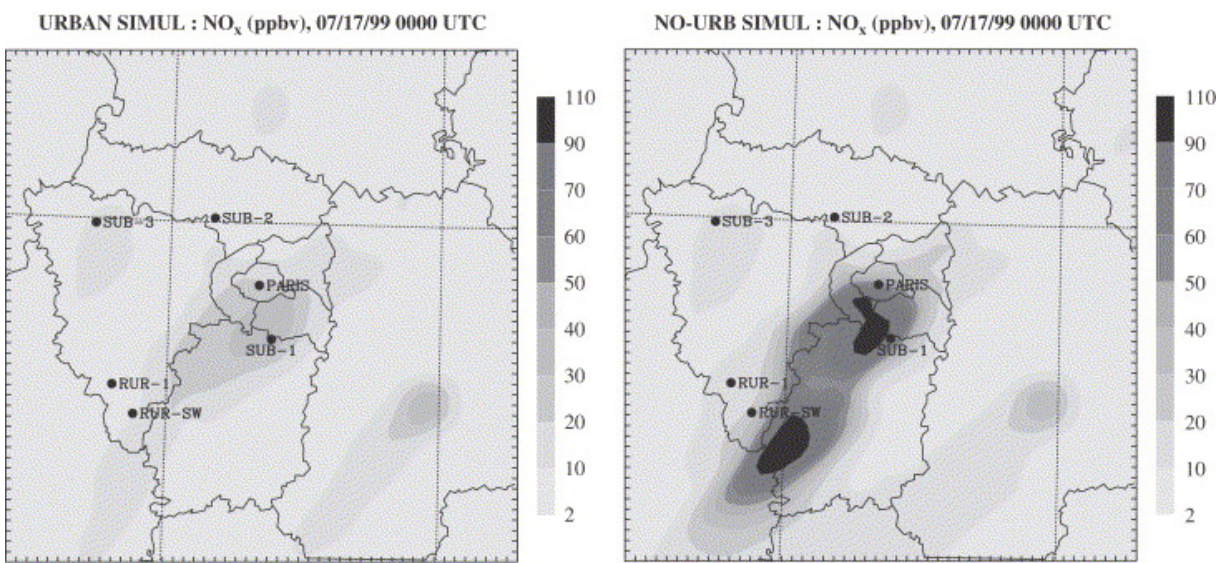
### 7.1.3 Impact sur la qualité de l’Air

Pour en revenir aux priorités des citoyens en terme d’atmosphère urbaine (tout au moins avant la canicule de 2003), regardons maintenant l’influence des effets thermiques de l’urbanisation (hors émissions) sur la qualité de l’air. Bien sûr, les concentrations des polluants sont en tout premier lieu dépendantes des émissions polluantes (gaz et particules), très importantes en ville. Toutefois, les effets thermodynamiques liés aux flux de chaleur en surface et à l’îlot de chaleur urbain peuvent moduler ces concentrations, soit par une modification du transport (par une brise urbaine par exemple), soit comme on va le voir ici du fait d’un changement radical de la stabilité des basses couches au dessus de la ville (Sarrat et al 2006).

En campagne, la nuit, la couche limite nocturne présente une forte inversion en température, qui inhibe les échanges turbulents vers le haut. Ainsi, toute pollution émise en surface sera piégée près du sol, conduisant à de fortes concentrations de polluants primaires (comme le NO). En ville, au contraire, une couche limite nocturne d’environ 100 à 200m de hauteur se forme, ce qui mélange les polluants émis et limite les concentrations. La figure 7.3(a) présente deux simulations de la campagne ESQUIF, avec les mêmes émissions, une où l’on tient compte de l’effet thermodynamique de l’îlot de chaleur urbain et une sans (ce qui correspondrait à la physique de surface des modèles de chimie-transport utilisés pour la qualité de l’air). La nuit (à partir de l’heure 18), la concentration en NOx est aux alentours de 20 ppbv dans la simulation ”URBAN”, alors qu’un pic à 150 ppbv est présent en début de nuit dans la simulation ”NO-URBAN” (pic d’émission du soir en lien avec une couche limite urbaine stable -irréaliste-). Les observations sont entre les deux. Ceci conduit à une destruction complète de l’Ozone dans la simulation NO-URBAN, alors que ce n’est pas observé. La simulation URBAN, bien que surestimant la concentration d’Ozone en ville, reproduit mieux la tendance observée (pas de chute brutale). En zone périurbaine ou rurale, il y a peu de différence entre les deux simulations. Les concentrations nocturnes trop fortes de NOx dans la simulation sans ville se retrouvent advectées en aval de Paris (figure 7.3(b)), avec le NOx toujours piégé en surface par la stabilité. La simulation avec TEB produit des concentrations plus réalistes, et un panache en aval mais moins intense.



(a) concentrations de d'Ozone et Nox pour au centre de Paris (à gauche), une station périurbaine (au milieu) et une station rurale (à droite).



(b) Concentration de NOx à minuit dans une simulation avec ville (à gauche) et sans ville (à droite).

FIGURE 7.3 – Modélisation de la pollution sur Paris durant ESQUIF le 17 juillet 1999 (Sarrat et al 2006).

## 7.2 Interactions entre Atmosphère Urbaine et Brise de Mer

### 7.2.1 L'expérience ESCOMPTE

Le CNRM s'est fortement impliqué dans ESCOMPTE, bien sûr au niveau de l'objectif général de la campagne, l'étude régionale de photochimie, mais aussi, en ce qui concerne mes activités de recherche, sur la météorologie urbaine sur Marseille et les interactions complexes avec les brises de mer et le relief. Cette campagne de mesures sur Marseille a aussi, point important, permis de sceller une collaboration avec les équipes canadiennes et (alors) américaines spécialistes du sujet au niveau mondial, à savoir celles de Tim Oke, James Voogt et Sue Grimmond. Cette collaboration avait été entamée avec la validation de TEB sur Vancouver et Mexico City (Masson et al 2002). Cette fois, ces équipes sont venues à Marseille pour participer à ESCOMPTE-UBL (Urban Boundary Layer). Leurs contributions, principalement expérimentales, ont complété nos approches plutôt modélisatrices. L'expérience acquise par le CNRM au cours de cette campagne sera réutilisée ensuite pendant CAPITOU (cf chapitre suivant).

### 7.2.2 L'îlot de chaleur d'une ville côtière

Jusqu'à présent, les variations spatiales et temporelles de l'îlot de Chaleur Urbain (ICU) avaient été étudiées séparément au moyen de deux types de dispositifs expérimentaux. Respectivement, il s'agissait de véhicules instrumentés explorant la variabilité de température selon les diverses zones d'une agglomération ou d'un nombre restreint (2 ou 3) de stations situées en zones plus ou moins urbanisées pour caractériser la variation temporelle de l'ICU. Constatant cette déficience, le CNRM a déployé un réseau de 20 stations automatiques sur Marseille pendant la campagne ESCOMPTE-UBL afin d'observer continûment l'ICU en différents points de la ville (Pigeon et al., 2006). Afin d'optimiser la capacité de ce réseau à capturer les caractéristiques spatiotemporelles de l'ICU sur Marseille, une simulation numérique avec le modèle atmosphérique Méso NH a été réalisée, en utilisant le schéma TEB pour le calcul des échanges surface urbaine/atmosphère. La simulation s'est faite sur 4 grilles emboîtées. Le plus petit domaine couvrait l'agglomération de Marseille à une résolution de 250 m. La simulation concernait trois jours consécutifs de la pré-campagne ESCOMPTE en juin et juillet 2000. 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 de la température entre la zone urbaine et les zones environnantes. Ensuite, des informations synthétiques et statistiquement pertinentes de la simulation sur la zone urbaine ont été extraites par une analyse en composante principale. 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 (Figures 7.4(a) et 7.4(b)).

La structure spatiale de l'ICU 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 entre la hauteur des bâtiments et la largeur des rues (appelé rapport d'aspect ou prospect) 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'ICU



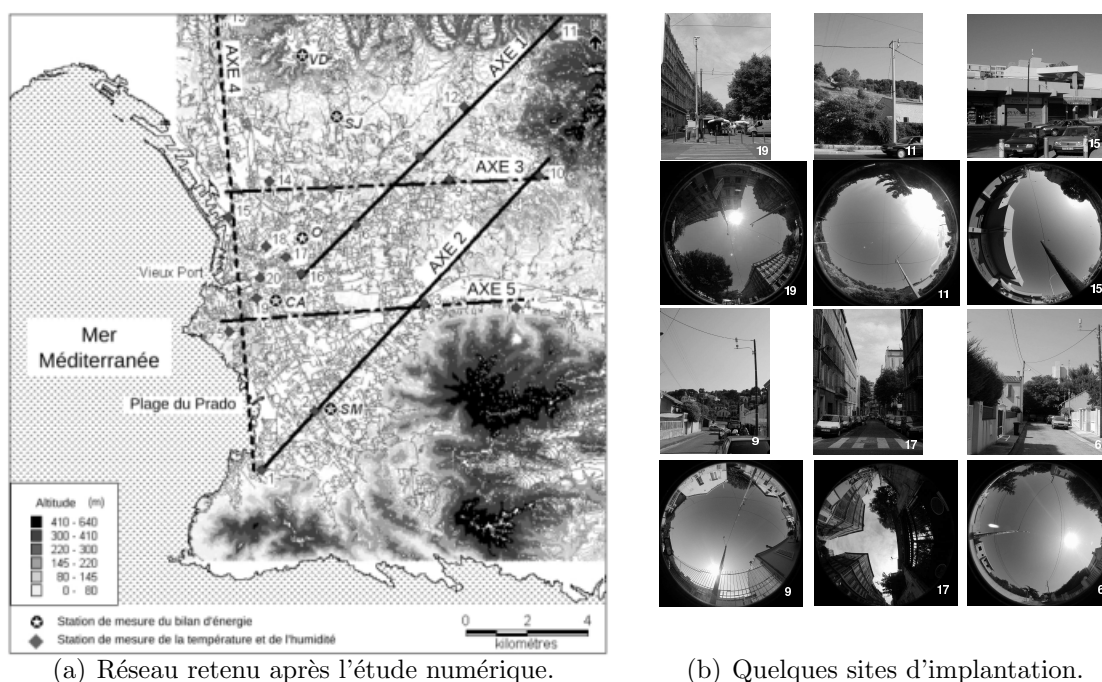


FIGURE 7.4 – Définition de l'implantation du réseau de capteur (Pigeon et al 2006).

la nuit et la fraction de surface couverte par des matériaux imperméables ainsi qu'avec le rapport d'aspect des rues entourant les sites de mesure (Figure 7.5(a)). Le jour, par contre, la relation entre la température et la fraction occupée par les surfaces imperméables est faible (Figure 7.5(a)), et le critère le plus pertinent est la distance à la côte.

Ces mêmes corrélations ont été retrouvées dans l'analyse de la simulation de l'îlot de chaleur utilisée initialement pour optimiser la disposition du réseau. Ce résultat souligne à la fois la validité de l'outil numérique utilisé, de la méthode mise en place pour optimiser l'implantation du réseau de stations 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 correspondaient à deux années différentes (2000 et 2001).

### 7.2.3 Influence d'une brise de mer sur des mesures de flux proche de la côte

L'air marin est frais et humide. Lorsque la brise de mer se forme, cet air est advecté au dessus de surfaces urbaines très chaudes (en journée) qui de plus évaporent peu. De ce fait, se forme un gradient horizontal fort de température de l'air (de l'ordre du degré par kilomètre) quand on se déplace de la côte vers l'intérieur de la ville (figure 7.6 à gauche). Le réchauffement de l'air est dû d'une part à l'apport de chaleur par le flux de chaleur sensible à la surface, et d'autre part (ce qui se voit sur la coupe verticale), à l'entraînement d'air chaud initialement au dessus de la couche limite marine lorsque la couche limite croît au dessus de la ville (par turbulence à la fois dynamique et thermique). Pour ce qui est de l'humidité, seul ce deuxième phénomène (l'entraînement sommital d'air sec) a lieu, vu qu'il n'y a pas de flux d'évaporation significatif en surface. Ceci conduit à un gradient en humidité spécifique (figure 7.6 à droite).

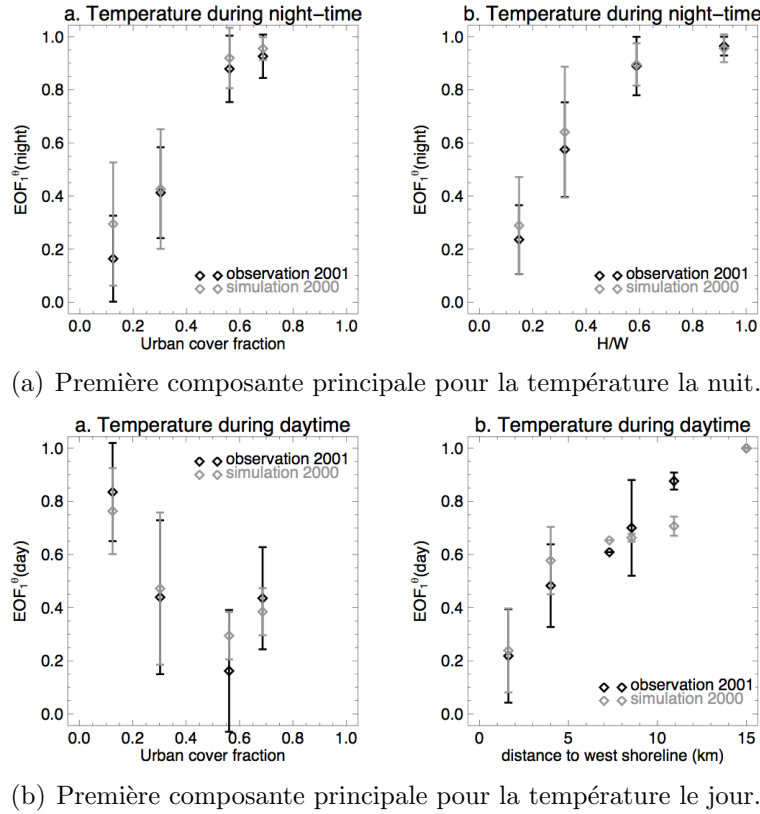


FIGURE 7.5 – Relations entre température la nuit et taux d’urbanisation (à gauche) et prospect des rues ou distance à la côte (à droite) (Pigeon et al 2006, 2008).

Ces fort gradients horizontaux de température et humidité de l’air ne sont pas sans conséquence sur les mesures de flux turbulents avec un mât instrumenté. En effet, lorsque l’on place un mât de mesures, on suppose que celui-ci est dans la Couche Limite de Surface (CLS) à flux constant ; et donc que les flux qu’on mesure à 30m de haut (i.e. assez haut pour ne pas subir les effets individuels de chaque bâtiment) sont les mêmes que ceux émis par la surface. Cependant, comme on le voit sur le schéma de la figure 7.6, en présence de forte advection moyenne horizontale (ici à cause de la brise de mer), des flux différents entrent et sortent par les parois latérales de la ”boîte” schématisant la CLS. De ce fait, les flux ne sont plus constants sur la verticale dans la CLS, et il faut apporter une correction aux flux mesurés à 30m pour retrouver le flux de surface. Le flux sensible réel en surface est donc ainsi plus important que le flux mesuré à 30m, alors que le flux latent lui est plus faible que celui mesuré (la vapeur d’eau provenant non pas de la surface mais de l’air marin advecté puis mélangé et entraîné vers le haut).

Pigeon et al (2007a) a quantifié pour plusieurs journées de brise de mer durant ESCOMPTE ces corrections, indépendamment à partir des observations (du réseau de mesure de l’îlot de chaleur) et du modèle (MesoNH, cf ci après). Ils montrent (figure 7.7) que la correction à apporter aux flux de chaleur sensible peut être aussi forte que  $150$  à  $200 \text{ W m}^{-2}$  si on place le mât en bordure immédiate de la mer, et qu’à  $2\text{km}$  de celle-ci (là où était effectivement placé le mât de mesures), la correction peut atteindre au plus fort de la brise  $50$  à  $100 \text{ W m}^{-2}$  pour des valeurs absolues du flux atteignant  $300$  à  $400 \text{ W m}^{-2}$  (figure 6.7).

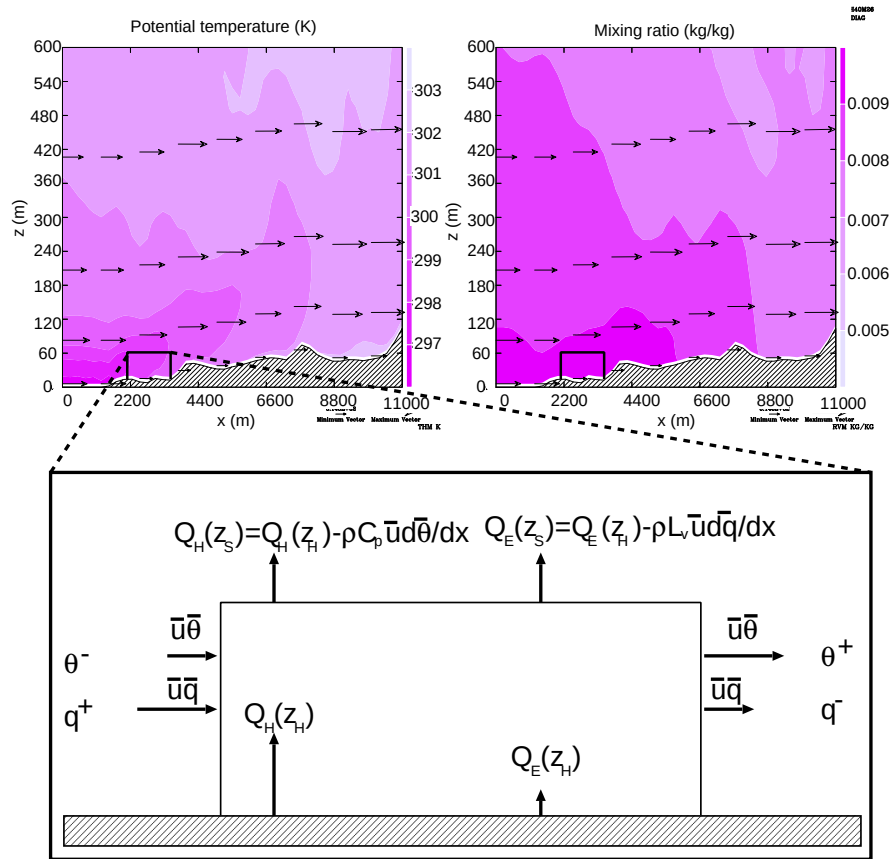


FIGURE 7.6 – Coupe verticale Ouest-Est (i.e. Baie - Marseille) de la température potentielle et de l'humidité (Pigeon et al 2007a).

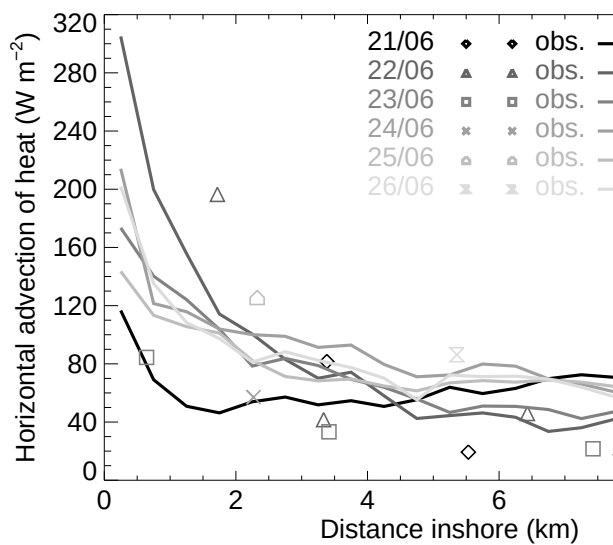


FIGURE 7.7 – Effets advectifs sur la mesure des flux de surface avec un mât en fonction de la distance à la côte (Pigeon et al 2007a).

## 7.2.4 La ville sous l'influence d'une brise de mer

Afin d'étudier à l'échelle de l'agglomération les interactions entre couche limite urbaine et brise de mer, Lemonsu et al (2006a) ont modélisé les 6 jours consécutifs de la POI2 d'ESCOMPTE avec le modèle MesoNH, jusqu'à 250m de résolution sur Marseille, afin de prendre en compte au mieux les effets locaux (figure 7.8). Cette POI2 se caractérise par deux périodes bien distinctes : les 3 premiers jours correspondent à un Mistral faiblissant, c'est à dire un vent venant plutôt de l'intérieur des terres du Nord-Ouest ; durant les 3 derniers jours une brise de mer se forme chaque jour (et aussi à une pollution importante). Ainsi, l'étude de cette POI2 va permettre d'étudier les caractéristiques de la couche limite urbaine suivant deux situations de méso-échelle contrastées.

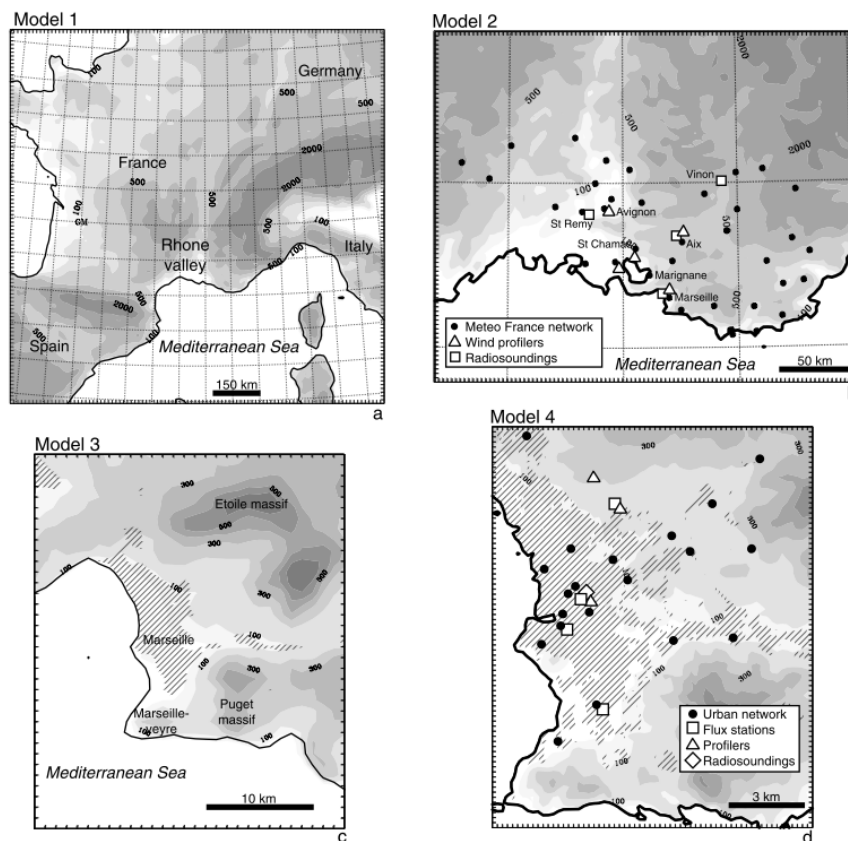


FIGURE 7.8 – Domaines de simulation pour ESCOMPTE (Lemonsu et al 2006a).

Le 22 juin 2001 (faible Mistral, figure 7.9 à gauche), la structure en température en journée (observée et modélisée) est simplement gouvernée par le passage ou non de la masse d'air au dessus de la baie. La couche limite atteint 1250m de haut au dessus de la ville. Le 26 juin (figure 7.9, à droite), l'écoulement est plus complexe. La zone urbaine la plus chaude est en aval du massif du Puget, indiquant un effet orographique marqué. Les zones les plus froides sont au Sud et au Nord de Marseille. En utilisant conjointement les sorties du modèle et le Lidar Vent 3D qui était positionné au Nord de Marseille, Lemonsu et al (2006b) ont mis en évidence ce jour là une structure en 4 couches sur la ville (figure 7.10). Les deux couches supérieures sont liées à la présence de deux masses d'air d'origines synoptiques différentes sur la région. Mais intéressons nous plutôt aux deux plus basses couches. (i) La première couche (A) est une couche de "brise de mer mince", provenant du

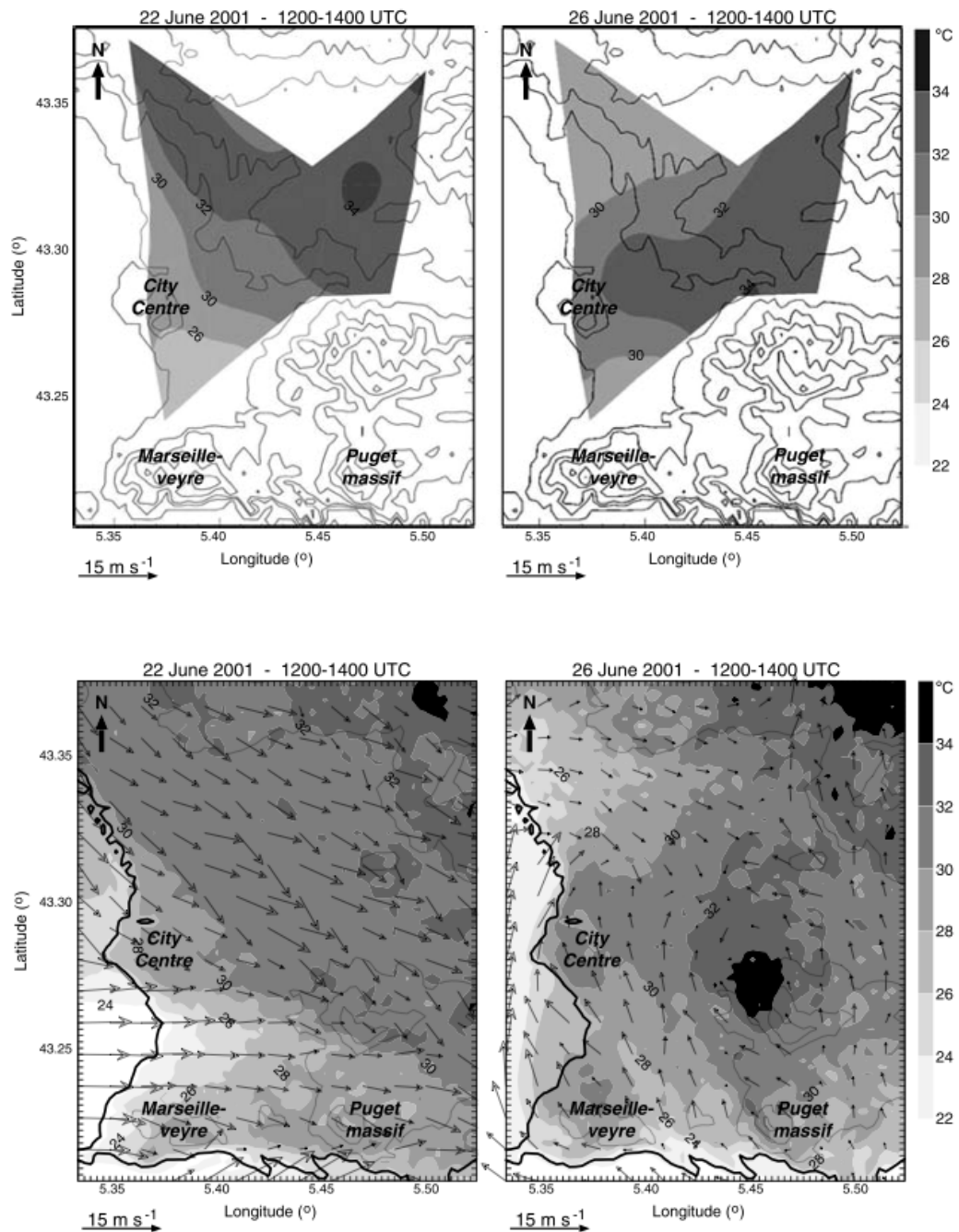


FIGURE 7.9 – Température le 22 juin (brise composée avec du Mistral) et le 26 juin (brise de mer de Sud-Est) ; observations (en haut) et modèle à 250m de résolution (en bas) (Lemonsu et al 2006a).

Sud mais bloquée par et contournant les reliefs des calanques. La brise aborde Marseille par le Sud-Ouest et le Nord Ouest après le passage au dessus de la baie (d'où les zones plus fraîches à ces endroits). (ii) la deuxième couche (B), ou "brise de mer épaisse", correspondant à la brise de mer d'échelle régionale provenant du Sud (la côte est globalement orientée Ouest-Est), qui passe les reliefs et surplombe la brise de mer mince.

Ainsi, en journée, la structure de la couche limite au dessus de Marseille est peu in-

fluencée par la ville mais est due aux interactions entre brise de mer et relief. L'influence de la ville se limite à une modulation de la température de l'air grâce au flux de chaleur sensible en surface important, mais même la structure générale de la température de l'air au voisinage du sol est d'abord dictée par l'origine de la masse d'air (distance à la côte qu'a parcouru la brise de mer mince, effet de relief). La nuit par contre, on a vu que le rôle de l'urbanisation était plus important (figure 7.5(a)). Suite à ces nombreuses études sur Marseille, afin de se focaliser sur l'étude d'effets purement urbains, j'ai mis en place et conduit la campagne de mesures CAPITOU.

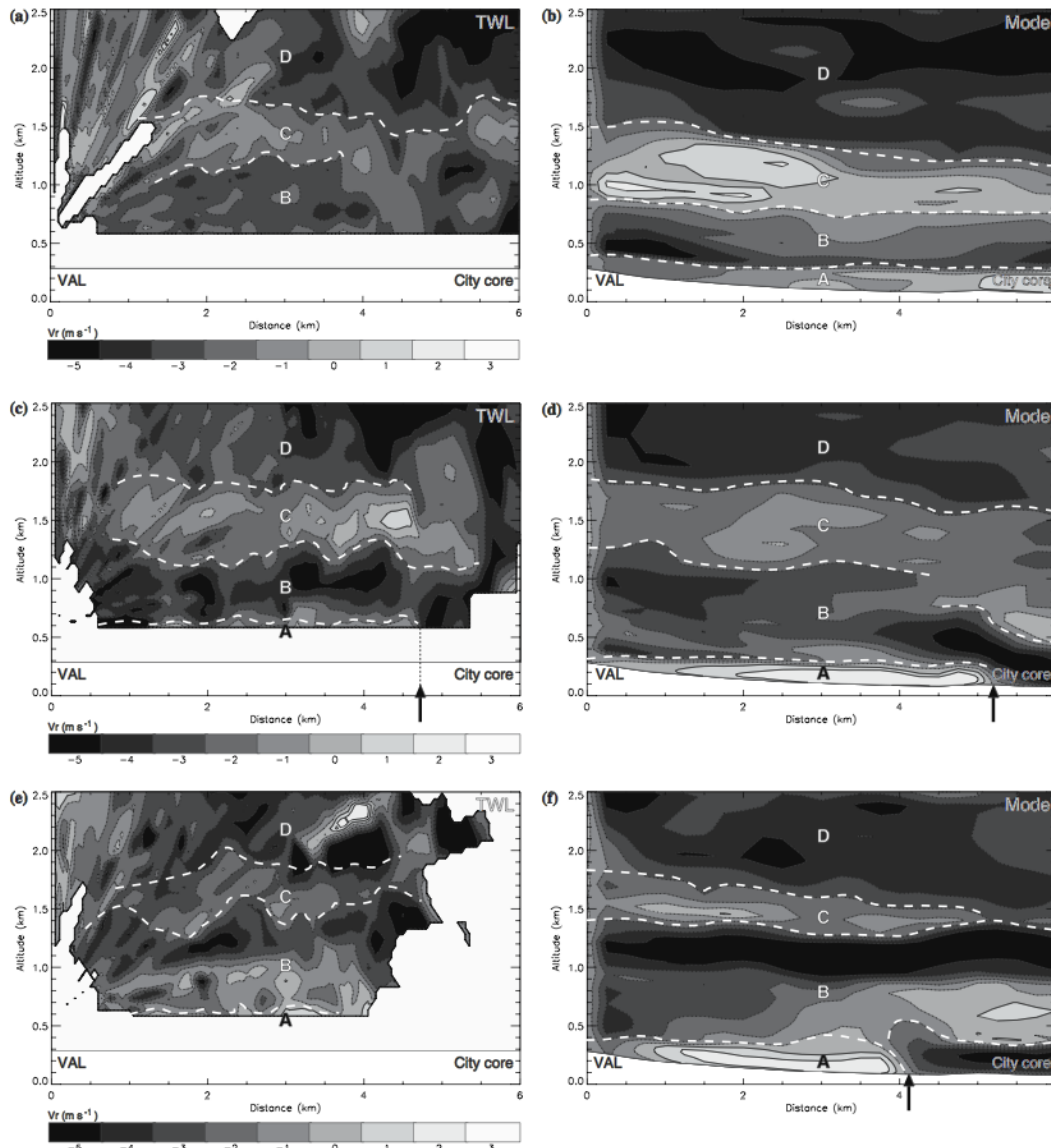


FIGURE 7.10 – Structure stratifiée de la couche limite en 4 couches au dessus de Marseille le 26 juin mise en évidence par la vitesse radiale du vent (négatif = vers le Lidar Vent Transportable) observé (à gauche) et simulé (à droite), à 11h, 14h et 17h. Nord à gauche. Centre-Ville à droite. (Lemonsu et al 2006b).

# Chapitre 8

## La campagne de météorologie urbaine CAPITOUL

### Sommaire

---

<b>8.1</b>	<b>Introduction</b>	<b>77</b>
<b>8.2</b>	<b>Objectifs de l'expérience</b>	<b>79</b>
8.2.1	Compréhension des échanges surface urbaine - atmosphère	79
8.2.2	Structure et évolution de la Couche Limite Urbaine	79
8.2.3	Transformation des aérosols urbains	79
8.2.4	Hétérogénéité des températures des surfaces urbaines	80
8.2.5	Dispersion à courte distance	80
<b>8.3</b>	<b>Réseau expérimental</b>	<b>80</b>
8.3.1	Stratégie de mesure	80
8.3.2	Mesures permanentes	81
8.3.3	Mesures en POI	85
<b>8.4</b>	<b>Premiers résultats</b>	<b>88</b>
8.4.1	Variabilité intra-annuelle du bilan d'énergie, flux anthropiques	88
8.4.2	Brise urbaine : observation et simulation	89
8.4.3	Brouillard urbain	90
8.4.4	Avancées sur l'aérosol urbain	92
8.4.5	Hétérogénéités spatiales, annuelle et diurne des températures de surface	92
<b>8.5</b>	<b>Conclusions</b>	<b>94</b>

---

### 8.1 Introduction

Afin de compléter notre connaissances des diverses composantes du climat urbain, j'ai monté une campagne de mesures expérimentales complémentaire des campagnes déjà réalisées, à savoir principalement le volet urbain de ESCOMPTE sur Marseille et BUBBLE sur Bâle. Cette nouvelle campagne expérimentale s'est déroulée sur Toulouse (ville loin - d'un point de vue micro-météo - de la mer ou de la montagne), pour s'affranchir d'effets à méso-échelle (brises). C'est la campagne CAPITOUL (Masson et al 2008) : "Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer".

Afin de réaliser ses objectifs, CAPITOUL devait être une campagne de mesures collaborative, car l'expertise (et même l'instrumentation) n'était pas disponible au CNRM pour tous les aspects scientifiques à aborder. Ainsi, une dizaine de laboratoires ont participé : le CNRM, le Laboratoire d'Aérodologie, l'INRA de Bordeaux, l'IRSN, l'ONERA, l'université de Birmingham et nos incontournables canadiens préférés : J. Voogt de l'université de Western Ontario et T. Oke de l'université de Colombie Britannique.

Ce fut une expérience nouvelle pour moi. Même si (et sans doute parce que) il y a eu quelques couacs imprévus dans la mise en œuvre de la campagne (comme par exemple un retard dans l'installation du mât sur le Monoprix, ou la nécessité de compensations en espèces sonnantes et trébuchantes pour les astreintes ou vacations de nuit, qui n'étaient alors prévues qu'en récupération en congés), j'ai trouvé très enrichissant de quitter mon bureau et d'aller voir ce qui se passe en vrai dehors. Je n'ai jamais été aussi souvent à Toulouse que lorsque que l'on allait (parfois plusieurs fois par semaine) manœuvrer le mât télescopique. CAPITOUL m'a donné l'occasion d'aller rencontrer des élus (rencontres pour lesquelles j'ai acheté mon seul et unique costard), dont le maire de Toulouse de l'époque (Monsieur Douste-Blazy).

J'ai découvert qu'une campagne expérimentale, ce sont bien sûr des aspects techniques de mesures et financiers, mais aussi des aspects logistiques, administratifs (comme les tableaux de services), et surtout humains. Je tiens à remercier toutes les personnes que j'ai cotoyé pendant cette campagne, et qui ont fourni un travail extraordinaire, ainsi que Philippe Bougeault qui m'a soutenu dès le début pour lancer CAPITOUL si près d'ES-COMPTE.

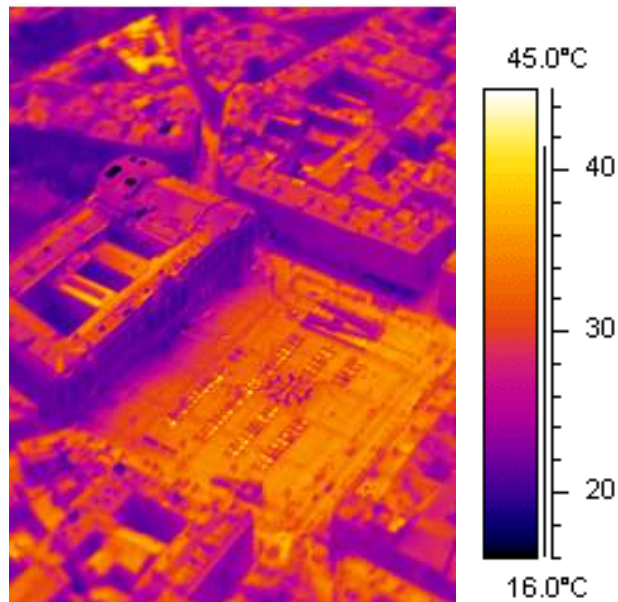


FIGURE 8.1 – Le Capitole comme vous ne l'avez jamais vu.



## 8.2 Objectifs de l'expérience

Rentrons maintenant dans le vif du sujet. La campagne CAPITOUL s'attache en priorité à quantifier les interactions entre surfaces urbaine, évolution et structure 3D de la couche limite urbaine et aérosols urbains, à l'échelle de l'agglomération et des quartiers. L'objectif ne sera pas comme dans BUBBLE de documenter précisément la turbulence dans la canopée, mais plutôt de quantifier le rôle de la ville (par ses échanges turbulents au dessus de la canopée urbaine) sur la couche limite urbaine (CLU), et les circulations liées à la ville qui s'y développent (brise, panache). De plus, un intérêt particulier sera porté à la description et la compréhension de la variabilité temporelle des processus au cours d'un cycle annuel.

Les aspects de modélisation, en vue d'améliorer les modèles d'études de processus ou de prévision du temps en ville, ont été incorporé à la réflexion dès le départ. Plus précisément, les objectifs se décomposent ainsi :

### 8.2.1 Compréhension des échanges surface urbaine - atmosphère

L'objectif est de documenter ces échanges énergétiques, ainsi que leurs causes, au cours d'un cycle annuel. Les aspects les plus novateurs visés concernent :

- La description des différents flux de ce bilan pour un ensemble varié de conditions météorologiques, en continu sur une année,
- la mesure et la modélisation du flux anthropique  $Q_F$ ,
- le comportement du flux d'évaporation  $Q_E$  juste après des conditions pluvieuses
- la modélisation de ces flux

Un objectif complémentaire et novateur est de mesurer directement les émissions d'aérosols urbains, tant au niveau des processus turbulents de transfert de la canopée vers l'atmosphère que de la composition et propriétés microphysiques des aérosols eux-mêmes.

### 8.2.2 Structure et évolution de la Couche Limite Urbaine

Un des objectifs principaux de CAPITOUL est de quantifier les processus et interactions au sein de la CLU. On peut noter que ceci suppose un dispositif expérimental explorant spatialement la couche limite (notamment aéroporté), et pas seulement la surface. En se focalisant sur les conditions anticycloniques de vent faible, on s'est intéressé à documenter pour des cycles diurnes au cours des saisons :

- la structure et l'évolution intra-urbaine (à l'échelle des quartiers) de l'îlot de chaleur urbain, ainsi que le champ d'humidité.
- l'impact dynamique et thermodynamique sur l'ensemble de la couche limite urbaine, diurne ou nocturne, afin de mettre en évidence des phénomènes comme la brise urbaine.
- l'impact de la ville, via la modification de la couche limite nocturne par le chauffage sous-jacent, sur le brouillard, tant au niveau de sa formation, son évolution ou sa dissipation.

### 8.2.3 Transformation des aérosols urbains

Un des objectifs de ce projet était donc de mieux comprendre les liens existant entre les propriétés dynamiques de la CLU d'une part et les propriétés chimiques et micro-physiques

des aérosols tout au long de leur temps de séjour dans l'atmosphère d'autre part. Pour cela, il est indispensable de documenter correctement la façon dont les polluants sont transportés, mélangés et transformés dans la CLU. Cette étude a donc été subdivisée en 3 volets :

- caractérisation physico-chimique de l'aérosol urbain,
- vieillissement de l'aérosol urbain au cours de leur transport dans la CLU,
- impact radiatif de l'aérosol urbain.

## 8.2.4 Hétérogénéité des températures des surfaces urbaines

Les surfaces urbaines, de par leur structure de petite échelle très hétérogène (bâti, orientations des surfaces, matériaux), s'échauffent très différemment, induisant une forte hétérogénéité des températures des surfaces (Voogt and Oke 1997, 2003). Ceci influe sur les échanges thermiques avec l'atmosphère (Voogt and Grimmond 2000), que l'on cherche à documenter et paramétrer finement dans CAPITOUL. Un autre impact est la forte variation de la température de surface apparente vue par un satellite (à l'échelle d'un quartier), pouvant atteindre plusieurs degrés sur des villes en été (c'est l'effet d'anisotropie directionnelle, présenté dans Lagouarde et al 2004). L'objectif est ici toujours d'étendre la description puis la modélisation des hétérogénéités des températures de surfaces urbaines de jour mais aussi de nuit, pour différentes saisons.

## 8.2.5 Dispersion à courte distance

La dispersion de gaz ou des particules dans la couche limite atmosphérique est essentielle à beaucoup d'études sur l'environnement. La modélisation de cette dispersion devient une priorité élevée, dans un cadre d'urgence, quand il y a un rejet accidentel comme par exemple l'explosion AZF le 21 septembre 2001 dans la région de Toulouse. Météo-France et l'IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) sont impliqués dans la cellule de crise nationale quand un rejet accidentel se produit. La campagne CAPITOUL était une bonne occasion pour les deux organismes de mesurer la dispersion d'un traceur (SF6) afin de valider des systèmes de modélisation, utilisée dans le cas d'une urgence, pour la dispersion de contaminant à courte distance (quelques kilomètres). L'objectif était d'étudier la dispersion dans la couche limite convective sur un secteur péri-urbain, type de couvert sur lequel les zones industrielles sont généralement implantées.

# 8.3 Réseau expérimental

## 8.3.1 Stratégie de mesure

L'expérience s'est déroulée de début mars 2004 à fin février 2005 sur la ville de Toulouse. L'agglomération de 20km de diamètre environ, comporte 900000 habitants, ce qui est a priori suffisant pour obtenir des îlots de chaleur de l'ordre de 8 degrés (Oke 1987), et des circulations tri-dimensionnelles dans la couche limite atmosphérique au dessus de la ville.

Cette ville a été choisie pour plusieurs raisons :

- la ville est située relativement loin de reliefs significatifs et de la mer, de sorte qu'elle ne subit pas d'effets locaux de brises de vallée ou de brise de mer. De petites collines de moins de 100m de haut sont présentes au sud-est de l'agglomération.

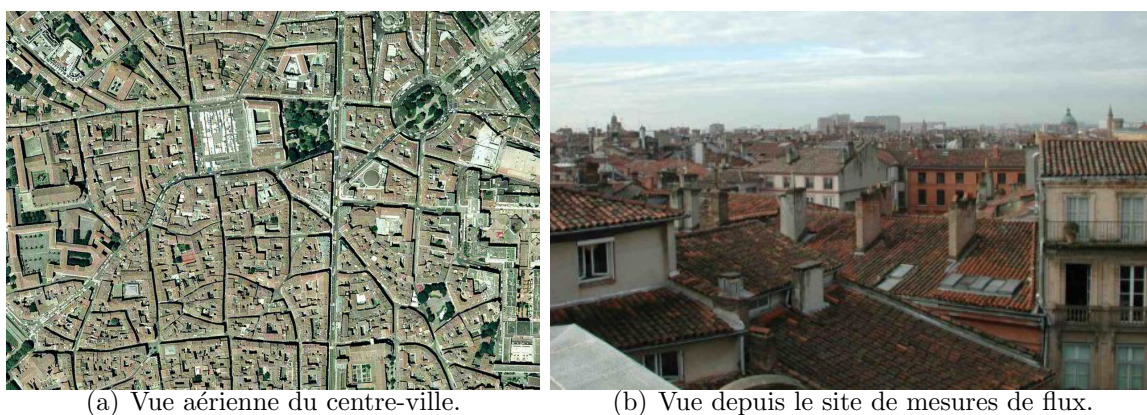


FIGURE 8.2 – Centre-ville de Toulouse.

La météorologie est ainsi principalement gouvernée par l'évolution synoptique, ce qui fait qu'en conditions anticycloniques, les effets urbains tels que îlot de chaleur, panache ou brise urbaine peuvent se développer.

- Le centre-ville ancien, qui s'étend sur environ  $3,5\text{km}^2$ , est très homogène, aussi bien vis à vis des hauteurs de bâtiments (environ 20m) que des matériaux de construction : briques rouges et tuiles (Figure 8.2). Ces conditions sont favorables pour effectuer des mesures de flux turbulents pertinentes pour un centre-ville dense.
- La ville comporte peu d'industries polluantes, l'essentiel de l'activité économique tournant autour du spatial et de l'aéronautique. La principale source de pollution est dûe a la pollution automobile et au chauffage domestique au fioul, ce qui permet d'étudier plus spécifiquement les aérosols carbonés et les sulfates.
- Le Centre National de Recherches Météorologiques est situé a Toulouse, facilitant les aspects logistiques et permettant une instrumentation plus importante. En particulier, l'avion instrumenté est basé à Toulouse, ce qui permettait d'effectuer des mesures aéroportées au dessus de l'agglomération dès que des conditions anticycloniques se présentaient.

Le réseau expérimental est composé d'instrumentation fixe durant toute l'année de mesure, afin de documenter le cycle annuel complet de divers processus (échanges turbulents, îlot de chaleur, composition chimique des aérosols,...). Les divers sites de mesures sont décrits brièvement dans la figure 8.3. Ce dispositif est complété lors de Périodes d'Observations Intensives (POI), notamment par des moyens aéroportés (avion, ballons), afin de documenter la structure tri-dimensionnelle de la couche limite urbaine. L'instrumentation additionnelle en POI est présentée en figure 8.7. Ces 17 POI de un ou deux jours ont eu lieu durant des saisons différentes afin de documenter le cycle annuel.

### 8.3.2 Mesures permanentes

#### Site urbain dense

Afin de documenter les processus d'échanges énergétiques entre le centre-ville ancien de Toulouse et l'atmosphère, un important dispositif expérimental, schématisé sur la figure 8.4, a été mis en place. Ce site central a été équipé d'un mât télescopique sur lequel ont été installé des mesures de turbulence pour estimer les flux de chaleur, d'évaporation et de  $\text{CO}_2$  (fig 8.5(a)). Le mât a été opéré selon plusieurs altitudes de mesure en fonction de

	2004											2005		
	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02		
Energy fluxes (downtown)	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Energy fluxes at canyon top (downtown)						■	■	■	■	■	■	■	■	■
Energy Fluxes (sub-urban)								■	■	■	■	■	■	■
Energy fluxes (countryside)	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Aerosols (filters)	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Aerosols (microphysics)		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Aerosols (radiative properties)	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Aerosols (fast counters)		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Downtown Scintillometers		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Fixed IRT sensors		■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Urban stations network	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Countryside met. Stations	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
UHF radar, ceilometer (downtown)	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■
Sodar (suburban)														

FIGURE 8.3 – Mesures permanentes pendant CAPITOUL (grisé : instrumentation opérationnelle et données validées).

l'intensité du vent, ce qui a induit une organisation importante au niveau des astreintes, puisque la manipulation du mât nécessitait 4 personnes. Les rues de la Pomme et Alsace, adjacentes à la terrasse ont été équipées de perches au sommet du canyon urbain, et ces perches ont été équipés de mesures de turbulence et de températures de surface (fig 8.5(b)).

Les mesures d'aérosol ont été réalisées sur le toit de la poste centrale, à environ 30 m au-dessus du niveau du sol. La spéciation chimique des aérosols (Calvo et al., 2008) a été établie à partir de prélèvements hebdomadaires sur filtre.

De plus, suite à l'étude positive effectuée à Marseille pendant ESCOMPTE sur ce type d'instrument, un scintillomètre a été installé au dessus du centre-ville par l'équipe EPHYSE de l'INRA (J.-P. Lagouarde) afin de mesurer un flux de chaleur sensible intégré. Ce type d'instrument, facile à mettre en œuvre, pourrait ainsi à terme se substituer aux mesures par corrélations sur un mât pour des études long-terme ou opérationnelles en milieu urbain.

### Sites ruraux

Trois sites ont été équipé de mesures météorologiques moyennes (Mondouzil, Auzeville, Launac) et de flux radiatifs. Deux autres sites sont en plus équipés de mesures de flux turbulents et d'humidité et température dans le sol : Le Fauga (au sud de Toulouse) et Saint Sardos (à l'ouest de Toulouse, cf De Rosnay 2006).

### Réseau de mini-stations (mesure de l'îlot thermodynamique)

21 stations de mesures de température et d'humidité sous abri (6m) ont été installées dans différents quartiers représentatifs de l'agglomération. Ces stations ont fonctionné en continu pendant toute la durée de l'expérience.

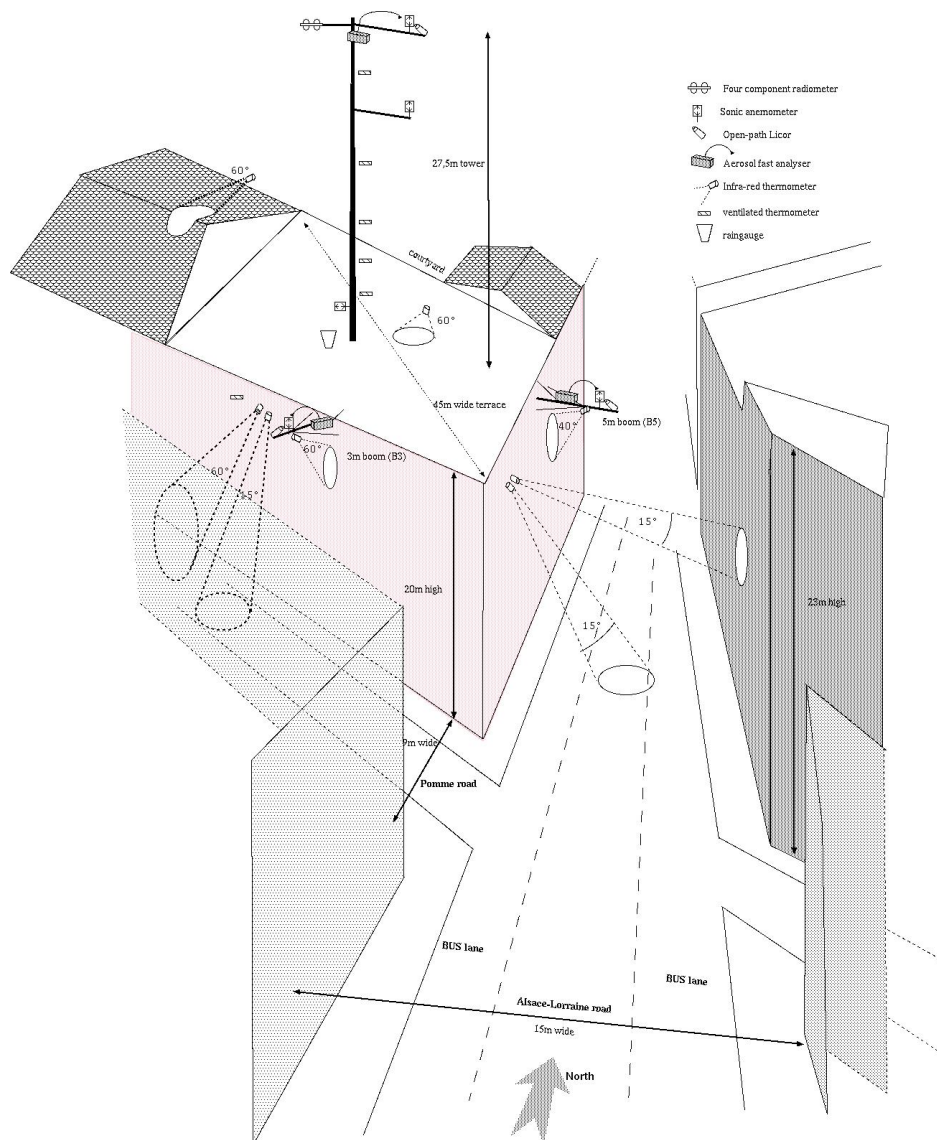


FIGURE 8.4 – Site du centre-ville.

## Profileurs

Un radar UHF a été installé en centre-ville afin de mesurer en continu le profil de vent au dessus de la ville. Sur le même site un télémètre modifié complète cette information en observant l'évolution de la couche limite, à partir de la réflectivité de la vapeur d'eau et des aérosols.

## Cadastre urbain et inventaire énergétique

Un inventaire de la consommation d'énergie pendant la période de la campagne a été conduit à l'échelle de l'agglomération (Pigeon et al. 2007b, figure 8.6). Cet inventaire tient compte du trafic, de l'électricité, du gaz ainsi que d'autres sources d'énergie minoritaires (fuel, bois, charbon, réseau urbain). Ces données sont disponibles dans un système d'informations géographiques (SIG). L'ensemble de ces données ont été analysées en relation avec les caractéristiques d'occupation des sols (Masséra, 2005). Il a ainsi été possible d'établir

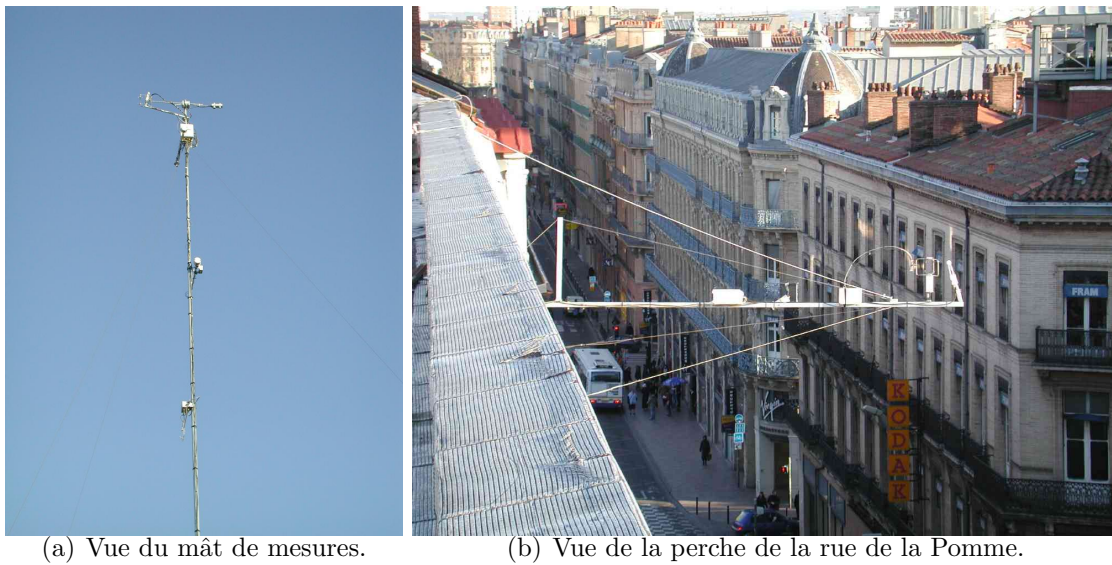


FIGURE 8.5 – Instrumentation du site central.

l'inventaire de consommation d'énergie à une résolution horizontale de 100 m. L'inventaire a été confronté aux mesures du bilan d'énergie (Pigeon et al. 2007b) et les résultats montrent une bonne cohérence entre ces deux informations.

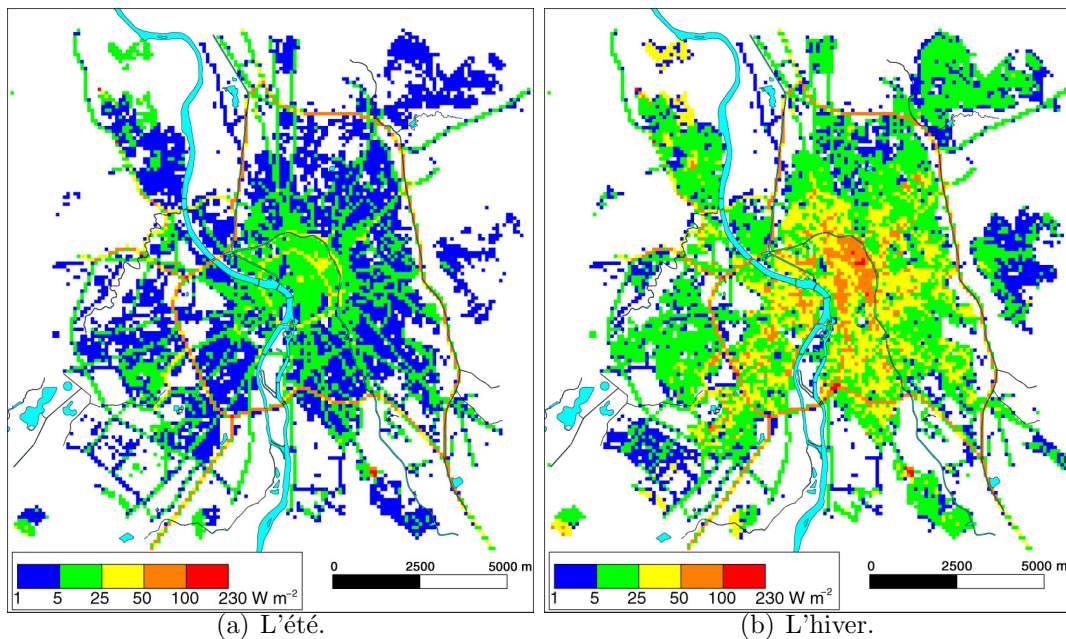


FIGURE 8.6 – Ça, c'est  $Q_F$  (Pigeon et al 2007b, 2008c).

### Analyse en laboratoire des caractéristiques radiatives des matériaux

Une caractérisation des matériaux des bâtiments/routes employés à Toulouse a été faite. Nous avons ainsi accès simultanément à des informations dans trois domaines : une liste des matériaux principaux présents dans la ville, les propriétés optiques de chacun d'eux (spectraux et directionnels) et leur variabilité dans une classe donnée.

### 8.3.3 Mesures en POI

IOP number	1	2	3	4	5	IRT1	IRT2	IRT3	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Objective(s)	UBL	UBL SF6	UBL SF6	UBL	UBL SF6	IRT	IRT	IRT	Fog	Fog	UBL	Fog	Fog	UBL Fog	UBL	UBL	UBL IRT
date	2/3 March 2004	9/10 March 2004	26/27 June 2004	30 June 2004	1to4 July 2004	15 July 2004	29 Sept 2004	3/4 Oct. 2004	23/24 Nov. 2004	26 Nov. 2004	13 Dec. 2004	5 Janv. 2005	7 Janv. 2005	14 Janv. 2005	3/4 Feb. 2005	9/10 Feb. 2005	24/25 Feb. 2005
Urban RS																	
Countryside RS																	
Aircraft met.																	
Aircraft aerosols																	
Instrumented car(s)																	
Urban Aerosols																	
Urban CCN counter																	
Countryside aerosols																	
Surface SF6																	
Aircraft SF6																	
Daytime IRT flights																	
Nighttime IRT flight																	
Hand-held IRT																	

FIGURE 8.7 – Mesures en POI pendant CAPITOU (grisé : instrumentation opérationnelle et données validées).

#### Mesures aéroportées

Afin de documenter avec une forte résolution spatiale la couche limite urbaine, un avion PIPER-Aztec bimoteur instrumenté a effectué des vols au dessus de l'agglomération toulousaine. En POI, des vols étaient effectués en matinée, lors de la croissance de la couche limite, et en début d'après midi, au moment où les conditions semblent favorables à des effets urbains en altitude (ainsi que la montré l'étude numérique de Lemonsu et Masson (2002) sur la brise urbaine sur Paris). Ont ainsi été mesurés à différentes hauteurs dans la couche limite les champs de vent horizontal, de température et d'humidité. Lors de quelques POI, un néphélomètre a été installé pour aider à caractériser le vieillissement de l'aérosol dans le panache.

Ces mesures aéroportées sont complétées par des radiosondages, lâchés d'une part depuis le centre-ville historique à partir d'une cour, et d'autre part, et simultanément, depuis un site rural 25km en amont du centre-ville (suivant la direction du vent, un site au nord-ouest ou un au sud-est est utilisé). La stratégie de mesure simultanée en ville et à la campagne permet de quantifier en journée l'éventuelle différence de température ou de hauteur entre couches limites urbaine et rurale, et la nuit de mesurer la structure thermique (intensité de l'inversion en campagne, hauteur de la couche mélangée en ville), et ainsi l'intensité de l'îlot de chaleur en fonction de la hauteur et le phénomène de " cross-over " (air surplombant l'îlot de chaleur la nuit plus froid que son environnement).

#### Mesures d'aérosols

Durant les POI, la spéciation chimique des aérosols effectuée à partir de prélèvements sur filtre a été complétée par une mesure dans la fraction PM1. Pour chacune des 3 classes (PM1, PM2.5 et PM10), le pas de temps des échantillonnages a été réduit à quelques heures

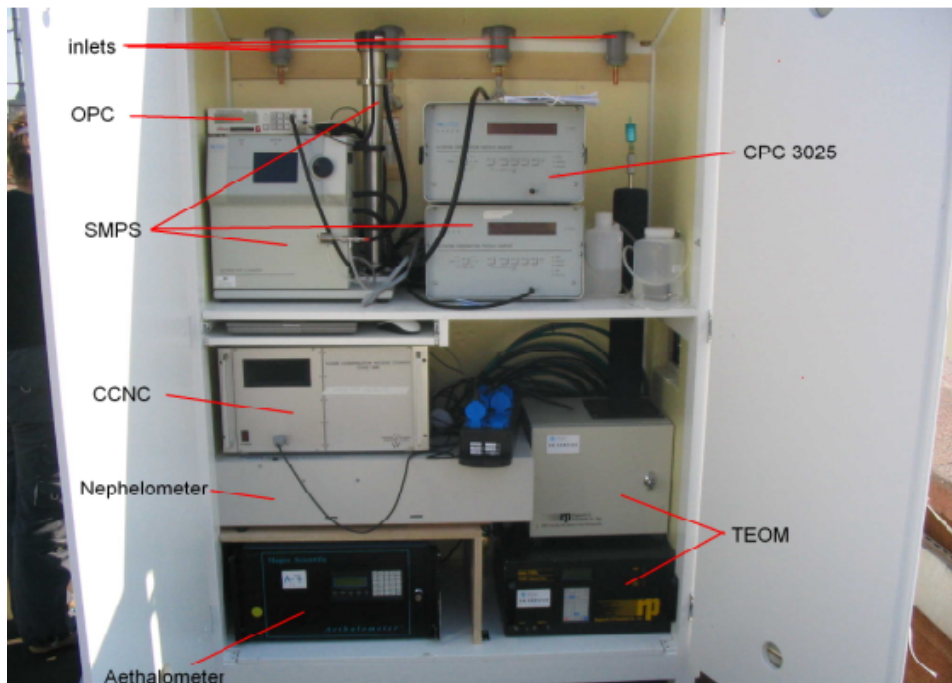


FIGURE 8.8 – Instruments de mesures d'aérosols, sur le toit de la Poste centrale de Toulouse.

En ce qui concerne les propriétés micro-physiques et optiques de l'aérosol (Gomes et al., 2008), différents paramètres complémentaires ont pu être mesurés durant les POI grâce à la mise en place d'une batterie d'instruments supplémentaires (fig 8.8) : diffusion, absorption, concentration, forme. Des informations sur les propriétés hygroscopiques des particules ont aussi été mesurées.

Durant la POI d'été (25 juin - 10 juillet), un camion laboratoire instrumenté pour la mesure des gaz (CO, O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>) et des aérosols (CN, néphélomètre, aéthalomètre, ...) a été installé sous le vent de Toulouse (sud-est), près de la commune d'Esqualcens, afin de permettre d'étudier l'impact des émissions toulousaines et le processus de vieillissement des aérosols urbains.

### Voiture instrumentée

Deux véhicules légers ont été instrumentés en mesures de température, humidité sous abri ventilé et de température de chaussée. Ces véhicules étaient localisés par GPS. Pendant les deux derniers mois de l'expérience, 16 trajets Nord Sud-Est et 9 trajets Ouest Est à travers l'agglomération ont été réalisés.

### Mesures infra-rouge thermique

Les mesures infrarouges thermiques (IRT) ont été effectuées à l'aide de 2 caméras, placées à bord de l'avion. Le protocole des mesures comprend plusieurs courts palliers de vol à 300m au-dessus de la surface selon différentes directions se croisant au dessus du centre ville. Afin de documenter la variabilité journalière et saisonnière de l'hétérogénéité de température de surface, les vols dédiés aux mesures IRT ont été faits pendant l'été, l'automne et l'hiver, le matin, l'après-midi et aussi la nuit. Les vols nocturnes sont originaux



et ont permis d'étudier l'impact du chauffage sur l'hétérogénéité de température de surface pendant l'hiver. En outre, afin de récupérer des températures de surface de l'image d'avions, des radiosondages ont été faits une fois pendant chaque vol (du centre ville), et ont été réalisées des mesures manuelles sur les routes, les parois et certains toits sur plusieurs blocs dans le centre ville.

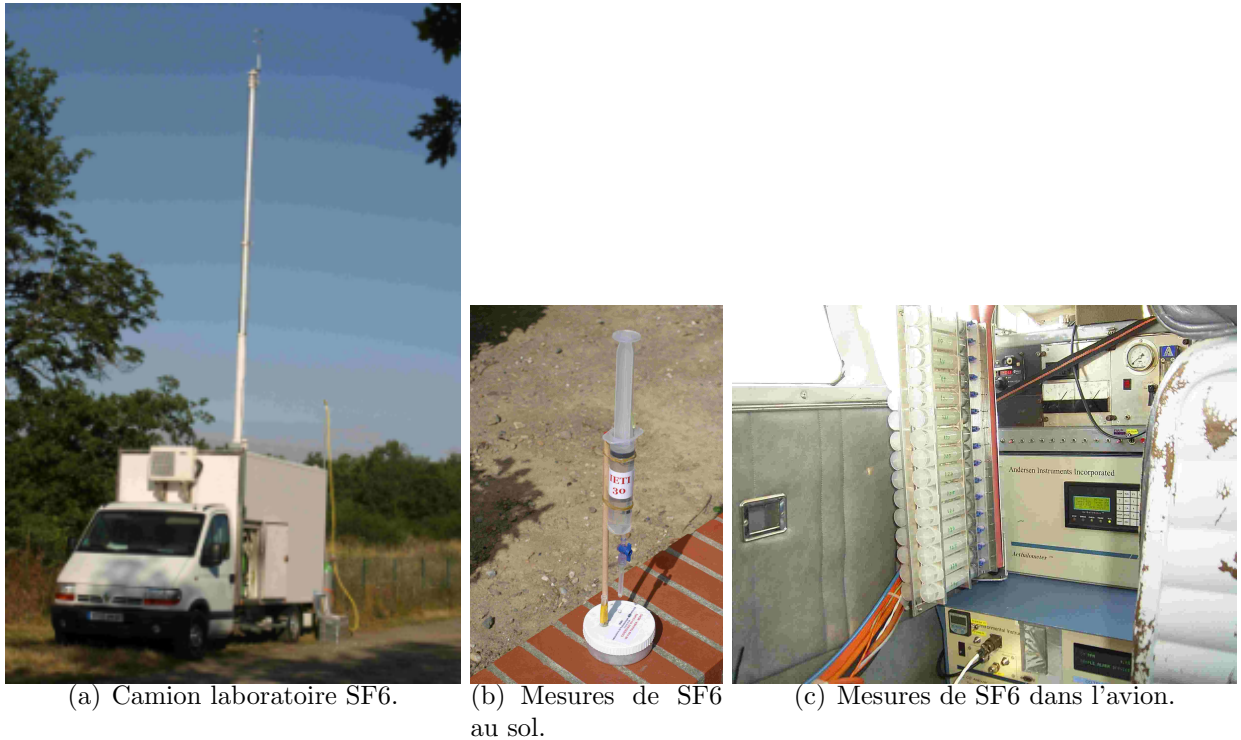


FIGURE 8.9 – Mesures de SF6.

### Etude de dispersion

Les lâchers et mesures de traceur (SF6) ont été pilotés par le Laboratoire de Radioécologie de Cherbourg-Octeville de l'IRSN. Le choix préalable du SF6 est lié à son caractère non toxique, anthropique (applications industrielles restreintes), et mesurable à de très faibles niveaux de concentration. Le SF6 a été rejeté au sol à proximité de Franczal (Fig. 8.9(a)). Les prélèvements ont eu lieu au sol (Fig. 8.9(b)) et à 100m et 200m d'altitude à bord du Piper Aztec grâce à un rack comprenant 30 seringues à gaz fabriqué par le Centre d'Aviation Météorologique (Fig. 8.9(c)). Les analyses de SF6 ont ensuite été effectuées à bord du camion laboratoire de l'IRSN.

## 8.4 Premiers résultats

### 8.4.1 Variabilité intra-annuelle du bilan d'énergie, flux anthropiques

Les mesures effectuées sur Toulouse ont permis de confirmer les connaissances acquises par d'autres campagnes de mesures de flux en milieu urbain dense, comme le fort stockage d'énergie  $\Delta Q_s$  en journée ensoleillée, permettant de maintenir un flux de chaleur sensible  $Q_H$  positif la nuit (BUBBLE - Rotach et al 2005-, ESCOMPTE -Grimmond et al 2005-, Mexico -Oke et al 1999-). Mais elle a surtout permis des avancées sur certains aspects peu ou pas étudiés expérimentalement par le passé, comme la variabilité intra-annuelle des différents flux ou la quantification à la fois expérimentale et à partir de cadastres des flux anthropiques.

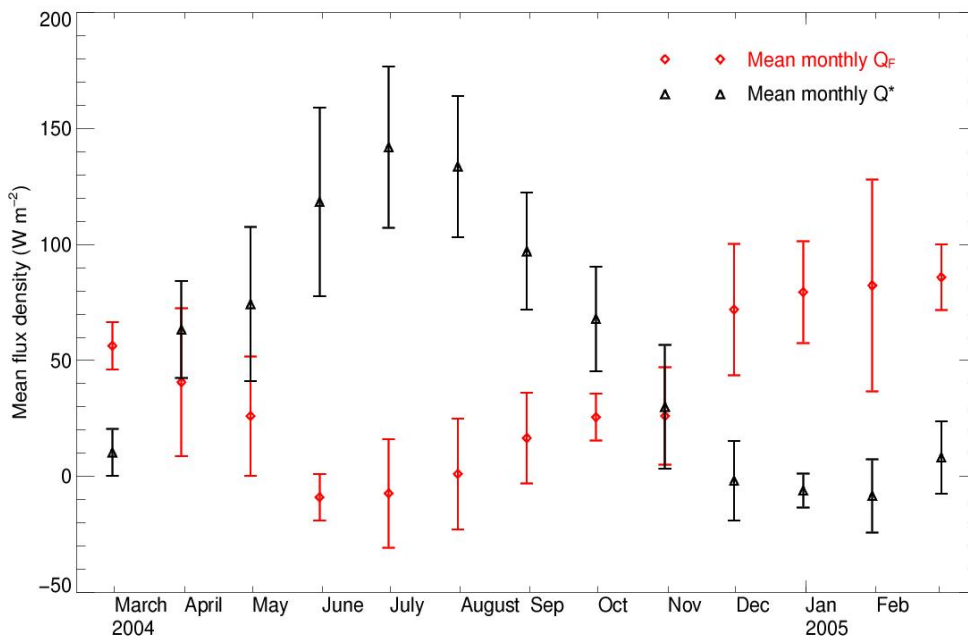


FIGURE 8.10 – Cycle annuel du flux radiatif net (noir) et du flux anthropique (rouge) mesuré par la mâit en centre-ville.

Le flux thermique anthropogénique est d'abord estimé à partir des mesures directes du bilan énergétique de surface (au site central). La connaissance instantanée du flux thermique anthropogénique n'est pas disponible, seul le résidu (la différence entre le stockage et le flux thermique anthropogénique  $\Delta Q_s - Q_F$ ), est connu. Néanmoins, Pigeon et al (2007b) montrent que sur une période intégrée, disons un jour ou plus, l'intégrale du stockage devient petite : la chaleur stockée le jour étant libérée la nuit. L'évolution mensuelle du flux thermique anthropogénique déduit par cette méthode est montrée sur la figure 8.10. Tandis que le flux thermique anthropogénique est environ 20 W/m<sup>2</sup> pendant l'été, il augmente pendant l'automne et est maximal pendant l'hiver, atteignant en moyenne 80 W/m<sup>2</sup>, quand le chauffage domestique est important. Tandis que la source principale d'énergie est classiquement le rayonnement net pendant l'été (grâce au rayonnement solaire reçu), pendant l'hiver, le rayonnement net devient faible (l'apport solaire étant contrebalancé par l'émission infrarouge des surfaces chauffées), et la chaleur anthropogénique devient la source d'énergie principale de la canopée urbaine. L'estimation de  $Q_F$

à partir des observations de bilan énergétique de surface montre une bonne compatibilité avec l'inventaire moyen de consommation d'énergie pour un rayon de 500m autour de la tour équipée, reproduisant correctement le cycle annuel du flux anthropogénique.

Ces mesures ont été utilisées pour valider le schéma numérique de ville TEB pour une période hivernale (Pigeon et al 2008a). Ce cadastre a été étendu aux émissions chimiques par les véhicules par Benjamin Aouizerats qui effectue actuellement une thèse au CNRM avec MesoNH à haute résolution (avec la base de données de la figure 8.11) sur Toulouse sur les liens entre thermodynamique de la couche limite et aérosols.

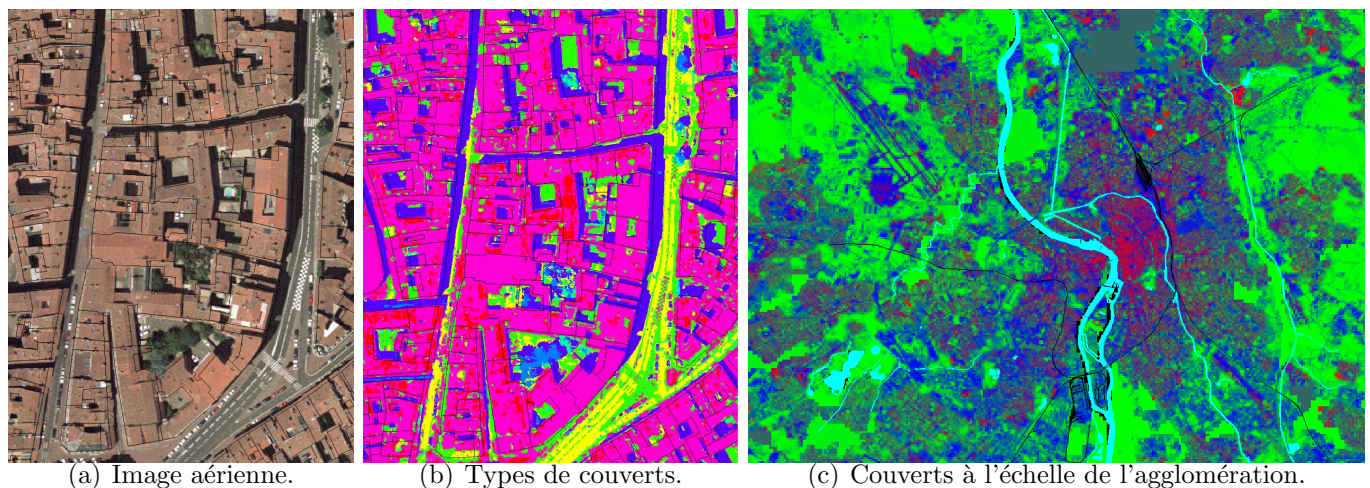
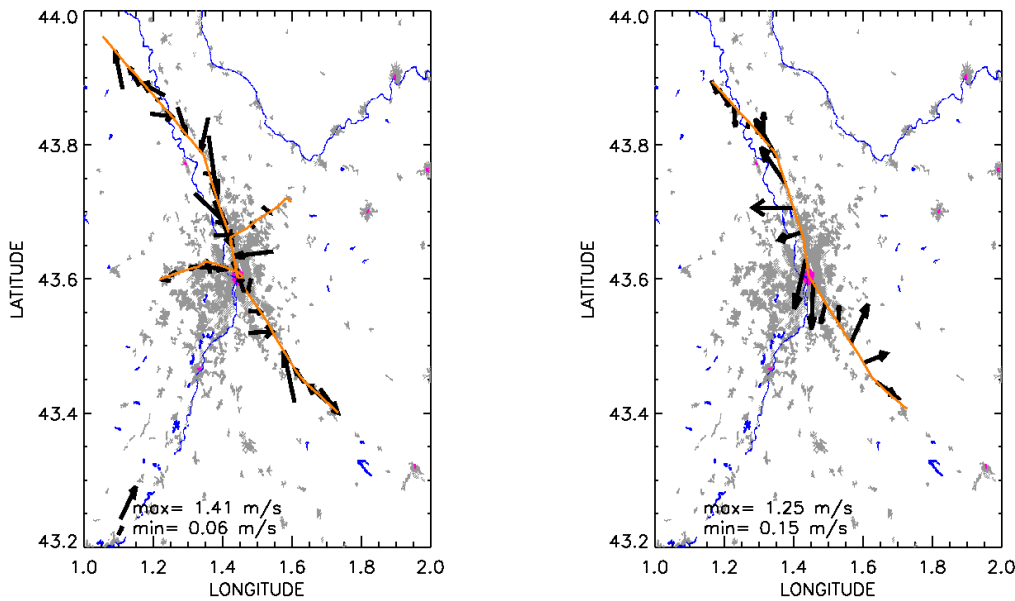


FIGURE 8.11 – Construction d'une base de données décrivant la surface urbaine (G. Pigeon).

### 8.4.2 Brise urbaine : observation et simulation

La brise urbaine est un concept présenté par Oke (1987) par analogie à une brise de mer ou de lac : de par le contraste thermique lié au chauffage différentiel entre deux surfaces, le gradient de pression horizontal formé tend à produire une circulation d'air, allant en basses couches des surfaces froides vers les chaudes. Dans le cas d'une ville, ceci revient à observer une convergence en basses couches et une divergence au sommet de la couche limite. Si ce phénomène a déjà été simulé (Lemonsu et Masson 2002), il n'a jamais été observé in situ. Les mesures aéroportées déployées pendant CAPITOUL ont permis de mettre en évidence expérimentalement une telle brise, pour une journée d'été très chaude (Hidalgo et al 2008a). Ainsi, la figure 8.12, montre l'anomalie de champ de vent (par rapport au vent synoptique) mesuré au cours de l'après-midi par le Piper-Aztec instrumenté. Une convergence de quelques mètres par seconde se forme dans les basses couches (pallier de vol à 300m), ainsi qu'une divergence du vent au sommet de la couche limite.

Cet épisode de brise urbaine a été simulé avec le modèle MESONH (Lafore et al 1998) par Hidalgo et al (2008b). La simulation reproduit bien la chronologie et l'intensité des événements (îlot de chaleur nocturne, chauffage diurne et flux de chaleur). La brise se forme en fin de matinée dans le modèle. Les vitesses reproduites sont comparables à celles des observations. La vitesse verticale moyenne au dessus de la ville associée à cette brise atteint 0,5 m/s. De plus, une analyse adimensionnelle de la vitesse du vent dans la brise urbaine est proposée par Hidalgo et al (2009) à partir des travaux antérieurs liés à la brise de mer.



(a) Convergence en très basses couches (b) Divergence au sommet de la couche limite.

FIGURE 8.12 – Observation de la brise urbaine le 4 juillet 2004 (anomalie de vent, Hidalgo et al 2008a).

### 8.4.3 Brouillard urbain

C'est un fait d'observation courant que le brouillard est plus rare en ville. Ainsi, le brouillard d'origine radiative apparaît assez souvent en hiver à la campagne, lorsque la surface et l'air se refroidissent la nuit (Oke 1987). Le brouillard se forme ainsi près du sol, à la base de l'inversion nocturne, puis s'épaissit par la suite par refroidissement radiatif au sommet du brouillard. Par contre, les grandes agglomérations modifient, comme on l'a vu, le bilan énergétique nocturne, les flux anthropiques (chauffage hivernal) et de chaleur sensible résultant limitant le refroidissement, et formant une couche neutre de l'ordre de 100m de haut en lieu et place de l'inversion nocturne.

On s'attend donc à avoir en ville un brouillard qui se forme plus tard et se dissipe plus tôt. Les mesures de CAPITOUL ont permis de confirmer ceci, mais ont aussi mises en évidence, sur plusieurs cas de brouillard, un phénomène contre-intuitif : lorsqu'il parvient à se former, le brouillard en ville est plus épais (au sens où le sommet de la couche de brouillard est plus haut) qu'à la campagne.

La figure 8.13 montre les radio-sondages effectués le 6 janvier 2005 en soirée (20UTC) et le lendemain après-midi (14UTC), à la campagne (à gauche) et en centre-ville (à droite). Cette figure montre qu'à la campagne, une inversion thermique s'est développée sur quelques dizaines de mètres, et que le brouillard s'y est formé. Celui-ci s'épaissira ensuite classiquement au cours de la nuit, pour atteindre sa hauteur maximum le lendemain.. Par contre, la couche de brouillard en ville atteint de suite (dès 20UTC) sa hauteur maximum, étant alors 3 fois plus grande qu'à la campagne. L'hypothèse avancée pour expliquer ceci, qui devra être approfondie par modélisation, est que lorsque l'humidité est suffisante, le brouillard se forme quasiment en bloc dans la couche limite nocturne mélangée (d'environ 100m de haut).

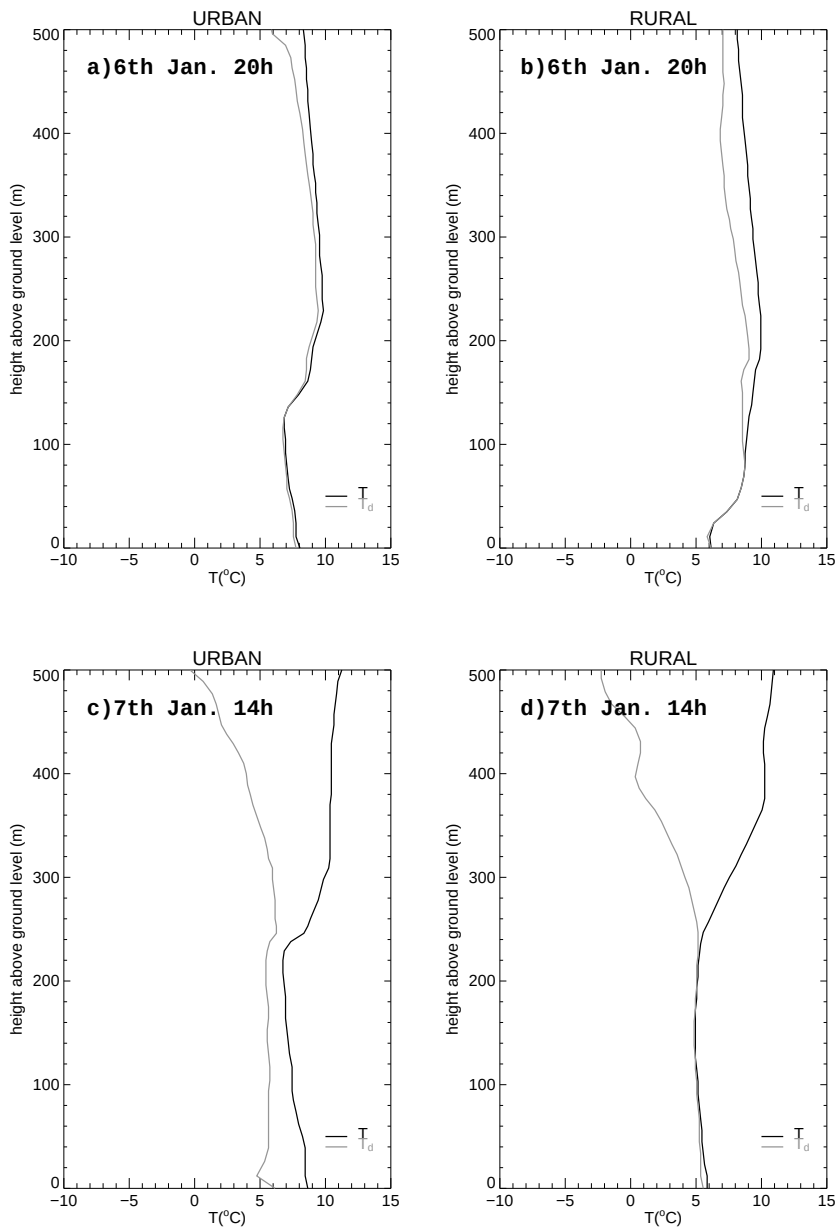


FIGURE 8.13 – Radiosondages en ville (a gauche) et à la campagne (à droite) pour le 6 janvier à 20h (en haut) et le lendemain à 14h (en bas).

L'instabilité thermique liée aux flux de surface permettrait ainsi de distribuer l'humidité rapidement par turbulence.

De plus, la forte concentration en aérosol urbain (principalement du carbone suie, voir ci-dessous) joue sans doute un rôle important dans l'évolution et surtout la dissipation du brouillard, de part les interactions radiatives entre les noyaux de condensation dans les gouttelettes et le rayonnement solaire. Les mesures de CAPITOUl permettront d'avancer dans la compréhension de ces phénomènes.

#### 8.4.4 Avancées sur l'aérosol urbain

Dans le cadre de l'expérience CAPITOUL, nous nous sommes essentiellement intéressés aux propriétés physiques, chimiques et optiques des aérosols en milieu urbain afin de mieux comprendre leur impact à l'échelle locale sur le forçage radiatif qu'ils induisent. Ces propriétés ont surtout été mesurées de façon intensive lors de POI sur un site central de Toulouse mais nous disposons aussi de l'évolution de la composition chimique des aérosols pendant un cycle annuel.

Grâce à une analyse factorielle en composante principale, Calvo et al. (2008) ont d'abord montré que les sources majeures de particules d'aérosol dans l'atmosphère de Toulouse étaient d'origine crustale, marine, automobile et industrielle. Les principales conclusions de cette étude montrent que l'aérosol toulousain est enrichi en nitrate d'ammonium l'hiver et en sulfate l'été. Le carbone total (TC=OC+BC) domine largement (généralement supérieur à 50%) dans la fraction PM<sub>2.5</sub> avec un rapport carbone organique (OC) /carbone suie (BC) compris entre 2 et 3 selon les saisons. Gomes et al. (2008) ont montré que l'aérosol est majoritairement composé de deux populations de particules submicroniques constituant un mode fin (mode d'accumulation, diamètre compris entre 0.1 et 0.5  $\mu\text{m}$ ) et un mode ultrafin (mode d'Aitken, particules plus petites que 0.1  $\mu\text{m}$ ). Le mode ultra fin est essentiellement de carbone suie (BC), de carbone organique (OC) et de sulfate. Le mode fin est plutôt composé de OC, de nitrate et de sels de mer.

C'est également une observation courante que les concentrations d'aérosols en ville augmentent avec l'affaissement de la couche limite (effet couvercle) au cours d'un cycle diurne ou saisonnier. Les mesures de concentration d'aérosols comparées à celles de la hauteur de la couche limite mesurée soit par radio sondage soit à l'aide du télémètre pendant CAPITOUL montrent d'ailleurs bien l'existence d'une relation entre chimie et dynamique de l'atmosphère (figure 8.14). Mais les mesures effectuées pendant CAPITOUL ont aussi permis de mettre en évidence une relation liant le forçage radiatif local lié aux aérosols urbains à la dynamique de la CLU. En effet, les concentrations de BC dans la CLU toulousaine sont apparues très dépendantes de la dynamique de la CLU, en particulier de son épaisseur. Or, BC est l'espèce majoritaire qui contrôle l'albédo de simple diffusion (avec des valeurs aussi basses que 0.4 mesurées pendant la campagne) et donc le forçage radiatif lié aux aérosols urbains.

#### 8.4.5 Hétérogénéités spatiales, annuelle et diurne des températures de surface

L'îlot de chaleur a été documenté classiquement utilisant les postes météorologiques proches de la surface, mais aussi la température de surface radiative de la caméra aéroportée. On constate que pour les nuits d'hiver, l'îlot de chaleur est plus grand en température de surface (3 à 5 K) qu'en température de l'air (2K). Au contraire, le matin, la température de surface dans les zones urbaines s'avère légèrement plus fraîche en moyenne que dans la zone rurale (0,5K), et redevient plus chaude dans l'après-midi (2K). Ce décalage entre le matin et l'après-midi a été observé également en été par Hidalgo et al (2008a), et est lié à l'effet du stockage de chaleur efficace par le tissu urbain, qui limite le chauffage de la surface, contrairement à la campagne.

Ces îlots de chaleur sont définis à partir des températures moyennes. Cependant, les températures de surface sont très hétérogènes (Voogt et Oke 2003). Lagouarde et al (2008) ont confirmé sur Toulouse un effet de 'hot-spot' jusqu'à 5K le matin et 14K dans l'après-

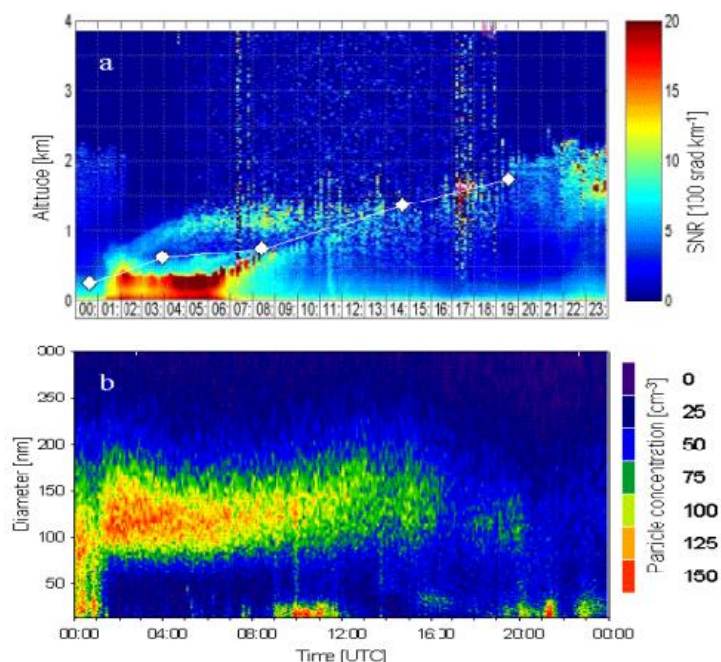


FIGURE 8.14 – (a) Evolution de la couche limite le 27 juin 2004 (couleurs : télémètre modifié, losanges : radio-sondages) (b) Evolution de la concentration en particules d’aérosols par classes de tailles en surface, le même jour.

midi (pendant l’hiver), en raison de l’exposition au soleil des surfaces. Pendant les nuits d’hiver, aucun effet azimutal n’existe, comme attendu, mais une dépendance zénithale de la température de 1K entre 0 et 45 d’angle d’observation zénithal est trouvée. Cette dépendance est due à la proportion de toit/paroi vus par la caméra, les parois étant plus chaudes que les toits, en raison du piégeage radiatif dans le canyon et d’effets thermiques, des mesures à main ayant montré des gradients verticaux de températures de paroi de 3K la nuit.

Ces hétérogénéités radiatives de la surface urbaine, montrées par les données infrarouges acquises pendant la campagne, seront modélisées à l’échelle d’un pâté de bâtiments avec le modèle Lachéradé et al (2008) (présentant une résolution spectrale très fine des équations radiatives) et à une plus grande échelle (approximativement 1km<sup>2</sup>) avec le modèle de Gastellu-Etchegorry (2008). Les images thermiques aéroportées sont déjà utilisées par l’Ecole Centrale de Nantes et le CERME (de Nantes), laboratoires n’ayant pas participé à la phase expérimentale de la campagne, pour valider le modèle thermo-radiatif 3D de canopée SOLENE (au sein duquel les équations de diffusion de la chaleur et de flux turbulents sont adaptées de TEB), comme le montre joliment la figure 8.15.

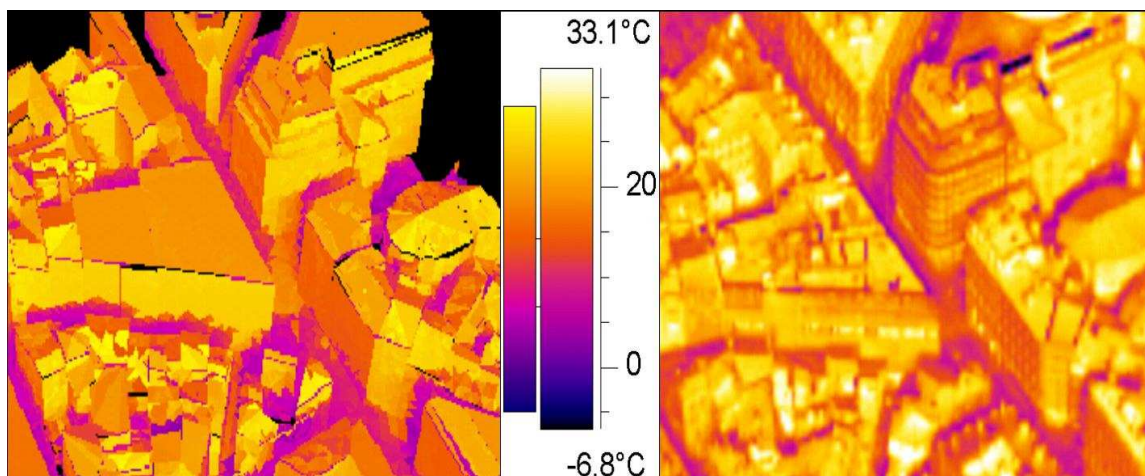


FIGURE 8.15 – Modélisation thermo-radiative de la canopée sur le site central de CAPITOUL : à gauche le modèle SOLENE, à droite l’observation (A. Hénon, Ecole Centrale de Nantes).

## 8.5 Conclusions

La campagne CAPITOUL a visé à décrire les interactions entre la surface urbaine, les circulations atmosphériques dans la couche limite (comprenant la brise urbaine, le brouillard ou la dispersion) et les aérosols. L’expérience a eu lieu sur la ville de Toulouse pendant une année entière, afin de saisir la variabilité saisonnière des processus physiques et chimiques.

Les résultats préliminaires couvrent un large spectre du microclimat urbain. CAPITOUL confirme certains résultats des études précédentes, comme l’importance du stockage de chaleur dans le budget énergétique de surface ou la grande quantité de carbone suie au moment des pics journaliers de pollution. Néanmoins, cette expérience a permis d’avancer dans notre connaissance des processus de la couche limite urbaine :

- Une méthodologie pour mesurer directement le flux de chaleur anthropique à partir des mesures classiques de bilan de surface a été développée (Pigeon et al 2007b), et validée contre les inventaires.
- Pour la première fois, une brise urbaine a été observée, un jour chaud d’été, le 4 juillet 2004 (Hidalgo et al 2007a). Les mesures d’avions montrent que la brise urbaine commence en début d’après-midi, avec une convergence dans les basses couches (avec des vents convergents entre 1 et 2 m/s), et divergent dans la CL supérieure et la zone d’entraînement. Cet épisode a été simulé avec succès par Hidalgo et al (2007b).
- Lors des POI de brouillard, on a observé un phénomène curieux. Le brouillard se forme plus tard que dans la campagne et se dissipe plus tôt, comme attendu, mais quand il est présent, la couche de brouillard est plus épaisse (en hauteur) sur la ville, probablement du fait de l’existence d’une couche limite urbaine nocturne mélangée.
- Le carbone suie est majoritaire dans le mode ultra-fin, ce qui conduit à un albedo de simple diffusion des aérosols à se trouver en moyenne entre 0.5 et 0.9. Le lien fort entre la hauteur de la CLU et la concentration d’aérosol a été confirmé. Les



premières analyses en ondelettes des mesures turbulentes d'aérosol montrent qu'à la fois la saison et la forme du canyon influencent les échanges d'aérosols depuis (ou vers) le canyon.

- Les hétérogénéités de températures de surface ont été observées par deux caméras IRT aéroportées. Aucun effet azimutal n'est visible la nuit, mais une dépendance zénithale de la température de surface de 1K entre 0 et 45 d'angle d'observation zénithal est trouvée. Cela est lié à la proportion d'observation de toits et au gradient vertical des températures de surface des murs, ce dernier induit par le piégeage radiatif et peut-être le chauffage domestique.
- Les mesures de traceur (SF6) in-situ et d'avions dans et sur un secteur péri-urbain montrent différents comportements du panache, par rapport à la turbulence thermique (Lac et al, 2008). Les données ont été utilisées pour valider un modèle couplé de météorologie-dispersion utilisé en cas de risque industriel semblable à l'explosion de l'usine chimique AZF à Toulouse en 2001.

Les données de l'expérience CAPITOUL sont à la disposition de la communauté scientifique sur le site web de campagne (<http://medias.cnrs.fr/capitoul>). De cette manière, tout scientifique intéressé pourra utiliser cet ensemble unique de données couplées énergétique / dynamique / aérosols sur la couche limite urbaine afin d'améliorer la connaissance sur le climat urbain.

**Cinquième partie**  
**Perspectives**

# Chapitre 9

## Turbulence

Lors de mon activité de recherche passée, j'ai focalisé mes études sur la turbulence selon deux axes : l'étude phénoménologique de la turbulence à partir de modélisation LES, et le développement de paramétrisations, en s'aidant des LES, dans les modèles à méso-échelle (ou plus grande échelle) des échanges turbulents verticaux (de la couche limite sèche aux Cumulus de beau temps). A présent, de part l'accroissement des capacités de calculs dans les modèles de prévision du temps ou de recherche sur l'atmosphère, de nouveaux défis s'offrent à la communauté de chercheurs.

Je présenterai deux de ces nouvelles problématiques : l'impact des diverses hétérogénéités de surface sur la turbulence sus-jacente, et la paramétrisation de la turbulence dans des modèles à échelle kilométrique.

### 9.1 Les schémas de turbulences aux échelles kilométriques

#### 9.1.1 Position du problème

Le problème est simple : arrivent des modèles de prévision du temps à des mailles horizontales de 1km ou même moins (et les modèles de recherche y sont déjà). La solution est ... loin d'être simple.

Deux types de modèles étaient utilisés jusque là en sciences de l'atmosphère et météorologie :

- les modèles " LES ", pour Large Eddy Simulation, (de l'ordre de 50 m de résolution horizontale pour les couches limites diurnes) ont vocation à étudier la théorie de la turbulence atmosphérique, notamment dans la couche limite mais aussi maintenant pour les nuages.
- Les modèles de prévision, de climat, ainsi que les modèles de recherches à méso-échelle, ont en général une maille variant entre quelques centaines de km et quelques kilomètres.

Comme nous l'avons vu, ces deux types de modèles représentent la turbulence de manières très différentes. Dans les modèles " LES ", la résolution du modèle est suffisamment fine pour que les plus gros tourbillons (" Large Eddy " en anglais) soient représentés explicitement par le modèle (i.e. par l'advection). C'est ce que l'on nommera la turbulence

” résolue ”. Ces tourbillons sont les éléments clés pour comprendre la thermodynamique du phénomène étudié. La majeure partie de l’énergie cinétique de la turbulence est contenue dans ces gros tourbillons, et seule une partie faible de la turbulence -les tourbillons de taille inférieure à la taille de la maille, typiquement 50m - reste à paramétriser. C’est la turbulence ” sous-maille ”. Différents schémas de turbulence, dont la tâche est de représenter les effets résiduels de cette turbulence inférieure à la maille (dont la dissipation), existent (par exemple Smagorinski 1963, Cuxart et al 2000), mais tous supposent (plus ou moins) que l’on se situe dans ce que l’on appelle la ” zone inertielle ”, qui permet de simplifier la formulation (turbulence isotrope homogène, formulations de Kolmogorov (1942) pour la dissipation). L’analyse de la turbulence totale (partie résolue plus la petite partie sous-maille), en utilisant des moyennes spatiales horizontales des LES, permet classiquement la validation des schémas de turbulence 1D verticaux.

Quand la maille du modèle est typiquement supérieure à la taille de la couche limite (2km), tous les tourbillons sont plus petits que la maille (les branches ascendantes et descendantes de tous les tourbillons sont inclus dans la même maille horizontale). Il n’y a plus de turbulence résolue, et elle est entièrement sous-maille. Elle doit cependant être paramétrisée pour prendre en compte ses effets de mélange et de frottement sur l’écoulement moyen. De tels schémas de turbulence (Mellor and Yamada 1974, Cheng et al 2002, Cuxart et al 2000, ...), visant à représenter les flux turbulents verticaux dans la couche limite, tiennent compte de toutes les tailles de tourbillons, en particulier les plus gros (via par exemple des longueurs de mélange comme la longueur de Bougeault et Lacarrère 1989). La turbulence est entièrement sous-maille dans ces modèles, qu’ils soient de climat, prévision ou recherche.

### Mais Quid des échelles intermédiaires ?

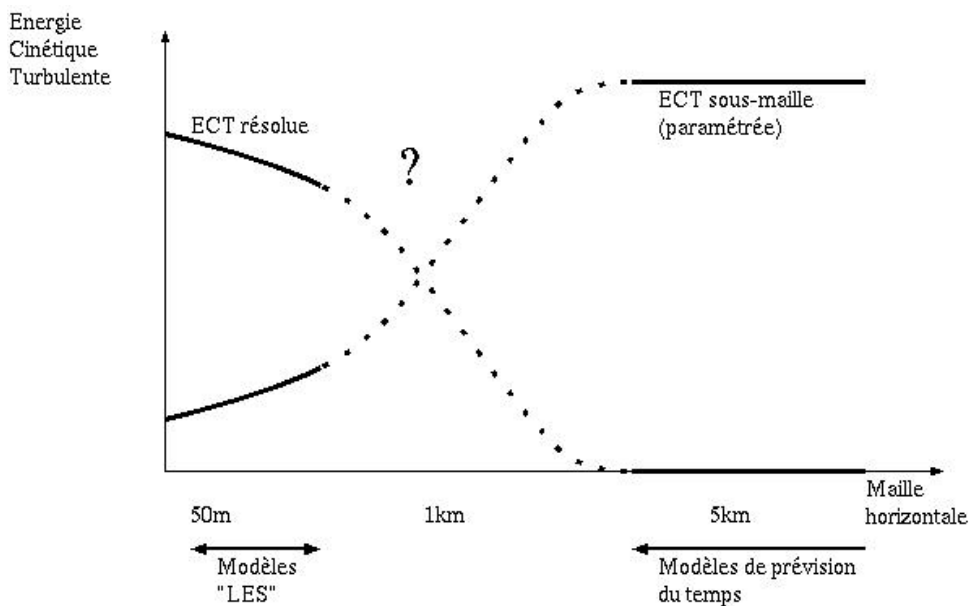


FIGURE 9.1 – La problématique des échelles intermédiaires.

Ainsi, comme indiqué en traits pleins sur le graphique 9.1, la séparation entre turbulence résolue et sous-maille est actuellement bien représentée par les modèles atmosphériques

pour les cas asymptotiques (ou extrêmes) de mailles horizontales de ces modèles : les très petites mailles (modèles Large Eddy Simulations, LES) et les très grandes mailles -vis à vis de la couche limite - (modèles de prévision du temps, comme ARPEGE, ALADIN ou même AROME à 2km500). Mais quid des échelles intermédiaires ? C'est à ce problème que je désire m'attaquer.

### 9.1.2 Objectif scientifique

L'objectif scientifique de la démarche que je propose est double :

1. Quantifier, pour une échelle spatiale donnée (par exemple  $\Delta x=1\text{km}$ ) et pour un type de couche limite donné (par exemple convective avec une inversion à 1,5km), la part de turbulence " résolue " (c'est à dire contenant les tourbillons plus grands que l'échelle spatiale étudiée) et la part de turbulence " sous-maille " (tourbillons plus petits). En quelque sorte, il s'agit de compléter les courbes en tireté de la figure 9.1.
2. Proposer (et explorer) des pistes pour paramétriser la turbulence sous-maille dans les modèles de façon à ce que la partition résolu/sous-maille soit la plus correcte possible.

En résumé :

- Le point 1 correspond à la question : " Quelle est la vérité ? "
- Le point 2 correspond à la question : " Comment atteindre cette vérité ? "

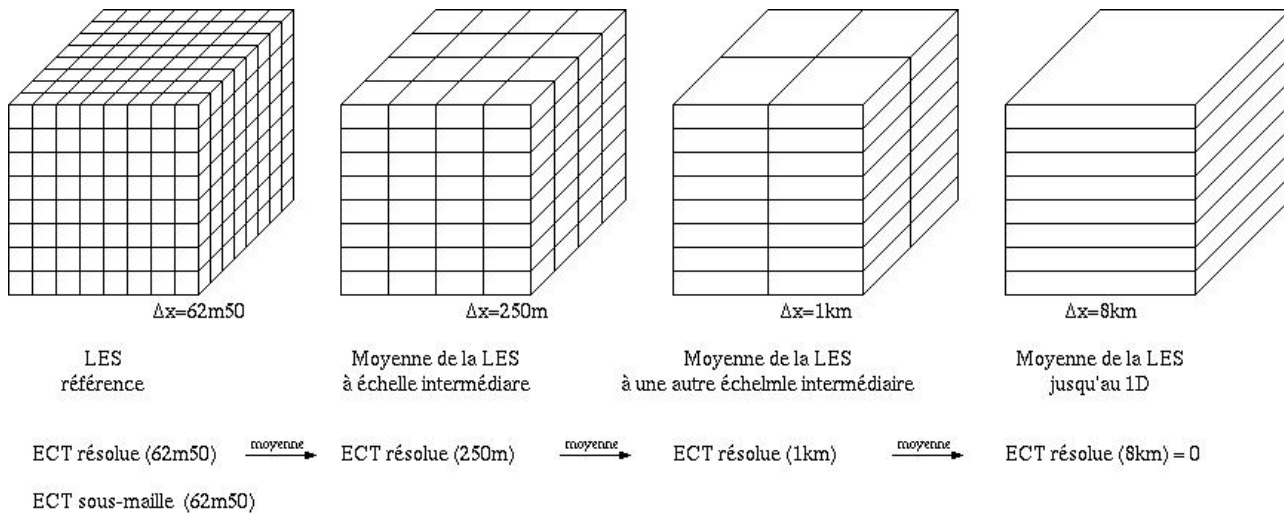
### 9.1.3 Méthodologie

L'ensemble du travail sera mené avec le modèle atmosphérique de recherche Mésos-NH, développé en collaboration entre le CNRM et le Laboratoire d'Aérodynamique (Lafont et al 1998). Ce modèle est particulièrement bien adapté à cette étude, car il peut être utilisé pour une maille quelconque entre la LES (50m) et le 1D (5km et plus). Un schéma de turbulence 3D permet de tourner en LES, et un schéma 1D permet de modéliser les flux verticaux en 1D. Toutefois, le schéma de turbulence n'est pas construit (comme aucun d'ailleurs) pour fonctionner aux échelles intermédiaires (500m à 2km).

#### Quantification des parts résolues et sous-maille

La quantification résolue/sous-maille sera effectuée pour 3 types de couche limite : convection libre, convection forcée, neutre. Le cas stable ne sera pas abordé dans un premier temps (les échelles de transition sont a priori très différentes, car les plus gros tourbillons sont relativement petits, du fait de la stabilité). L'objectif est, pour chaque type de couche limite, de définir la variation des profils d'une quantité turbulente résolue et de la même quantité sous-maille, à partir de l'analyse d'une simulation LES, censée être la référence. Les quantités turbulentes étudiées seront, non exhaustivement, l'énergie cinétique turbulente, la variance de la température et de la vapeur d'eau, les divers flux turbulents, la longueur de mélange.

Pour cette première partie, la méthodologie va être la suivante :



$$ECT \text{ sous-maille } (\Delta x) = ECT \text{ résolue } (62m50) + ECT \text{ sous-maille } (62m50) - ECT \text{ résolue } (\Delta x)$$

FIGURE 9.2 – Méthodologie proposée.

Pour chaque type de couche limite, une simulation de "référence" sera effectuée, en mode LES (maille de l'ordre de 50m). L'analyse à différentes échelles se fera à partir de cette simulation, au moyen par exemple de moyennes spatiales, que l'on assimilera à des moyennes de Reynolds. Les échelles spatiales étudiées seront 125m, 250m, 500m, 1km, 2km, 4km, 8km (figure 9.2).

L'objectif technique est d'abord de quantifier la part résolue de l'énergie en fonction de la résolution visée. Ainsi, si à 62,5m la variabilité des champs (par exemple la vitesse verticale) est très importante, elle le sera moins à 125m, 250m ou 500m. Quand on moyennera sur des mailles horizontales grandes (4km, 8km), l'intensité du champ sera naturellement moins importante (de par la moyenne de vitesses verticales positives et négatives par exemple), tendant vers zéro (pour l'exemple de la vitesse verticale). Ainsi, la part résolue devient négligeable à grande échelle.

Une fois la part résolue connue, il reste à connaître la part sous-maille à l'échelle étudiée. Ceci est simple. La part résolue à notre échelle d'étude (par exemple  $\Delta x = 1km$ ) est connue (cf plus haut). Le champ turbulent total est connu (grâce à la somme des parts résolues et sous-maille dans la LES de référence). Par différence, il ne reste plus qu'à déterminer la part sous-maille (à  $\Delta x = 1km$ ).

La synthèse des résultats se fera dans la mesure du possible de manière synthétique, en faisant appel à la théorie de similitude (Buckingham 1914) et la mise en évidence des nombres sans dimension pertinents du problème (comme sans doute le rapport entre maille horizontale du modèle et hauteur de la couche limite).

### Proposition de pistes pour modéliser correctement la turbulence à toutes les échelles

La première étape de cette deuxième partie consistera d'abord à déterminer l'erreur effectuée en activant diverses options actuelles du schéma de turbulence, pour une résolution horizontale donnée. En effet, le schéma de turbulence, ne produira probablement pas la

bonne solution physique (i.e. la bonne valeur de turbulence sous-maille). De par sa dynamique, le modèle va avoir tendance à " corriger " ce défaut par une circulation et des mouvements d'air irréalistes. Ainsi actuellement, quand Méso-NH est utilisé à 1km de résolution environ, le schéma de turbulence ne mélange pas assez, et des rouleaux de couche limite irréalistes ont très souvent tendance à se former dans le modèle pour apporter plus de mélange. Toutefois, outre le fait que la partition n'est pas bonne, rien ne garantit non plus que l'énergie totale soit correcte.

Pour ce faire, on effectuera des simulations (successivement pour chaque type de couche limite), avec des résolutions de 125m, 250m, 500m, 1000m, 2000m, 4000m et 8000m, sur des domaines de 8km x 8km. En utilisant les diagnostics du modèle (adaptés à l'analyse de la turbulence), on comparera les parts résolues et sous-mailles des divers paramètres turbulents (et à différentes hauteurs) avec la référence issue de l'étude de la partie 9.1.3 pour les résolutions correspondantes. L'interprétation se fera à nouveau, dans la mesure du possible, à l'aide de nombres sans dimension caractéristiques du problème.

Une fois mis en évidence les défauts du schéma actuel de turbulence pour ces diverses échelles, une analyse critique des hypothèses du schéma de turbulence sera entamée afin de tenter d'en comprendre les causes, et de proposer des pistes d'amélioration, par exemple sur la formulation de la longueur de mélange (i.e. la taille des plus gros tourbillons sous-maille), qui devrait continûment varier de la hauteur de la couche limite (en 1D) vers une taille plus petite aux échelles kilométriques (loi de variation encore inconnue) jusqu'à la taille de la maille en LES.

## **9.2 Rôle des hétérogénéités de surface sur la couche limite**

Un autre axe de recherche à propos de la turbulence, que je développerai dans un second temps (et donc moins dans ce document), concerne l'étude et la paramétrisation de l'impact des hétérogénéités de surface sur diverses couches limites. En particulier, deux sujets particuliers seront probablement abordés :

### **9.2.1 Impact des hétérogénéités de surface sur le brouillard**

Le brouillard est un phénomène complexe, car couplant phénomènes de couche limite nocturne (très sensibles à nombres de paramètres) et turbulence nuageuse (et lien entre aérosols - refroidissement radiatif - mélange turbulent). De nombreuses données à haute résolution spatiale viennent d'être recueillies pendant PARIS-fog, Toulouse-fog et CAPI-TOUL. L'analyse de ces campagnes est menée par T. Bergot en collaboration avec les autres participants aux campagnes de mesures, en premier lieu l'IPSL et le CEREAs. On notera que ces campagnes ont toutes eu lieu en milieu plus ou moins urbanisé, où les hétérogénéités de surfaces sont importantes. T. Bergot vient de débiter une étude de brouillard en LES en sol homogène puis en présence d'une rivière (avec des différences significatives dans la structure du brouillard), avant d'étudier des cas plus complexes (arbres, bâtiments, faible pentes et vents catabatiques associés -cf aussi ci après-). Je compte participer à ces études théoriques de LES, afin d'améliorer la paramétrisation du brouillard dans les modèles à

méso-échelle.

## 9.2.2 Ecoulement orographiques et influence du relief sous-maille

Ma thèse avait porté sur les vents régionaux autour des Pyrénées (Autan, Cierzo, Tramontane), dans le cadre de l'exploitation de la campagne PYREX (Bougeault et al 1993, Georgelin et al 2000). Ici, je souhaite approfondir deux aspects :

1. En me plaçant à plus fine échelle, étudier les vents de pentes, en lien avec la surface et les ombrages, et leurs conséquences sur le mélange turbulent et la météorologie en zone montagneuse. Je compte tout d'abord aborder progressivement ce thème, en suivant les études théoriques récemment commencées au LEGI sur les interactions vents catabatiques/stratification en LES avec MesoNH. Le LEGI développera des paramétrisations de ces phénomènes, et je souhaite étudier ensuite leurs conséquences à une échelle quelque peu plus grande, à l'échelle de quelques vallées, en terme de météorologie locale (inversion, nuage en fond de vallée, sillage turbulent en aval des crêtes, écoulements sur des sites "remarquables" -comme la thèse en cours au CNRM d'A. Boilley sur le site côtier complexe de l'aéroport de Nice-, etc...). On peut noter que ces études, en particulier celles faites au LEGI (et au LMD), vont aussi permettre d'améliorer d'une manière générale (hors des montagnes) la turbulence en couches stables.
2. Modifier le traitement actuel du frottement en longueur de rugosité effective. Se baser sur une formulation en longueur de rugosité pour représenter le fort frottement dû au relief est une solution très largement diffusée dans les modèles. Cependant, elle ne me satisfait pas. En effet, les formulations actuelles de longueurs de rugosité effectives  $z_0$  (par exemple Mason et al 1988, 1991) produisent facilement des rugosités de l'ordre de 10m à 100m sur les chaînes montagneuses. En théorie, on ne peut appliquer les loi logarithmiques (en conditions neutres) qu'à partir de 10 à 20 fois  $z_0$ , soit typiquement 1km au dessus de la montagne. On n'est plus du tout dans l'hypothèse de la Couche Limite de Surface à flux constants pour laquelle la base de la théorie de Monin-Obuhkov s'applique. Je souhaite plutôt m'orienter vers une formulation de traînée interagissant avec les niveaux atmosphériques (comme celle de Beljaars et al 2004). Cette traînée s'effectuant sur typiquement les 20 premiers mètres de l'atmosphère (avec décroissance exponentielle avec l'altitude), elle pourraît être intégrée dans le schéma de CLS (partie 5.3). Une étude de faisabilité a été réalisée avec succès lors d'un stage visant à étudier la capacité d'AROME à simuler le vent (et la température) dans les montagnes au Nord de la Finlande. Toutefois, il se peut que cela ne soit pas si simple...



# Chapitre 10

## Le climat urbain

Une nouvelle thématique se développe en météorologie urbaine, appuyée par le recrutement au CNRS d'Aude Lemonsu. Certes nous continuerons à développer notre expertise en climatologie urbaine et en modélisation de ces processus, mais nous allons aller plus loin, en étudiant l'évolution à long terme du climat urbain, en s'aidant de modélisation intégrée des divers processus urbains (dans diverses disciplines), c'est à dire en suivant une approche systémique.

Ces axes de recherches nous conduisent à développer des projets de recherches et des partenariats avec des laboratoires et organismes relativement "exotiques" vis à vis de la météorologie (ce qui soit dit en passant est très enrichissant) :

1. Des spécialistes de la "physique" de la ville
  - pour le bâti : le CSTB (Centre Scientifique et Technique du Bâtiment)
  - pour l'hydrologie urbaine : le LCPC (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées)
2. Des urbanistes et architectes :
  - des architectes ayant déjà une approche de modélisation du bâti : le CERMA et plus généralement l'IRSTV à Nantes, le GRECAU à Toulouse
  - des urbanistes, ayant une vision globale des différents acteurs et systèmes urbains, comme le cabinet Descartes d'Yves Lion à Paris
3. Des chercheurs en sciences humaines et sociales, le facteur humain étant très important dès que l'on regarde la ville sous un angle un peu global (ou systémique) :
  - des socio-économistes pour évaluer l'évolution future de la ville sur le XXIème siècle : le CIRED (Centre International de Recherches sur l'Environnement et de Développement)
  - des géographes : le GEODE (Géographie de l'Environnement à Toulouse Mirail), l'ESO (Espace et société, Université de Nantes)
  - des sociologues : le CIEU (Centre Interdisciplinaire d'Etudes Urbaines, au Mirail à Toulouse), avec lesquels nous participons à un projet exploratoire sur la perception du micro-climat dans le péri-urbain toulousain.
4. Des collectivités territoriales ou agences d'urbanisme, comme l'Agence d'Urbanisme et d'Aménagement du Territoire de Toulouse.

## 10.1 Evolution à long-terme du climat urbain

### 10.1.1 Un jeu (amusant ?) d'interactions complexes

En ville, la question de l'évolution du climat urbain (par exemple l'augmentation de la fréquence de canicules comme celle de 2003), de sa mitigation (comment diminuer les effets néfastes) et de l'adaptation de la ville au changement climatique, est très complexe, du fait principalement d'interactions de processus ayant des échelles de temps comparables, le siècle :

- le réchauffement climatique
- l'expansion ou mutation de la ville
- l'évolution des modes de vie (recours à la climatisation, technologies de transport, etc...)

Ainsi, ne serait-ce que pour se poser la question "Quelle sera la température à Paris à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle", il faut non seulement regarder l'impact régional du réchauffement climatique (disons par exemple 4 degrés sur le Nord de la France pour un scénario et modèle de climat donné), mais aussi l'expansion de l'agglomération (une ville plus étendue et peuplée a tendance à former un îlot de chaleur plus intense), les évolutions et adaptations éventuelles du bâti (toits végétalisés ou réfléchissants par exemple), le changement des modes de vie (la climatisation pouvant, par dégagement de chaleur à l'extérieur, accroître encore la température). Et ceci ne concerne qu'une question relativement simple et "météorologique".

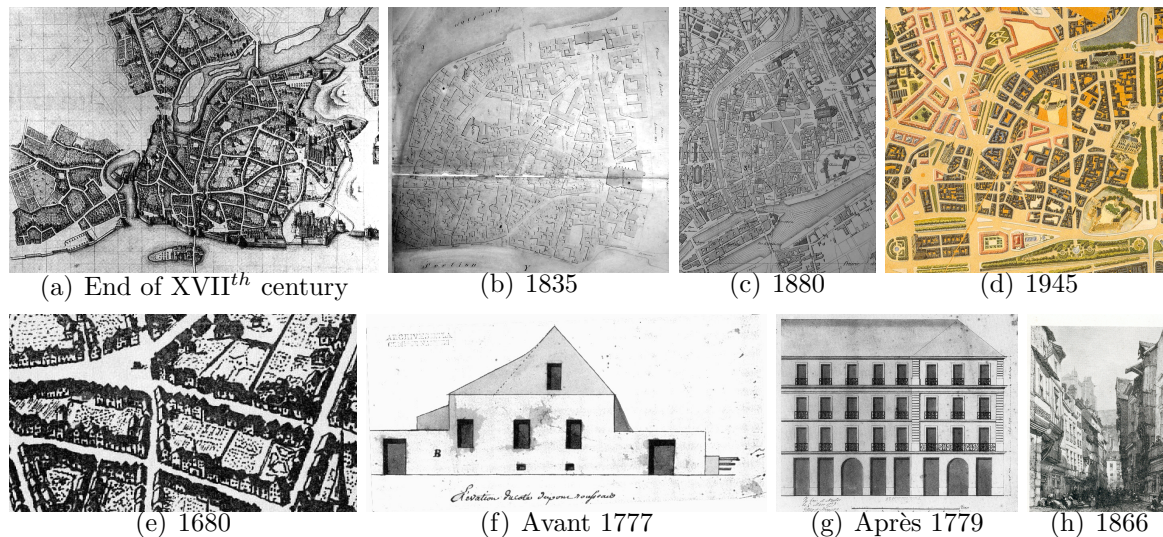


FIGURE 10.1 – Plans de Nantes (en haut) et iconographies (en bas) du XVII<sup>ème</sup> siècle à 1945.

Je voudrais illustrer ce propos par deux exemples. Le premier provient d'une étude menée (au début de TEB dans les années 2002) avec un architecte, Mohamed Benzerzour, effectuant alors sa thèse au CERMA à Nantes. Son objectif était de reconstituer l'évolution des impacts des modifications urbaines sur la ville de Nantes depuis le XVI<sup>ème</sup> siècle jusqu'au lendemain de la deuxième guerre mondiale (figure 10.1). Pour ce faire, il a construit 5 états typiques de la ville, avec des modifications bien identifiées entre chaque

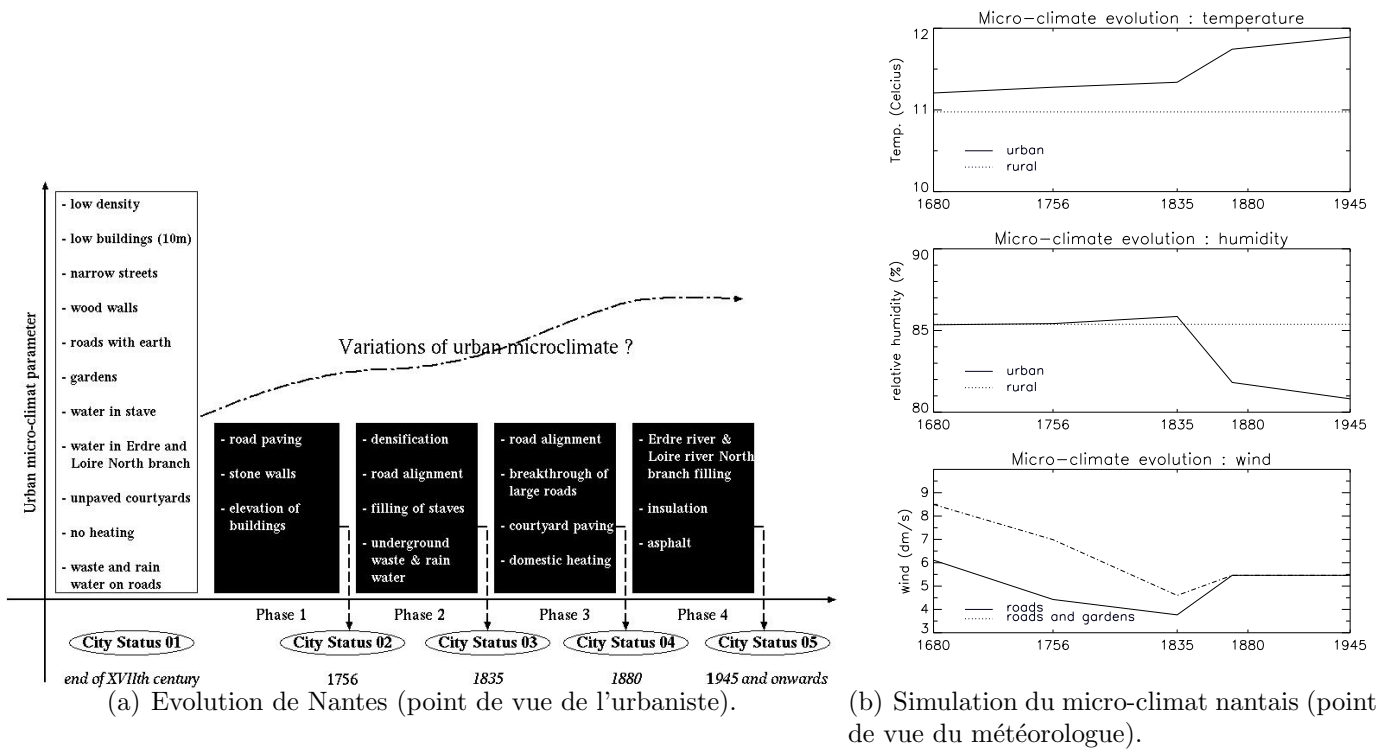


FIGURE 10.2 – Modélisation du climat passé de Nantes.

état, puis modélisé avec TEB le bilan d'énergie en surface et le climat dans les rues pour ces 5 états (figure 10.2(a)) (le reste, c'est à dire la météorologie à la campagne restant identique). Il trouve ainsi (figure 10.2(b)) une augmentation constante de la température, mais plus prononcée au moment de la généralisation du chauffage domestique, une diminution de l'humidité (surtout lors du pavage des cours), et une diminution du vent dans les rues en début de période lors de la densification et de l'agrandissement des bâtiments, le vent se renforçant au milieu du XIXème lors des grandes percées de boulevards dans la ville.

Le deuxième exemple est plus récent, et provient d'une collaboration dans le cadre de l'étude lancée par le ministère de la culture sur le "Grand Pari de l'Agglomération Parisienne". Dix consortia autour de cabinets d'urbanisme ont ainsi effectué des études sur des pistes générales sur la manière de faire évoluer l'agglomération parisienne à échéance 2030. Tous ont proposé d'une manière ou d'une autre de "verdir" l'agglomération (pour lutter contre le réchauffement climatique via une captation des émissions de  $CO_2$ ). Nous avons participé à un des consortia, celui du groupe Descartes coordonné par le cabinet d'urbanisme d'Yves Lion. Dans cette étude, nous avons proposé de quantifier l'impact sur le micro-climat de scénarios à échelle 2030 fournis par les autres membres du consortium (extension massive des forêts - forêts exploitées pour la menuiserie ou le bois de chauffage-, retenues d'eau étendues, toits et routes plus réfléchissants). En intégrant ces scénarios dans MesoNH, nous avons pu montrer (figure 10.7) une diminution de l'îlot de chaleur nocturne (en période de canicule) de 3 degrés en zone périurbaine et 2 degrés dans Paris intra-muros, alors même qu'aucune modification n'était proposée à l'intérieur du boulevard périphérique.

Cette approche de modélisation de l'impact environnemental des aménagements ur-

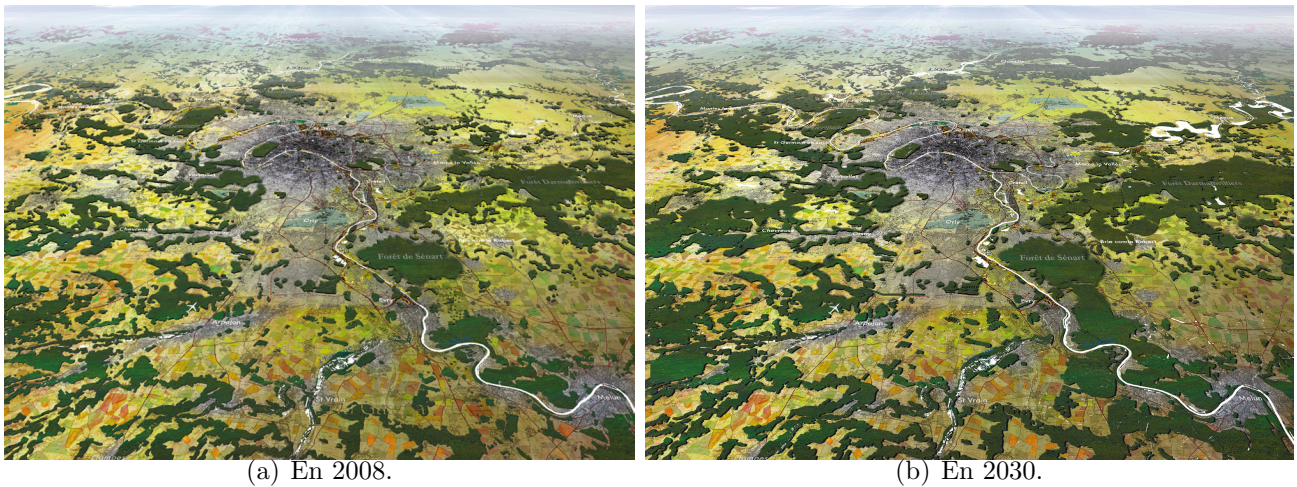


FIGURE 10.3 – Scénario du Grand Pari de l’Agglomération Parisienne par le consortium du cabinet Descartes (Yves Lion).

bains, a beaucoup intéressé les urbanistes. Dans les prochaines années, nous allons approfondir la question de l’évolution du climat urbain à travers deux thèmes : la vulnérabilité aux canicules et l’évolution de la demande et production énergétique en ville.

### 10.1.2 Vulnérabilité aux canicules

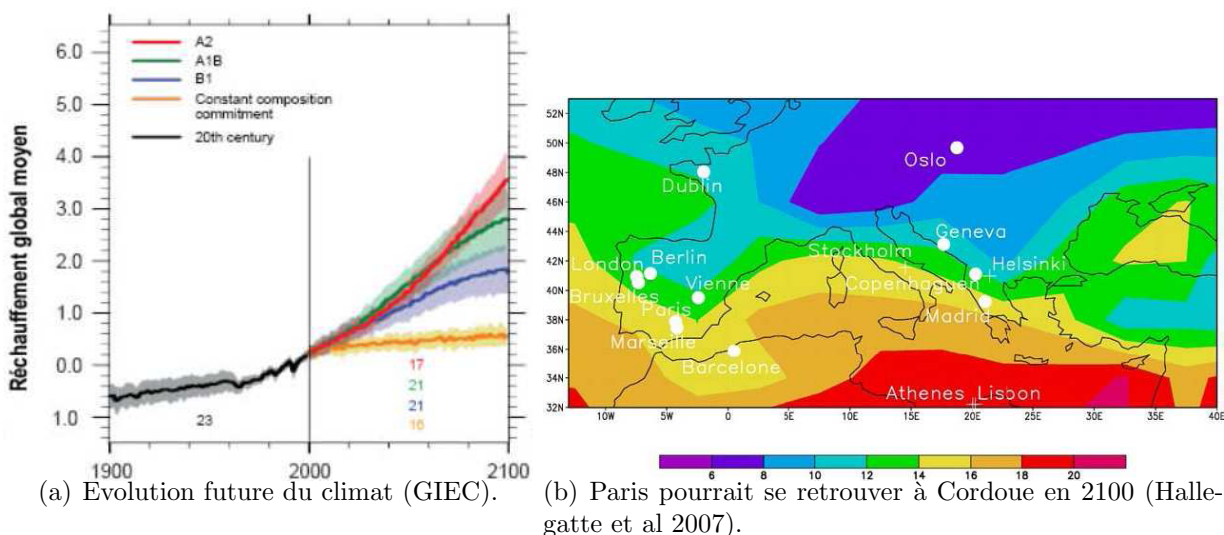


FIGURE 10.4 – Réchauffement climatique : le cadre général.

Les villes sont particulièrement concernées par le changement climatique. Premièrement, elles concentrent une grande partie des activités humaines, et par là même contribuent fortement au réchauffement climatique à l’échelle globale : l’énergie utilisée pour l’alimen-

tation des agglomérations (industries, transport, habitat) est la source majeure des rejets anthropiques de gaz à effet de serre (GES, comme le CO<sub>2</sub> et CH<sub>4</sub>) (projet fast track 2000 ; <http://www.globalwarmingart.com/>) qui sont, avec une quasi-certitude d'après le 4ème rapport du GIEC (IPCC 2007a), la cause principale du réchauffement climatique observé. Celui-ci perdurera à plus long terme et sera significatif à l'horizon 2070, comme illustré dans la figure 10.4(a).

Pour la fin du siècle, Hallegatte et al. (2007) recherche pour quelques grandes villes européennes, des analogues en température et précipitations (Figure 10.4(b)). Ainsi, d'après certaines simulations climatiques (en scénario A2), Paris connaîtrait le climat de Cordoue en 2100.

Deuxièmement, à l'échelle locale au sein des zones urbaines, ces tendances de grande échelle sont accentuées par la formation d'îlots de chaleur urbains. Dans un contexte d'augmentation de la population urbaine (environ 80% de la population dans les pays développés), d'extension et de densification des villes, ces anomalies de températures peuvent augmenter encore. Les conséquences de ce changement du climat à l'échelle des villes sont nombreuses et leur évaluation n'est généralement pas triviale. Par exemple, une augmentation des températures en ville, sera probablement bénéfique en période hivernale en réduisant la demande énergétique de chauffage. Par contre, elle peut être néfaste lors des épisodes caniculaires, probablement plus fréquents et intenses avec le changement climatique (Déqué, 2007) et entraîner des conséquences sur le plan sanitaire (la canicule de 2003 a causé environ 15000 décès en région parisienne).

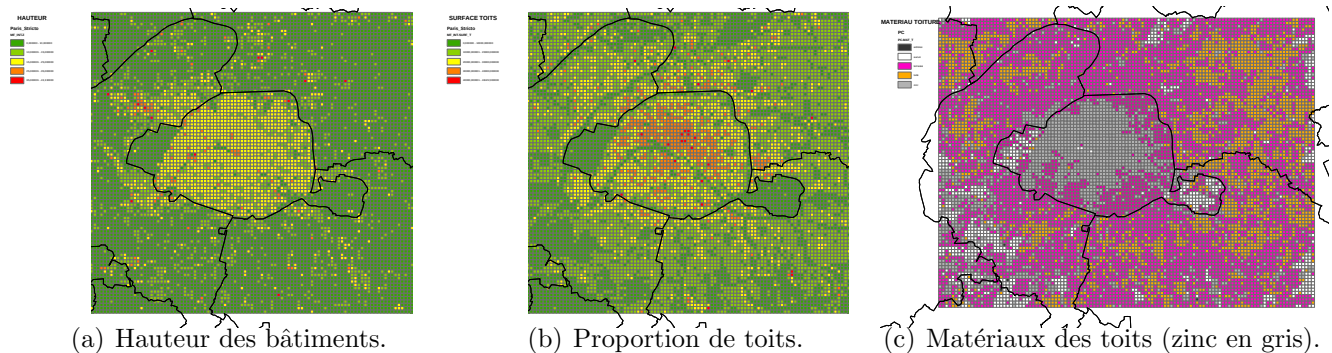


FIGURE 10.5 – Description de Paris par l'APUR (Atelier Parisien d'URbanisme) pour des simulations de la canicule 2003, projet EPICEA.

Dans ce contexte, le projet Vulnérabilité URbaine aux épisodes Caniculaires et stratégies d'Adaptation (VURCA), venant d'être financé par l'ANR et auquel le CNRM participe, propose une approche interdisciplinaire (CNRM, CIRED, CSTB) où la prise en compte des aspects environnementaux, techniques et socio-économiques permet de décrire l'interaction complexe entre économies urbaines et changement climatique afin d'évaluer l'efficacité de solutions d'adaptation données.

Une première étude des aspects météorologiques sur la canicule 2003 (sans prendre en compte l'évolution de la ville sur le long terme) a été effectuée dans le projet EPICEA ("Etude Pluridisciplinaire des Impacts du Changement climatique à l'Echelle de l'Agglomération parisienne"); projet financé dans le cadre du plan climat de la ville de

Paris, entre Météo-France (bureau d'étude de Paris et CNRM) et le CSTB, avec une collaboration active d'un acteur urbain : l'Atelier PARisien d'URbanisme (figure 10.5). Dans VURCA, il est prévu d'intégrer au sein d'un cadre d'étude commun les résultats de trois méthodes analytiques différentes : (i) un modèle climatique, (ii) un modèle de climat urbain et (iii) un modèle couplé transport/logement. Le programme de travail est construit autour de la construction de deux indicateurs :

- L'indicateur de gravité de la vague de chaleur sera construit afin de lier informations climatiques globales et ampleur des effets locaux (en terme de confort thermique). Puis, des simulations de climat urbain seront menées pour une vague de chaleur identique à celle de 2003 à Paris et un panel de villes stylisées issues de scénarios d'urbanisme et socio-économiques simples prenant en compte l'évolution démographique et économique.
- L'indicateur de vulnérabilité urbaine aux vagues de chaleur liera les caractéristiques du tissu urbain et sa vulnérabilité à une vague de chaleur. L'efficacité des stratégies d'adaptation sera évaluée sur la base de leurs coûts économiques (prix du logement, besoins de transport) et de leurs bénéfices (en termes de confort thermique). Des applications pourraient se situer dans le domaine de l'action publique pour appuyer l'idée que la planification spatiale n'est pas seulement une stratégie de mitigation mais peut être vue comme une mesure d'adaptation au changement climatique.

### 10.1.3 Vers une ville à "énergie positive" ?

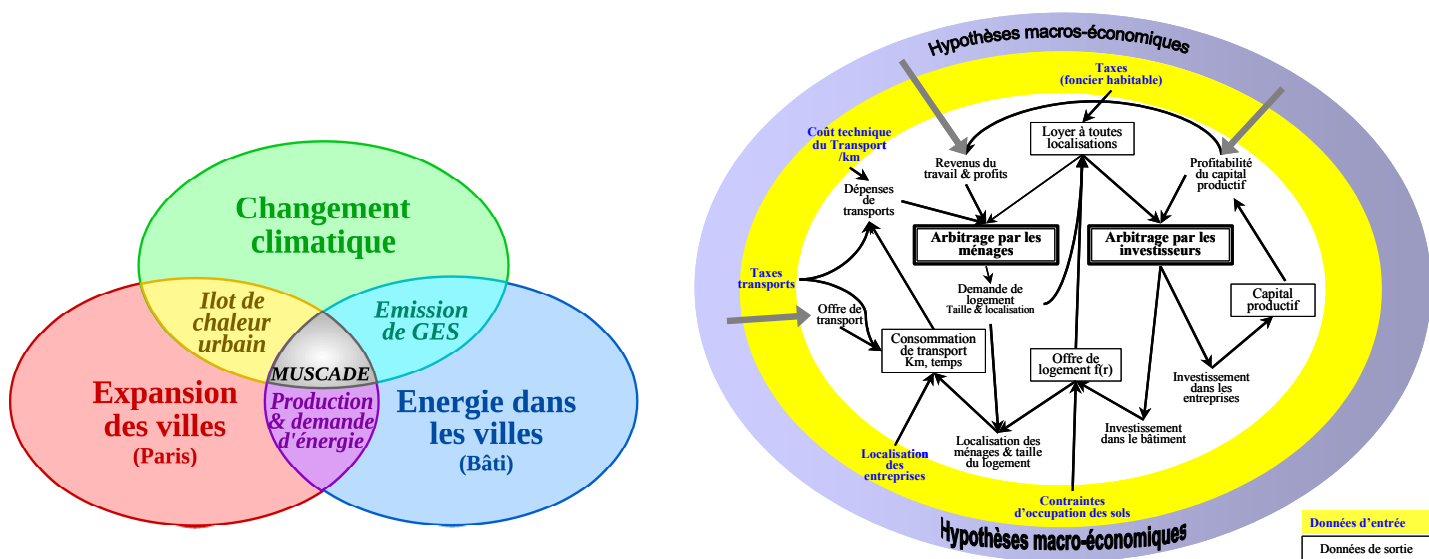
Afin de limiter le réchauffement climatique, le protocole de Kyoto, signé et ratifié à ce jour par 187 pays, planifie les objectifs de réduction d'émission de GES jusqu'en 2012. Les scientifiques recommandent de poursuivre cet effort sur un plus long terme (IPCC 2007b). A l'échelle européenne, les objectifs des directives (notamment 2001/77/CE) et du "Paquet énergie climat" sont de réduire, en 2020, les émissions de GES de 20% par rapport à 1990 en s'appuyant sur une part croissante des sources d'énergie renouvelable (20% en 2020). En France, l'objectif est d'atteindre une réduction d'un facteur 4 des émissions de GES pour 2050 par rapport à 1990 (Loi de Programme fixant les orientations de la politique énergétique du 13 juillet 2005). Un des objectifs phares du Grenelle de l'environnement concernent directement les domaines des bâtiments et de l'énergie :

- la rénovation du parc de bâtiments existant (environ 30 millions de logements et 850 millions de m<sup>2</sup> de tertiaire) pour diminuer sa consommation énergétique de 38% ;
- l'application de normes énergétiques de plus en plus exigeantes pour les bâtiments neufs : basse consommation à partir de 2012 et bâtiments à énergies positives à partir de 2020 pour toutes les constructions ;
- l'augmentation de la production d'énergie à partir des sources renouvelables de 20 Mtep en 2020.

Sur le terrain, les actions politiques locales se multiplient sous la forme de création d'écoquartiers, de plans climat (Paris, Lyon, ...). En pratique, au delà des objectifs fixés, la mise en place de la rénovation thermique du parc bâti dépendra principalement de la rentabilité économiques des opérations de rénovation.

C'est sur la base de ce contexte que l'étude prospective AGORA 2020 menée par le Ministère de l'Ecologie, du Développement et de l'Aménagement Durables (Bain 2008), a montré des attentes particulièrement fortes, à la fois du grand public et des acteurs institutionnels (comme les collectivités locales), concernant la recherche sur l'impact du

changement climatique sur les environnements urbains.



(a) MUSCADE : un projet durable.

(b) La ville, ce n'est pas que l'îlot de chaleur urbain...

FIGURE 10.6 – Un objet d'études interdisciplinaire.

Pour apporter des réponses à ces questions, le CNRM, en collaboration avec le CIRED, le CSTB, le GRECAU et l'ESO, a proposé à l'ANR "Villes Durables" (réponse en dehors de nos délais de bouclage) le projet MUSCADE (Modélisation Urbaine et Stratégies d'adaptation au Changement Climatique pour Anticiper la Demande et la production Energétique). L'objectif scientifique du projet est d'étudier, de nos jours à 2100, les interactions entre structure de ville, procédés constructifs, consommation d'énergie, production d'énergie décentralisée, micro climat urbain, et changement climatique. Le « système ville » sera constitué progressivement, à partir des éléments intervenants dans les processus liés à l'énergie : il s'agit tout d'abord du bâtiment, avec ses différents matériaux et procédés constructifs, sa consommation d'énergie mais aussi ses potentiels de production d'énergie ; puis l'îlot, formé de plusieurs bâtiments selon un agencement défini par les règles d'urbanisme, et porteur également de contraintes et opportunités en terme de bilan énergétique ; enfin la ville, constituée d'îlots types, mais également soumise à une expansion, de type socio-économique, dont la densité par exemple peut influencer la question énergétique et l'îlot de chaleur urbain.

L'objectif technique du projet est de développer un modèle numérique d'expansion urbaine (développé au CIRED, schématisé sur la figure 10.6(b)), de simulation du climat urbain et de simulation du couple offre-demande énergétique du bâti à l'échelle urbaine, appliqué ici à l'aire urbaine de Paris. Le modèle sera alimenté par des scénarios combinés de climat, d'évolution urbaine, d'aménagements urbains, de types et de technologies du bâti, et de types de production d'énergie. Ce modèle permettra de simuler différents paramètres, d'étudier leur sensibilité et quantifier les incertitudes. Les principaux résultats, pour chaque scénario étudié, concerneront :

- La consommation d'énergie liée au chauffage et à la climatisation dans le bâti

- La production décentralisée d'énergie et la répartition des différents types d'énergie
- L'îlot de chaleur urbain
- Les émissions de gaz à effet de serre.

## 10.2 Modélisation intégrée de la ville

L'approche abordée, à savoir la modélisation systémique de la ville, permet de prendre en compte de nombreux paramètres, tout en simplifiant le « système ville » afin de le restreindre à un nombre de données exploitables. Les deux projets cités ci-dessus, VURCA et MUSCADE visent à répondre à des questions scientifiques sur l'adaptation de la ville au changement climatique en s'appuyant sur des modèles numériques, dont on voit toute la puissance pour ces questions prospectives à l'échelle du siècle. Toutefois, dans ces projets, les modèles ne sont pas intégrés et couplés au sein d'une même plateforme informatique. Une telle plateforme (vue du côté météorologie) pourrait ressembler au schéma de la figure 10.7. Il illustre par exemple les besoins d'échanges avec les autres laboratoires du projet à travers les nombreuses couches d'informations géographiques (trafic, hydrologie, chauffage etc...) qui sont nécessaires à l'alimentation des modèles numériques.

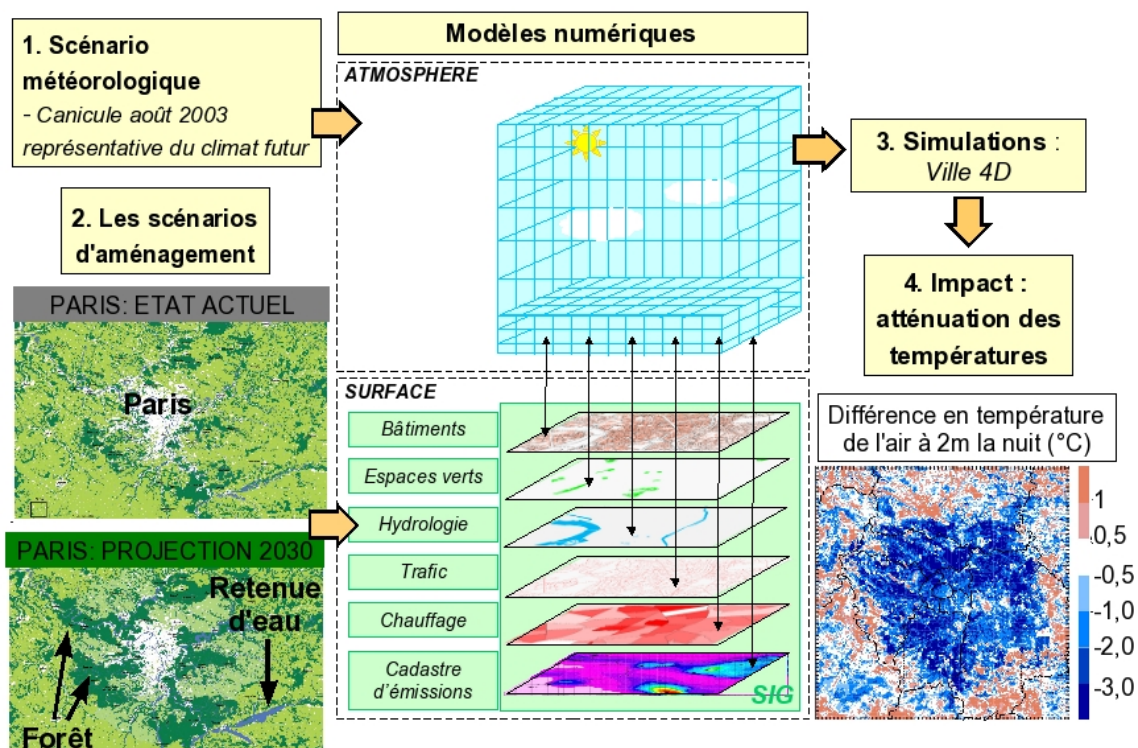


FIGURE 10.7 – Méthodologie d'étude de l'impact d'un scénario météorologique et d'un scénario d'aménagement sur le micro-climat urbain de l'Île de France dans le cadre de la consultation du Grand Paris de l'agglomération parisienne en association avec les Ateliers Y. Lion, les ateliers A. Peter et Transsolar.

C'est pour réaliser un prototype d'une telle plateforme numérique que nous avons proposé au RTRA le projet ACCLIMAT (Adaptation au Changement CLIMatique de l'Agglomération Toulousaine), en mettant en place un consortium de 9 partenaires, laboratoires



de sciences "dures", de sciences humaines et sociales et acteurs de l'aménagement urbain (l'AUAT). Le projet ACCLIMAT propose d'étudier les interactions entre les processus de développement urbain, de micro-climat urbain et le changement climatique, à l'aide d'une plateforme interdisciplinaire de modélisation numérique. Des modèles de base physique (atmosphère, échanges ville-atmosphère, morphologie urbaine) et urbanistique (expansion urbaine et spatialisation) seront mis en oeuvre, couplés entre eux puis forcés par des scénarios locaux du changement climatique et des scénarios socio-économiques de développement urbain. L'évaluation scientifique, à l'aide d'indicateurs multicritères, apportera des pistes pour l'adaptation de la ville au changement climatique, en identifiant d'une part les leviers socio-économiques qui agissent sur les processus d'expansion urbaine, et d'autre part les impacts de leur interaction avec le changement climatique, en terme de micro-climat urbain, consommation énergétique, bilan de CO<sub>2</sub>, état hydrique du sol, confort des habitants.

L'étude sera réalisée à l'échelle du siècle, pour tenir compte de l'inertie des modifications structurelles de la ville, et des scénarios climatiques issus du 4<sup>ème</sup> rapport du GIEC, montrant des effets globaux du changement climatique significatifs à partir de 2070. La complexité du « système ville » et l'échelle de temps lointaine seront appréhendés à travers une modélisation des processus et de leurs interactions (développement urbain et micro-climat urbain, expansion et spatialisation, morphologie urbaine et consommation énergétique), et s'appuieront sur le développement de méthodes (descente d'échelle, couplage de bases de données et de code). Ainsi, ces modèles et méthodes, appliqués dans le cadre d'ACCLIMAT à l'aire urbaine toulousaine, se veulent généralisables à d'autres métropoles Européennes (en particulier Paris, cible d'étude des projets VURCA et MUSCADE). L'architecture modulaire de la plateforme permettra d'intégrer les évolutions des modèles (par exemple celles issues des deux projets sus-cités) et de l'enrichir d'autres modèles (hydrologie, transports). Cet outil de recherche souhaite ainsi répondre aux questions émergentes, scientifiques et interdisciplinaires, que pose la ville durable.

# Bibliographie

- Allwine, K. J., M. J. Leach, L. W. Stockham, J. S. Shinn, R. P. Hosker, J. F. Bowers, and J. C. Pace, 2004 : Overview of joint urban 2003 - an atmospheric dispersion study in oklahoma city. *Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone Symposium, 84th AMS Annual Meeting, Seattle W.A., USA.*
- Allwine, K. J., J. H. Shinn, G. E. Streit, K. L. Clawson, and M. Brown, 2002 : Overview of urban 2000. *Bull Amer Meteor Soc*, **83**, 521–536.
- André, J., J. Goutorbe, and A. Perrier, 1986 : HAPEX-MOBILHY : A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 138–144.
- Bain, P., S. Maujean, and J. Theys, 2008 : *AGORA 2020. Vivre, habiter, se déplacer en 2020 : quelles priorités de recherche*. Ministère de l'Écologie, du Développement et de l'Aménagement durables, Direction de la recherche et de l'animation scientifique et technique, Centre de prospective et de veille scientifique et technologique, 512 pp pp.
- Bastin, S. and P. Drobinski, 2005 : temperature and wind oscillations along a gentle slope during sea-breeze events. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 573–594.
- Bélair, S., P. Lacarrère, J. Noilhan, V. Masson, and J. Stein, 1998 : High-resolution simulation of surface and turbulent fluxes during hapex-mobilhy. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2234–2253.
- Beljaars, A., A. Brown, and N. Wood, 2004 : A new parameterization of turbulent orographic form drag. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1327–1347.
- Berthier, E., 1999 : *Contribution à une modélisation hydrologique à base physique en milieu urbain : Elaboration du modèle et première évaluation*. Ph.D. thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Berthier, E., H. Andrieu, and F. Rodriguez, 1999 : The Rezé urban catchment database. *Water Resour. Res.*, **35(6)**, 1915–1919.
- Best, M. J., A. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004 : A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *Journal of hydrometeorology*, **5**, 1271–1278.
- Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000 : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1544–1569.

- Bougeault, P. and coauthors, 1993 : The atmospheric momentum budget over a major mountain range : First results of the PYREX field program. *Annales Geophysicae*, **11**, 395–418.
- Bougeault, P. and P. Lacarrère, 1989 : Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872–1890.
- Bretherton, C. S., P. N. Blossey, and J. Uchida, 2007 : Cloud droplet sedimentation, entrainment efficiency, and subtropical stratocumulus albedo. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L03813.
- Brown, A., R. Cederwall, A. Chlond, R. Duynkerke, J. Golaz, M. Khairoutdinov, D. Lewellen, A. Lock, M. Macvean, C. Moeng, R. Neggers, P. Siebesma, and B. Stevens, 2002 : Large eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1075–1093.
- Buckingham, E., 1914 : On physically similar systems : Illustration of the use of dimensional equations. *Physical Review*, **IV**, 345–376.
- Calvet, J.-C., J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Alioso, and J.-P. Wignero, 1998 : An interactive vegetation svat model tested against data from six contrasting sites. *Agr. For. Meteorol.*, **92**, 92–95.
- Calvo, A. I., V. Pont, C. Liousse, B. Dupré, A. Mariscal, C. Zouiten, E. Gardrat, P. Castera, C. G. Lacaux, A. Castro, and R. Fraile, 2008 : Chemical composition of chemical aerosols in toulouse, france, during capitoul experimnt. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 307–323.
- Canadell, J., R. B. Jackson, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E.-D. Schulze, 1996 : Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, **108**, 583–595.
- Champeaux, J.-L., D. Arcos, E. Bazile, D. Giard, J.-P. Goutorbe, F. Habets, J. Noilhan, and J.-L. Roujean, 2000 : Avhrr-derived vegetation mapping over western europe for use in numerical wheather prediction models. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1183–1199.
- Cheng, Y., V. Canuto, and A. Howard, 2002 : An improved model for the turbulent pbl. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1550–1565.
- Clarke, R., A. Dyer, D. Reid, and A. Troup, 1971 : The wangara experiment : Boundary layer data. *Division Meteorological Physics Paper, CSIRO*, **19**, Australia.
- Couvreur, F., F. Guichard, V. Masson, and J.-L. Redelsperger, 2007 : Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer : observations and les budget analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, **26**, 269–294.
- Couvreur, F., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, C. Kiemle, V. Masson, J.-P. Lafore, and C. Flamant, 2005 : water vapor variability within a convective boundary layer assessed by large-eddy simulations and ihop observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2665–2693.
- Cros, B., P. Durand, E. Frejafon, C. Kottmeier, P.E. Perros, V-H. Peuch, J.L. Ponche, D. Robin, F. Saïd, G. Toupance, and H. Wortham, 2004 : The ESCOMPTE Program : An overview. *Atmos. Research*, **69**, 241–279.

- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000 : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 1–30.
- De Rosnay, P., J.-C. Calvet, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, F. Lemaitre, M. J. Escorihuela, J. M. Sabater, K. Saleh, J. Barrie, G. Bouhours, L. Coret, G. Cherel, G. Dedieu, R. Durbe, N. Fritz, F. Froissard, J. Hoedjes, A. Kruszwski, F. Lavenue, D. Suquia, and P. Waldteufel, 2006 : Smosrex : A long term field campaign experiment for soil moisture and land surface processes remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **102**, 377–389.
- Déqué, M., 2007 : Frequency of precipitation and temperature extremes over france in an anthropogenic scenario : Model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, **57**, 16–26.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle, 1994 : The arpege/ifs atmosphere model : A contribution to the french community climate modelling. *Climate Dyn.*, **10**, 249–266.
- Dolman, A. J. and J. N. et al, 2006 : The carboeurope regional experiment strategy. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 1367–1379.
- Dorman, J. and P. Sellers, 1989 : A global climatology for albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (sib). *J. Appl. Meteorol.*, **28**, 833–855.
- Drobinski, P., P. Carlotti, J.-L. Redelsperger, R. M. Banta, V. Masson, and R. K. Newsom, 2007a : Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 137–156.
- Drobinski, P., F. Saïd, G. Ancellet, J. Arteta, P. Augustin, S. Bastin, A. Brut, J. L. Caccia, B. Campistron, S. Cautenet, A. Colette, I. Coll, U. Corsmeier, B. Cros, A. Dabas, H. Delbarre, A. Dufour, P. Durand, V. Guénard, M. Hasel, N. Kalthoff, C. Kottmeier, F. Lasry, A. Lemonsu, F. Lohou, V. Masson, L. Menut, C. Moppert, V. H. Peuch, V. Puygrenier, O. Reitebuch, and R. Vautard, 2007b : Regional transport and dilution during high-pollution episodes in southern france : Summary of findings from the field experiment to constraint models of atmospheric pollution and emissions transport (escompte). *J. Geophys. Res.*, **112**, D13105, doi :10.1029/2006JD007494.
- Duynkerke, P., S. D. Roode, M. V. Zanten, J. Calvo, J. Cuxart, S. Cheinet, C. C. Moeng, F. Mller, D. Olmeda, J. Piriou, E. Sanchez, and I. Sednev, 2004 : Observations and numerical simulations of the diurnal cycle of the eurocs stratocumulus case. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3269–3296.
- Gastellu-Etchegorry, J.-P., 2008 : 3d spectral modeling of satellite images and radiation budget of urban landscapes. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 187–207.
- Georgelin, M., P. Bougeault, T. Black, N. Brzovic, J. Calvo, V. Cassé, M. Desgagné, R. El-Khatib, J. Geleyn, T. Holt, S. Y. Hong, T. Kato, J. Katzfey, K. Kurihara, B. Lacroix, F. Lalauette, Y. Lemaitre, J. Mailhot, D. Majewski, P. Malguzzi, V. Masson, J. McGregor, E. Minguzzi, T. Paccagnella, and C. Wilson, 2000 : The second compare exercice : a model intercomparison using a case of a typical mesoscale orographic flow, the pyrex iop3. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 991–1029.

- Gomes, L., M. Mallet, J.-C. Roger, and P. Dubuisson, 2008 : Effects of the physical and optical properties of urban aerosols measured during the capitoul summer campaign on the local direct radiative forcing. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 289–306.
- Grimmond, C. S. B., J. Salmond, T. Oke, O. Offerle, and A. Lemonsu, 2006 : Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in marseille : heat, mass (water, carbon dioxide) and momentum. *JGR-Atmospheres*, **109**, 19pp, doi :10.1029/2004JD004936.
- Hallegatte, S., J.-C. Hourcade, and P. Ambrosi, 2007 : Using climate analogues for assessing climate change economic impacts in urban areas. *Climatic Change*, **82**, 47–60.
- Hamdi, R. and V. Masson, 2008 : Inclusion of a drag approach in the town energy balance (teb) scheme : offline 1-d validation in a street canyon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2627–2644.
- Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis, and V. Oinas, 2000 : Global warming in the twenty-first century : an alternative scenario. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, **97**, 9875–9880.
- Heymann, Y. and coauthors, 1993 : Corine land cover : Technical guide. Technical report, Commission of the European Communities, Luxembourg.
- Hidalgo, J., V. Masson, A. Baklanov, G. Pigeon, and L. Gimeno, 2008a : Advances in urban climate modelling. *Annals of the New York Academy of Science*, **1146**, 354–374.
- Hidalgo, J., V. Masson, and L. Gimeno-Presa, 2009 : Scaling the daytime urban-breeze circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, submitted.
- Hidalgo, J., V. Masson, and G. Pigeon, 2008b : Urban-breeze circulation during the capitoul experiment : Numerical approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 243–262.
- Hidalgo, J., G. Pigeon, and V. Masson, 2008c : Urban-breeze circulation during the capitoul experiment : Observational data analysis approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 223–241.
- Holland, J. and E. Rasmusson, 1973 : Measurements of atmospheric mass, energy and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 44–55.
- Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, 2002 : Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1105–1122.
- IPCC, 2007a : *The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp pp.
- 2007b : *Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 852 pp pp.
- Kain, J. S. and J. M. Fritsch, 1993 : convective parameterization for mesoscale models : The Kain-Fritsch scheme. *Meteor. Monographs*, **46**, 165–170.

- Koeppel, C. E. and G. C. D. Long, 1958 : *Weather and Climate*. McGraw-Hill, 341pp pp.
- Kolmogorov, A. N., 1942 : Equations of turbulent motion of an incompressible fluid. *Izv. Akad. Nauk. SSSR Ser. Fiz*, **6**, 56–58.
- Lac, C., F. Bonnardot, C. Camail, O. Connan, D. Maro, D. Hebert, M. Rozet, and J. Pergaud, 2008 : Atmospheric dispersion experiment during capitoul to evaluate an operational dispersion modelling system. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 263–287.
- Lach erde, S., C. Miesch, D. Boldo, X. Briottet, C. Valorge, and H. L. Men, 2008 : Icare : A physically-based model to correct atmospheric and geometric effects from high spatial and spectral remote sensing images over 3d urban areas. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 209–222.
- Lafore, J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. H eil, P. Mascart, V. Masson, J.P. Pinty, J.L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998 : The M eso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulation. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Lagouarde, J.-P. and M. Irvine, 2008 : Directional anisotropy in thermal infrared measurements over toulouse city centre during the capitoul measurement campaigns : first results. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 173–185.
- Lagouarde, J.-P., P. Moreau, M. Irvine, J.-M. Bonnefond, J. Voogt, and F. Solice, 2004 : Airborne experimental measurements of the angular variation in surface temperature over urban areas : case study of marseille (france). *Remote Sensing Environment*, **37**, 2508–2517.
- Lemonsu, A., S. Bastin, V. Masson, and P. Drobinski, 2006a : Vertical Structure of the Urban boundary layer over Marseille under sea breeze condition. *Boundary-Layer Meteorol.*, **118**, 477–501.
- Lemonsu, A., S. B clair, J. Mailhot, M. Benjamin, F. Chagnon, G. Morneau, B. Harvey, J. Voogt, and M. Jean, 2008 : Overview and first results of the montreal urban snow experiment 2005. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 59–75.
- Lemonsu, A., C. S. B. Grimmond, and V. Masson, 2004a : Modelling the surface Energy Balance of an old Mediterranean city core. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 312–327.
- Lemonsu, A. and V. Masson, 2002 : Simulation of a summer urban Breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorol.*, **104**, 463–490.
- Lemonsu, A., V. Masson, and E. Berthier, 2007 : Improvement of the hydrological component of an urban SVAT model. *Hydrological Processes*, **21**, 2100–2111.
- Lemonsu, A., V. Masson, G. Pigeon, and C. Moppert, 2006b : Sea-Town Interactions over Marseille : 3d Urban Boundary Layer and thermodynamical fields near the Surface. *Theoretical and Appl. Climatology*, **84**, 171–178.
- Lenderink, G., P. Siebesma, S. Cheinet, S. Irons, C. Jones, P. Marquet, F. Mller, D. Olmeda, J. Calvo, E. Sanchez, and P. Soares, 2004 : The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land : a single column model intercomparison study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3339–3364.

- Mason, P., 1988 : The formation of areally-averaged roughness lengths. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **114**, 399–420.
- Mason, P. J., 1991 : *Boundary-layer parameterization in heterogeneous terrain*. Workshop Proc. on Fine Scale Modelling and the Development of Parameterizations Schemes, ECMWF, 275-288 pp.
- Massera, S., 2005 : Exploitation d’une base de données urbaines en vue d’extraire des paramètres utiles aux modèles météorologiques. Technical report, Meteo France, available on request from the authors, in french.
- Masson, V., 1999 : *Procédé permettant de déterminer l’influence d’une zone urbaine sur l’atmosphère en contact avec celle-ci*. Brevet français N 99 01713, Institut National de la Propriété Industrielle, déposé le 12 Février 1999.
- 2000 : A Physically-based scheme for the Urban Energy Budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **94**, 357–397.
- 2006 : Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theoretical and Appl. Climatology*, **84**, 35–45.
- Masson, V., C.S.B. Grimmond, and 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.
- Masson, V., L. Gomes, G. Pigeon, K. Lioussé, J.-P. Lagouarde, J. Voogt, J. Salmond, T. Oke, D. Legain, O. Garrouste, and P. Tulet, 2008 : The canopy and aerosol particles interactions in toulouse urban layer (capitoul) experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**, 135–157.
- Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A global data base of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *J. of Climate*, **16**, 1261–1282.
- Masson, V. and Y. Seity, 2009 : Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, in press.
- Mellor, G. L. and T. Yamada, 1974 : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Menu, L., R. Vautard, C. Flamant, C. Abonne, M. Beekmann, P. Chazette, P. H. Flamant, D. Gombert, D. Guedalia, D. Kley, M. Lefebvre, B. Lossec, D. Martin, G. Megie, M. Sicard, P. Perros, and G. Toupance, 2000 : Measurement and modeling of atmospheric pollution over the Paris area : The ESQUIF Project. *Annales Geophysicae*, **18**, 1467–1481.
- Mestayer, P., P. Durand, P. Augustin, S. Bastin, J.-M. Bonnefond, B. Bénéch, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, S. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J.-P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, V. Puygrenier, S. Roberts, J.-M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut,

- and J. Voogt, 2005 : The urban boundary layer field experiment over marseille ubl/clu-  
escompte : Experimental set-up and first results. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 315–  
365.
- Monin, A.S. and A.M. Obukhov, 1954 : The main features of turbulent mixing in the  
Surface Atmospheric Layer. *Trudy Inst. Geophys. Acad. Sci., URSS*, **151**, 163–187.
- Noilhan, J. and S. Planton, 1989 : A simple parameterization of land surface processes for  
meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- Oke, T.R., 1987 : Boundary layer climates. 2nd edition. *Methuen, London*, 435pp.
- Oke, T.R., R.A. Spronken-Smith, E. Jáuregui, and C.S.B. Grimmond, 1999 : The energy  
balance of central Mexico City during the dry season. *Atmos. Environ.*, **33**, 3919–3930.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009 : A parameterization of dry  
thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-  
Layer Meteorol.*, in revision.
- Pigeon, A. Lemonsu, J. Barrié, V. Masson, and P. Durand, 2006 : Urban thermodynamic  
Island in a coastal City analyzed from an Optimized Surface Network. *Boundary-Layer  
Meteorol.*, **120**, 315–351.
- Pigeon, G., D. Legain, P. Durand, and V. Masson, 2007a : Anthropogenic heat release  
in an old european city (toulouse, france). *International Journal of Climatology*, **27**,  
1969–1981, doi :10.1002/joc.1530.
- Pigeon, G., A. Lemonsu, C. Grimmond, P. Durand, O. Thouron, and V. Masson, 2007b :  
Divergence of turbulent fluxes in the surface layer : case of a coastal city. *Boundary-Layer  
Meteorol.*, **124**, 269–290, 10.1007/s10546-007-9160-2.
- Pigeon, G., A. Lemonsu, V. Masson, and J. Hidalgo, 2008a : From urban climate observa-  
tion to integrated modelling of the city. *La Météorologie*, **62**, I–IX.
- Pigeon, G., M. A. Mosciki, J. A. Voogt, and V. Masson, 2008b : Simulation of fall and  
winter energy balance over a dense urban area using the teb scheme. *Meteorology and  
Atmospheric Physics*, **102**, 159–171.
- Pincus, R. and M. Baker, 1994 : Effect of precipitation on the albedo susceptibility of  
clouds in marine boundary layers. *Nature*, **372**, 250–252.
- Piringer, M., C. S. B. Grimmond, S. M. Joffre, P. G. Mestayer, M. W. Rotach, A. Baklanov,  
K. D. Ridder, J. Ferreira, E. Guilloteau, A. Karppinen, A. Martilli, V. Masson, D. R.  
Middleton, and M. Tombrou, 2002 : Investigating the surface energy budget in urban  
areas -recent advances and future needs. *Water, Air and Soil Pollution*, **2**, 1–16.
- Poulos, G. S. and Coauthors, 2002 : Cases-99 : A comprehensive investigation of the stable  
nocturnal boundary layer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 555–581.
- Redelsperger, J.-L., F. Mahe, and P. Carlotti, December 2001 : A simple and general  
subgrid model suitable both for surface layer and free-stream turbulence. *Boundary-  
Layer Meteorology*, **101**, 375–408.



- Rotach, M. W., R. Vogt, D. Bernhofer, E. Batchvarova, A. Christen, A. Clappier, B. Feddersen, S.-E. Gryning, G. Martucci, H. Mayer, V. Mitev, T. R. Oke, E. Parlow, H. Richner, M. Roth, Y.-A. Roulet, D. Ruffieux, J. A. Salmond, M. Schatzmann, and J. A. Voogt, 2005 : Bubble - an urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, **81**, 231–261, doi 10.1007/s00704-004-0117-9.
- Rozoff, C. M., W. Cotton, and J. Adegoke, 2003 : Simulation of St. Louis, Missouri, Land Use Impacts on Thunderstorms. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 716–738.
- Sandu, I., J.-L. Brenguier, O. Geoffroy, O. Thouron, and V. Masson, 2008 : Aerosols impact on the diurnal cycle of marine stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2705–2718.
- Sarrat, C., A. Lemonsu, V. Masson, and G. Guédalia, 2006 : Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmos. Environ.*, **40**, 1743–1758.
- Sarrat, C., J. Noilhan, S. Donier, P. Lacarrère, V. Masson, A. Butet, E. Ceschia, P. Ciais, A. Dolman, J. Elbers, and N. Jarosz, 2009 : Co2 budgeting at the regional scale using a lagrangian experimental strategy and mesoscale modeling. *Biogeosciences*, **6**, 113–127.
- Siebesma, P. and J. Teixeira, 2000 : An advective-diffusion scheme for the convective boundary layer, description and 1d results. *14th symposium on Boundary layers and turbulence, Aspen, USA*, AMS, ed., 133–136.
- Smagorinsky, J., 1963 : General circulation experiments with the primitive equations : I. the basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99–164.
- Soares, P. M. M., P. M. A. Miranda, A. P. Siebesma, and J. Teixeira, 2004 : An eddy-diffusivity/mass-flux parameterization for dry and shallow cumulus convection. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3055–3079.
- Stevens, B., 2007 : On the growth of layers of nonprecipitating cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2916;2931.
- Tomas, S., O. Eiff, and V. Masson, 2009 : Experimental investigation of the turbulent momentum transfers in a neutral boundary-layer over a rough surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.
- Tomas, S. and V. Masson, 2006 : A parameterization of third order moments for the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **120**, 437–454.
- Towmey, S., 1977 : The nuclei of natural cloud formation. part ii : The supersaturation in natural clouds and the variation of cloud droplet concentration. *Pure Appl. Geophys.*, **43**, 243;249.
- Voogt, J. A. and T. R. Oke, 2003 : Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sensing Environment*, **86**, 370–384.
- Voogt, J.A. and C.S.B. Grimmond, 2000 : Modeling surface Sensible Heat Flux using surface Radiative Temperatures in a simple Urban Area. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1679–1699.
- Voogt, J.A. and T.R. Oke, 1997 : Complete urban surface temperatures. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1117–1132.

Weckwerth, T., D. Parsons, S. Koch, J. Moore, M. Lemone, B. Demoz, C. Flamant, B. Geerts, J. Wang, and W. Feltz, 2004 : An overview of the international h2o project (ihop2002) and some preliminary highlights. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 253–277.

# Sixième partie

## Annexes

# Chapitre 11

## Curriculum Vitae

## 11.1 Identité

nom : **Masson**                      prénom : **Valéry**  
 Né le : 12 août 1970  
 Nationalité française  
 Fonction : Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées, chercheur  
 Doctorat obtenu le : 14 novembre 1997            à l'université Paul Sabatier, Toulouse 3  
 Autres diplômes :  
 - ingénieur de l'Ecole Polytechnique (promotion 89)  
 - ingénieur de la météorologie (1994)

## 11.2 Parcours universitaire

1987	Bac C, mention Assez Bien
1987-1989	Classes préparatoires Lycée Massena, Nice
1989-1992	Ecole Polytechnique
1992-1994	Ecole Nationale de la Météorologie et DEA "Océan Atmosphère Environnement", Université Paul Sabatier
1994-1996	Formation complémentaire par la recherche au Centre National de Recherches Météorologiques
1994-1997	Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, mention Très honorable

## 11.3 Parcours professionnel

1998 - 2004	<b>chercheur au CNRM/GMME</b>
1998 -	Développements (turbulence, Large Eddy Simulations, surface) dans le modèle atmosphérique de recherche <b>MesoNH</b>
1998 - 2003	Développement puis validation d'un schéma d'interface ville-atmosphère : modèle TEB ("Town Energy Balance")
1999	Brevet français 99 01713 "Procédé permettant de déterminer l'influence d'une zone urbaine sur l'atmosphère en contact avec celle-ci".
2001	Participation à l'expérience <b>ESCOMPTE</b> , volet météorologie urbaine sur Marseille
2001 - 2003	Développement de la base de données ECOCLIMAP pour les paramètres physiques des surfaces végétales et urbaines sur le globe à 1km de résolution.
2004 - 2005	Responsable scientifique et coordination de l'expérience <b>CAPITOUL</b> sur Toulouse
2004 - 2009	<b>Responsable de l'équipe GMME/TURBAU</b> (TURbulence, Brouillard et Atmosphère Urbaine) et <b>chercheur</b>
2006 - 2008	Développements physiques (convection peu profonde, couche limite de surface) dans le modèle de prévision à 2km500 <b>AROME</b>
2008 - 2009	Participation au "Grand Pari de l'Agglomération Parisienne" au sein du groupe Descartes (cabinet Y. Lion)
2008 -	Projets sur l'étude de l'impact du changement climatique en ville et stratégies d'adaptation.

## 11.4 Activités d'enseignement et encadrement

### 11.4.1 Enseignement

J'ai enseigné pendant huit ans (20h par an) la couche limite et la turbulence au DEA "Océan Atmosphère et Surfaces Continentales" de l'Université Paul Sabatier, Toulouse III.

### 11.4.2 Encadrement de thèses

(vrai) <b>Directeur de thèse</b>		
2003 - 2006	Séverine Tomas	" Modélisation et étude expérimentale de la turbulence au sein de la couche limite " atmosphérique "
2005 - 2008	Julia Hidalgo thèse européenne	" An observational, numerical and theoretical approach to the daytime urban-breeze circulation in Inland Cities"
<b>Encadrant principal</b>		
2000 - 2003	Aude Lemonsu	" Modélisation des processus de surface et de la couche limite en milieu urbain "
2005 - 2008	Julien Pergaud	"Etude et Paramétrisation de la Turbulence et des Nuages de Couche Limite"
<b>Co-encadrant</b>		
2004 - 2007	Grégoire Pigeon	" Les échanges surface-atmosphère en zone urbaine - projets CLU-ESCOMPTE et CAPITOUL "
2005 - 2008	Irina Sandu	" Impact de l'aérosol sur le cycle de vie des nuages de couche limite "
2007 -	Emilie Perraud	" Paramétrisation de la condensation sous-maille et amélioration de la représentation des nuages dans le modèle AROME "
2007 -	Benjamin Aouizerats	Impact de l'aérosol urbain sur la dynamique climatique urbaine : application à la campagne CAPITOUL

### 11.4.3 Encadrement de stages long

Outre les (ex)thésard(e)s cités ci-dessus, j'ai encadré :

- des stages de DEA (ou plus récemment Master2) : Guillaume Poujol sur le brouillard, Franck Auguste sur les nuages de couche limite, Rachel Honnert sur la turbulence à échelle kilométrique en couches convectives
- un stage de fin d'études d'ingénieur : Christelle Meriguet (de l'Université de technologie de Compiègne) sur ce qui deviendra ecoclimap
- un visiteur scientifique brésilien, Hugo Abi Karam, qui a travaillé sur la modélisation avec RAMS et TEB pour étudier l'influence de Sao Paulo (17 millions d'habitants) sur les circulations locales, particulier le développement d'épisodes convectifs.

J'ai aussi encadré ou co-encadré de nombreux stages allant jusqu'à un ou deux mois (comme les stages de modélisation d'ingénieur à l'école de météorologie).

## 11.4.4 Participation à des jurys de thèse et HdR

### Jury de HdR

J'ai été examinateur au jury d'Habilitation à Diriger des Recherches de Philippe Drobinski en 2005, sur le thème : "Dynamique de la couche limite atmosphérique : de la turbulence aux systèmes dynamiques de méso-échelles".

### Jury de thèse

Outre les six jurys de thèses que j'ai encadré ou co-encadré (Aude Lemonsu, Julia Hidalgo, Séverine Tomas, Julien Pergaud, Grégoire Pigeon, Irina Sandu), j'ai participé en tant qu'examinateur aux cinq jurys de thèses suivants :

- Javier Díaz de Argandoña González, 2000, Université du Pays Basque, "Estudio del viento de valle Cierzo producido por la interacción del viento sinóptico con los Pirineos". A noter que je ne parle pas espagnol, l'exercice était intéressant, mais heureusement lors de la soutenance on disposait de la traduction simultanée...
- Mohamed Benzerzour, 2004, Université de Nantes, "Transformations urbaines et variations du microclimat : application au centre ancien de Nantes et proposition d'un indicateur Morpho-climatique"
- Sandrine Pallotta, 2006, Ecole Nationale Supérieure de l'Aéronautique et de l'Espace, "Compréhension du signal issu d'une surface hétérogène rugueuse dans le domaine infrarouge en télédétection : analyse de l'agrégation des propriétés thermo-optiques de ses constituants"
- Clément Fesquet, 2008, Laboratoire de Météorologie Dynamique, "Structure de la turbulence atmosphérique à proximité de la surface"
- Morgane Colombert, 2008, CSTB - Université Paris-Est, "Intégration des enjeux du climat urbain dans les différents moyens d'intervention sur la ville"

## 11.5 Activités de recherche

### 11.5.1 En résumé

- 36 publications internationales de rang A
- 2 publications nationales ou internationale de rang B
- 1 brevet
- une vingtaine de proceedings (dont 10 en premier auteur)
- 16 conférences internationales et séminaires à l'étranger

### 11.5.2 Cinq publications les plus significatives

- Masson V., 2000 : A Physically-based scheme for the Urban Energy Budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **94**, 357-397.
- Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A global data base of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *J. of Climate*, **16**, 1261-1282.
- Masson, V., L. Gomes, G. Pigeon, K. Lioussse, J.-P. Lagouarde, J. Voogt, J. Salmond, T. Oke, D. Legain, O. Garrouste, and P. Tulet, 2008 : The canopy and aerosol particles interactions in toulouse urban layer (CAPITOUL) experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 135-157.
- Masson, V. and Y. Seity, 2009 : Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, in press.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary- Layer Meteorol.*, in press.

### 11.5.3 Publications à comité de lecture

#### Articles parus dans des revues à comité de lecture (rang A)

1. Bélair, S., P. Lacarrère, J. Noilhan, V. Masson, and J. Stein, 1998 : High-resolution simulation of surface and turbulent fluxes during hapex-mobilhy. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2234-2253.
2. Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000 : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1544-1569.
3. Couvreux, F., F. Guichard, V. Masson, and J.-L. Redelsperger, 2007 : Negative water vapour skewness and dry tongues in the convective boundary layer : observations and les budget analysis. *Boundary-Layer Meteorol.*, **26**, 269-294.
4. Couvreux, F., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, C. Kiemle, V. Masson, J.-P. Lafore, and C. Flamant, 2005 : water vapor variability within a convective boundary layer assessed by large-eddy simulations and ihop observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2665-2693.
5. Drobinski, P., P. Carlotti, J.-L. Redelsperger, R. M. Banta, V. Masson, and R. K. Newsom, 2007 : Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 137-156.



6. Drobinski, P., F. Saïd, G. Ancellet, J. Arteta, P. Augustin, S. Bastin, A. Brut, J. L. Caccia, B. Campistron, S. Cautenet, A. Colette, I. Coll, U. Corsmeier, B. Cros, A. Dabas, H. Delbarre, A. Dufour, P. Durand, V. Guénard, M. Hasel, N. Kalthoff, C. Kottmeier, F. Lasry, A. Lemonsu, F. Lohou, V. Masson, L. Menut, C. Moppert, V. H. Peuch, V. Puygrenier, O. Reitebuch, and R. Vautard, 2007b : Regional transport and dilution during highpollution episodes in southern france : Summary of Findings from the Field experiment to constraint models of atmospheric pollution and emissions transport (ESCOMPTE). *J. Geophys. Res.*, **112**, D13105, doi :10.1029/2006JD007494.
7. Georgelin, M., P. Bougeault, T. Black, N. Brzovic, J. Calvo, V. Cassé, M. Desgagné, R. El- Khatib, J. Geleyn, T. Holt, S. Y. Hong, T. Kato, J. Katzfey, K. Kurihara, B. Lacroix, F. Lalaurette, Y. Lemaitre, J. Mailhot, D. Majewski, P. Malguzzi, V. Masson, J. McGregor, E. Minguzzi, T. Paccagnella, and C. Wilson, 2000 : The second compare exercise : a model intercomparison using a case of a typical mesoscale orographic Flow, the PYREX iop3. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 991-1029.
8. Gimeno-Presa L., V. Masson and J. Arnfield, 2008 : Editorial : special issue on CAPITOUL (Canopy and Aerosol PArticle Interactions in TOulouse Urban LAyer) experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 131-133.
9. Hamdi, R. and V. Masson, 2008 : Inclusion of a drag approach in the town energy balance (TEB) scheme : offline 1-d validation in a street canyon. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**, 2627-2644.
10. Hidalgo, J., V. Masson, A. Baklanov, G. Pigeon, and L. Gimeno, 2008 : Advances in urban climate modelling. *Annals of the New York Academy of Science*, **1146**, 354-374.
11. Hidalgo, J., V. Masson, and G. Pigeon, 2008 : Urban-breeze circulation during the capitoul experiment : Numerical approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 243-262.
12. Hidalgo, J., G. Pigeon, and V. Masson, 2008 : Urban-breeze circulation during the capitoul experiment : Experimental approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 223-241.
13. Lafore, J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, J.P. Pinty, J.L. Redelsperger, E. Richard, and J. Vila-Guerau de Arellano, 1998 : The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I : Adiabatic formulation and control simulation. *Ann. Geophys.*, **16**, 90-109.
14. Lemonsu, A., S. Bastin, V. Masson, and P. Drobinski, 2006 : Vertical Structure of the Urban boundary layer over Marseille under sea breeze condition. *Boundary-Layer Meteorol.*, **118**, 477-501.
15. Lemonsu, A., C. S. B. Grimmond, and V. Masson, 2004 : Modelling the surface Energy Balance of an old Mediterranean city core. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 312-327.
16. Lemonsu, A. and V. Masson, 2002 : Simulation of a summer urban Breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorol.*, **104**, 463-490.
17. Lemonsu, A., V. Masson, and E. Berthier, 2007 : Improvement of the hydrological component of an urban SVAT model. *Hydrological Processes*, **21**, 2100-2111.
18. Lemonsu, A., V. Masson, G. Pigeon, and C. Moppert, 2006b : Sea-Town Interactions over Marseille : 3d Urban Boundary Layer and thermodynamical fields near the Surface. *Theoretical and Appl. Climatology*, **84**, 171-178.

19. Masson V., 2000 : A Physically-based scheme for the Urban Energy Budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **94**, 357-397.
20. Masson V., 2006 : Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities. *Theoretical and Appl. Climatology*, **84**, 35-45.
21. Masson V. and P. Bougeault, 1996 : Numerical Simulation of a Low-Level Wind Created by Complex Orography : A Cierzo Case study. *Monthly Weather Review*, **4**, 701-715.
22. Masson, V., C.S.B. Grimmond, and 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.
23. Masson, V., L. Gomes, G. Pigeon, K. Lioussé, J.-P. Lagouarde, J. Voogt, J. Salmond, T. Oke, D. Legain, O. Garrouste, and P. Tulet, 2008 : The canopy and aerosol particles interactions in toulouse urban layer (CAPITOU) experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 135-157.
24. Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A global data base of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *J. of Climate*, **16**, 1261-1282.
25. Masson, V. and Y. Seity, 2009 : Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, in press.
26. P. Mestayer, P. Durand, P. Augustin, S. Bastin, J.-M. Bonnefond, B. Bénech, B. Campistron, A. Coppalle, H. Delbarre, B. Dousset, P. Drobinski, A. Druilhet, E. Fréjafon, S. Grimmond, D. Groleau, M. Irvine, C. Kergomard, S. Kermadi, J.-P. Lagouarde, A. Lemonsu, F. Lohou, N. Long, V. Masson, C. Moppert, J. Noilhan, B. Offerle, T. Oke, G. Pigeon, V. Puygrenier, S. Roberts, J.-M. Rosant, F. Saïd, J. Salmond, M. Talbaut, and J. Voogt, 2005 : The urban boundary layer field experiment over marseille ubl/clu-escompte : Experimental set-up and first results. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**, 315-365.
27. Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-Layer Meteorol.*, in press.
28. Pigeon, A. Lemonsu, J. Barrié, V. Masson, and P. Durand, 2006 : Urban thermodynamic Island in a coastal City analyzed from an Optimized Surface Network. *Boundary-Layer Meteorol.*, **120**, 315-351.
29. Pigeon, G., D. Legain, P. Durand, and V. Masson, 2007 : Anthropogenic heat release in an old european city (toulouse, france). *International Journal of Climatology*, **27**, 1969-1981, doi:10.1002/joc.1530.
30. Pigeon, G., A. Lemonsu, C. Grimmond, P. Durand, O. Thouron, and V. Masson, 2007 : Divergence of turbulent fluxes in the surface layer : case of a coastal city. *Boundary-Layer Meteorol.*, **124**, 269-290, 10.1007/s10546-007-9160-2.
31. Pigeon, G., M. A. Mosciki, J. A. Voogt, and V. Masson, 2008b : Simulation of fall and winter energy balance over a dense urban area using the teb scheme. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 159-171.
32. Piringer, M., C. S. B. Grimmond, S. M. Joffre, P. G. Mestayer, M. W. Rotach, A. Baklanov, K. D. Ridder, J. Ferreira, E. Guilloteau, A. Karppinen, A. Martilli, V.

- Masson, D. R. Middleton, and M. Tombrou, 2002 : Investigating the surface energy budget in urban areas -recent advances and future needs. *Journal of Water, Air and Soil Pollution*, **2**, 1-16.
33. Sandu, I., J.-L. Brenguier, O. Geoffroy, O. Thouron, and V. Masson, 2008 : Aerosols impact on the diurnal cycle of marine stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 2705-2718.
34. Sarrat, C., A. Lemonsu, V. Masson, and G. Guédalia, 2006 : Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmos. Environ.*, **40**, 1743-1758.
35. Sarrat, C., J. Noilhan, S. Donier, P. Lacarrère, V. Masson, A. Butet, E. Ceschia, P. Ciais, A. Dolman, J. Elbers, and N. Jarosz, 2009 : Co2 budgeting at the regional scale using a lagrangian experimental strategy and mesoscale modeling. *Biogeosciences*, **6**, 113-127.
36. Tomas, S. and V. Masson, 2006 : A parameterization of third order moments for the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **120**, 437-454.

#### Articles soumis dans des revues à comité de lecture (rang A)

- Briottet, X., J.-P. Lagouarde, G. Fontanilles, A. Hénon, G. Pigeon, J.-P. Gastellu-Etchegorry, P. G. Mestayer, I. Calmet, V. Masson and A. Brut, 2009 : Intercomparison Exercise of Infrared Radiative Transfer Models in the Urban Canopy. *Remote Sensing Environment*, submitted
- Hidalgo, J., V. Masson, and L. Gimeno-Presa, 2009 : Scaling the daytime urban-breeze circulation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, submitted.
- Karam, H. A., A. J. Pereira Filho, V. Masson, J. Noilhan and E. P. MArques Filho 2009 : A new tropical urban surface energy budget scheme (t-TEB). Part I : concept and formulation. *Theoretical and Applied Climatology*, submitted.
- Tomas, S., O. Eiff, and V. Masson, 2009 : Experimental investigation of the turbulent momentum transfers in a neutral boundary-layer over a rough surface. *Boundary-Layer Meteorol.*, submitted.

#### Brevet

- Masson, V., 1999 : Procédé permettant de déterminer l'influence d'une zone urbaine sur l'atmosphère en contact avec celle-ci . Brevet français N99 01713, Institut National de la Propriété Industrielle, déposé le 12 Février 1999.

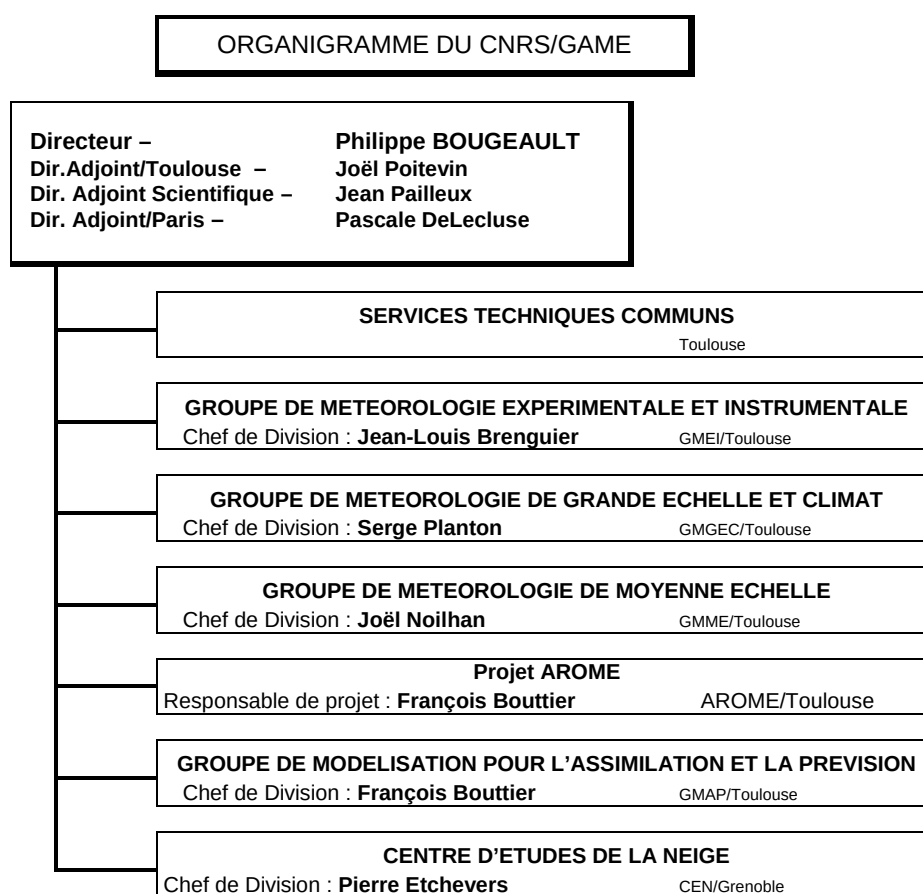
#### Articles parus dans d'autres revues à comité de lecture

- Champeaux J.-L., V. Masson and F. Chauvin, 2005 : ECOCLIMAP : a global database of land surface parameters at 1 km resolution. *Meteorological applications*, **1**, 29-32.
- Pigeon, G., A. Lemonsu, V. Masson, and J. Hidalgo, 2008 : From urban climate observation to integrated modelling of the city. *La Météorologie*, **62**, I-IX.

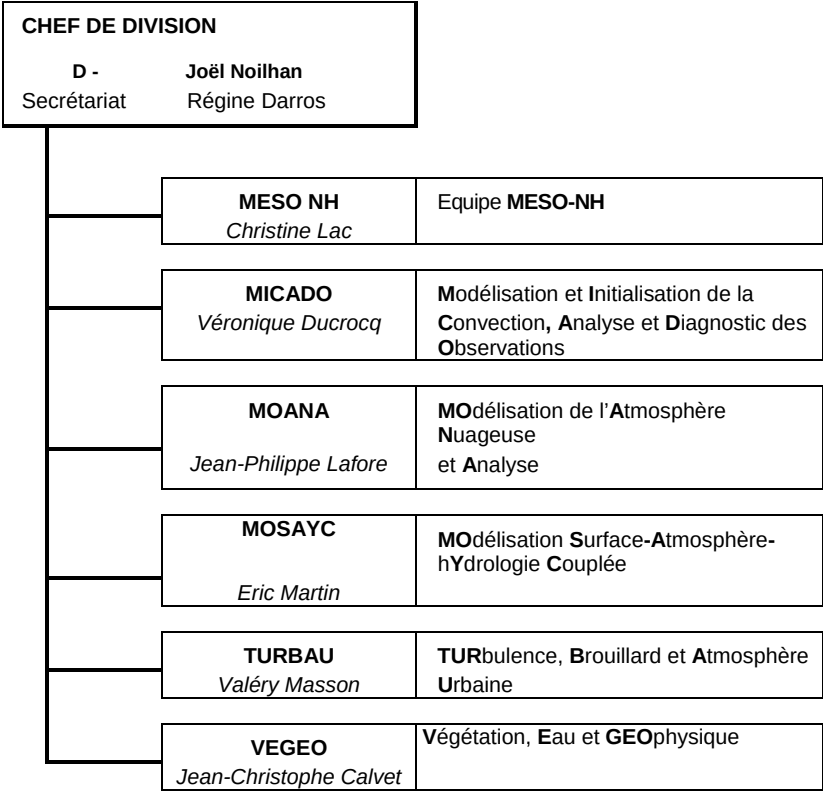
## 11.6 Organigramme du laboratoire

J'ai conduit ma recherche au sein du Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle du CNRS/GAME. J'ai été affecté à diverses équipes (certaines aujourd'hui disparues au gré des réorganisations internes), dont les thèmes allaient de la modélisation de la surface à celle de la couche limite atmosphérique et des nuages. Je suis maintenant chef d'une équipe que j'ai contribué à créer, regroupant au printemps 2009 5 chercheurs permanents et 2009 une ingénieur, deux thésards et une stagiaire ingénieur : l'équipe TURBAU.

*Organigramme du CNRS/GAME en date du 1 avril 2009*



**GROUPE METEOROLOGIE  
DE MOYENNE ECHELLE**





# Chapitre 12

## Sélection d'articles

### 12.1 Cinq publications

Voici la liste des 5 publications que je considère les plus significatives de mon travail. Elles couvrent l'ensemble de la palette de mes travaux (et de ceux et celles que j'ai encadrés).

- Masson, V., J.L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003 : A global data base of land surface parameters at 1 km resolution in meteorological and climate models. *J. of Climate*, **16**, 1261-1282.
- Masson V., 2000 : A Physically-based scheme for the Urban Energy Budget in atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **94**, 357-397.
- Masson, V., L. Gomes, G. Pigeon, K. Lioussse, J.-P. Lagouarde, J. Voogt, J. Salmond, T. Oke, D. Legain, O. Garrouste, and P. Tulet, 2008 : The canopy and aerosol particles interactions in toulouse urban layer (CAPITOU) experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **102**(3-4), 135-157.
- Masson, V. and Y. Seity, 2009 : Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, in press.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009 : A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary- Layer Meteorol.*, in press.

### 12.2 La base de données Ecoclimap

## A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models

VALÉRY MASSON, JEAN-LOUIS CHAMPEAUX, FABRICE CHAUVIN, CHRISTELLE MERIGUET,  
AND ROSELYNE LACAZE

CNRM/GAME Météo-France/CNRS, Toulouse, France

(Manuscript received 28 January 2002, in final form 9 August 2002)

### ABSTRACT

Ecoclimap, a new complete surface parameter global dataset at a 1-km resolution, is presented. It is intended to be used to initialize the soil–vegetation–atmosphere transfer schemes (SVATs) in meteorological and climate models (at all horizontal scales). The database supports the “tile” approach, which is utilized by an increasing number of SVATs. Two hundred and fifteen ecosystems representing areas of homogeneous vegetation are derived by combining existing land cover maps and climate maps, in addition to using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) satellite data. Then, all surface parameters are derived for each of these ecosystems using lookup tables with the annual cycle of the leaf area index (LAI) being constrained by the AVHRR information. The resulting LAI is validated against a large amount of in situ ground observations, and it is also compared to LAI derived from the International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP-2) database and the Polarization and Directionality of the Earth’s Reflectance (POLDER) satellite. The comparison shows that this new LAI both reproduces values coherent at large scales with other datasets, and includes the high spatial variations owing to the input land cover data at a 1-km resolution. In terms of climate modeling studies, the use of this new database is shown to improve the surface climatology of the ARPEGE climate model.

### 1. Introduction

Because the evolution of the atmospheric system, from weather and pollution forecasting to climate, is a major concern of mankind, it has become mandatory to provide a detailed portrait of the physical processes occurring near the ground. Richardson (1922) first noted the importance of the role of the vegetation representation in numerical weather prediction. During recent decades, several investigations have confirmed the strong coupling that exists between the tropospheric air-mass circulation and the energy exchanges at the surface of the atmospheric boundary layer (Woodward 1987; Melillo et al. 1995). Recent climate modeling has also focused on the representation of CO<sub>2</sub> fluxes between the land surface and the atmosphere (Sellers et al. 1996) in order to explicitly represent the biomass evolution. Thus, there is a need to have a thorough and realistic description of the land surface characteristics in meteorological models, from mesoscale research and numerical weather prediction (NWP) models (describing phenomena of horizontal scale of a few kilometers) to general circulation models (GCMs).

In atmospheric models, surface exchanges are parameterized by soil–vegetation–atmosphere transfer (SVAT) schemes. A rather comprehensive list of them can be found in the literature (see the review by Chen et al. 1997b). SVATs need the right allocation of the land–water mask and of the soil–vegetation characteristics for the calculation of the surface fluxes of momentum, heat, and moisture. The latter two are defined by the surface energy budget, which is written as

$$Q^* = Q_H + Q_E + \Delta Q_s. \quad (1)$$

- Here  $Q^*$  is the net radiation, governed by solar radiation during the day and therefore directly influenced by the albedo, while at night only the infrared longwave radiation budget remains and emissivity becomes important.
- The sensible and latent heat fluxes are  $Q_H$  and  $Q_E$ , respectively. They are small at night, but utilize almost all the net radiation energy during the day. The larger the  $Q_H$ , the more the temperature will increase in the low atmosphere. The more  $Q_E$  is significant, the more this temperature increase is limited, with the energy being used to evaporate water. The ratio between the two fluxes, called the Bowen ratio, is then very important and it strongly depends on the vegetation parameters: a large leaf area index (LAI), a large veg-

Corresponding author address: Dr. Valéry Masson, CNRM/GAME, Météo-France/CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse Cedex 31057, France.  
E-mail: valery.masson@meteo.fr



etation fraction, a small stomatal resistance (influencing transpiration process through the leaves), and a deep soil reservoir will favor  $Q_E$ . Dry soils or leafless vegetation (which dampens the transpiration process) limit  $Q_E$  and favor  $Q_H$ .

- Finally,  $\Delta Q_S$  is the surface/soil energy storage term. It is small compared to the other terms during the day, especially if roughness length is large (the turbulent heat fluxes being stronger). At night, this term is significant and is the same order of magnitude as  $Q^*$ . Also,  $\Delta Q_S$  is mostly governed by the thermal characteristics of the vegetation and soil. The heat capacity of the soil is strongly influenced by the water content in it.

In addition to these impacts on the surface energy budget, one can note that the roughness also has an influence on the momentum fluxes and therefore on the profiles of wind, temperature, and humidity in the lowest tens of meters of the atmosphere.

In climate models, two complete datasets of surface parameters are widely used. The first one was derived by Wilson and Henderson-Sellers (1985), at a resolution of  $1^\circ$ , using lookup tables to derive parameters from 18 land cover types. The second one is from the International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP-2) initiative (at  $0.25^\circ$ ,  $0.5^\circ$ , or  $1^\circ$  resolution). The ISLSCP-2 database encompasses satellite observations in the time period 1982–90 (more information available online at <http://islscp2.gsfc.nasa.gov>). Even though these two datasets are useful for classic global climate modeling, new needs have arisen for other applications. First, as regional climate modeling studies increase, the need for higher resolution is evident. The need is also obvious for NWP and mesoscale research models. Some actions were performed recently to increase the resolution for specific regions, for example, over Europe (Champeaux et al. 2000). Second, surface schemes evolve, representing more and more complex phenomena, and this evolution must be taken into account. In this respect, it is paramount to allow the initialization of surface schemes using the so-called tile approach (see, e.g., Avissar and Pielke 1989; Koster and Suarez 1992; Wetzels and Boone 1995), where a SVAT is run separately on different tiles (subgrid vegetation cover) within a given grid box. Surface fluxes are averaged with respect to the fractional coverage of each tile in the grid mesh. A typical tile decomposition is to compute separate energy budgets on bare soil, low vegetation, and woody vegetation parts (van den Hurk et al. 2000). Therefore, not just one but several values of a particular surface parameter (say LAI) are needed for each grid mesh.

The objective of this paper is to present a new global database, at a very high resolution (1 km), for use in atmospheric models at any scale, that follows the evolution of surface schemes; that is, allowing for both the

tile and the classic aggregated approaches for the surface description.

This database is built using the following:

- A land cover map at a 1-km resolution [built from a digital chart of the world (DCW) for the water mask, University of Maryland (UMD; Hansen et al. 2000) and the International Geosphere–Biosphere Programme Data and Information System (IGBP/DIS; Loveland et al. 2000) databases for vegetation over the globe, and Coordination of Information on the Environment (CORINE; Heymann et al. 1993) and Pan-European Land Cover Monitoring (PELCOM; Mucher et al. 2001) databases over Europe].
- A climate map [Koeppel and De Long (1958) over the globe and Forest Information from Remote Sensing (FIRS; European Commission 1995) over Europe].
- Normalized difference vegetation index (NDVI) inferred from 1-km observations of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) instrument on board the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellites.
- The Food and Agriculture Organization [(FAO) 1988] database at 10-km resolution for soil texture.

Section 2 details the different steps of the method that resulted in an ecosystem classification map using these land cover and climate maps together with time series of the NDVI. Section 3 details how a set of surface parameters was assigned to each pixel of the classification map based on lookup tables. Validation of this dataset against in situ data and comparison to other remote sensing data is carried out in section 4. Finally, section 5 presents the application of this new dataset in the ARPEGE climate model (Déqué et al. 1994).

## 2. Derivation of an ecosystem map

### a. Overview of the method

The large variability of the vegetation does not permit a straightforward derivation of the land surface parameters based uniquely on a general land surface inventory (Brown et al. 1993). For instance, for vegetation sharing the same nomenclature but located under different climates, different behavior of the vegetation may, however, be obtained. In this regard, the forests of northern Europe and the Mediterranean basin yield a typical illustration. This can also occur for the case of crops that present a time shift in their seasonal physiological status. To avoid any misinterpretation, it is mandatory to first stratify the landscape into homogeneous zones (Loveland et al. 2000; Mucher et al. 2001). The goal here is to segregate areas of the same land cover type into such homogeneous zones using climate information.

### b. Derivation of the land cover map

The production of a land cover map was achieved by gathering various sources of data. The coastlines, lakes,

and rivers are delineated from the information content of the DCW data at a 1-km resolution. The DCW was digitized under contract of the U.S. Defense Mapping Agency (DMA).

Two global land cover datasets were available at 1-km resolution: the IGBP/DIS (Loveland and Belward 1997; Loveland et al. 2000) and the University of Maryland database (Hansen et al. 2000), which are both derived from the 1992–93 AVHRR dataset (Eidenshink and Faudeen 1994). These two land cover maps have notable differences (Hansen et al. 2000). The mosaic class in the IGBP/DIS product, which is a merging of natural vegetation and cropland, is not very convenient for our purpose. In this study, the designation of the cover types is essentially derived from the UMD global land cover map. However, the permanent snow occupation and wetland bodies are based on the IGBP/DIS database. Such information is used at 1-km resolution. Actually, 15 land surface types are referenced (see Fig. 1). They are evergreen needleleaf forest, evergreen broadleaf forest, deciduous needleleaf forest, deciduous broadleaf forest, mixed forest, woodland, wooded grassland, closed shrubland, open shrubland, grassland, cropland, bare soil, urbanized areas, permanent snow and ice, and wetlands.

Over the European continent, the cover types from the CORINE land cover classification are preferred. They are at a 250-m resolution (Heymann et al. 1993; our Fig. 2) and are degraded to a 1-km resolution for the purpose of our study. The CORINE land cover database is made by visual interpretation of high-resolution satellite images, for example, Landsat Thematic Mapper and Spot XS scanner images, at a scale of 1:100 000, with simultaneous consultation of ancillary data. At present, the CORINE land cover database is the most detailed land cover database that covers a large part of Europe. Forty-four land cover categories are represented, notably encompassing 11 urban types, 5 water types, 3 major forest types (broadleaf, needleleaf, and mixed), and a cropland class. The characteristics of the crop, such as its vegetative cycle, are not detailed. The role of the UMD land cover map is to compensate for the lack of CORINE data in certain areas, except over Scandinavia where the PELCOM database information (Mucher et al. 2001) was preferred.

#### c. Derivation of the climate map

The use of a climatologically based classification represents crucial additional information to discriminate two areas of vegetation that are from the same land cover class but that belong to different geographic domains, and, hence, evolve differently in response to different environmental factors. For instance, an open shrubland can represent tundra in polar regions and a savannah in tropical areas, and it is clear these two vegetation canopies behave differently. The shrubland is a typical example, which can be found in other parts of the world.

The map of the terrestrial climates considered herein is based on the work of Koeppel and De Long (1958). Actually, 16 climates were identified: dry summer subtropical, tropical desert, semiarid tropical, wet and dry tropical, wet equatorial, trade wind littoral, humid subtropical, semiarid continental, intermediate desert, moderate polar, cool marine, polar, cool littoral, humid continental, extreme subpolar, and marine subpolar. Similar to the land cover strategy, the resolution of the climate map was increased over Europe owing to the investigations of the FIRS project [European Commission (EC) 1995]. Europe has been divided into regions based on geofactors, such as climate, soil, and topography. Figure 3 exhibits the global composite climate map.

#### d. NDVI datasets

Remotely sensed data can provide useful information at the appropriate temporal and spatial scales. Most widely used satellite information relies on the full resolution maps of the vegetation index NDVI derived from the AVHRR visible and near-infrared spectral bands. For the sake of this study, data covering an annual cycle were used: the IGBP 1-km AVHRR monthly NDVI composites, corresponding to the range period of April 1992–March 1993 (the only one available at the global scale at such a fine resolution), and the monthly NDVI composites created by the Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), corresponding to the year 1997, for Europe (Mucher et al. 2001). The processing steps of the IGBP dataset have been described by Eidenshink and Faudeen (1994).

It is worth emphasizing that no major atmospheric anomaly, such as an El Niño event, occurred within the period 1992–93. The impact of such phenomena is to change the location of regions of convective systems, thereby leading to severe rainfall or drought anomalies, and therefore vegetation development anomalies. A strong El Niño (or La Niña) could have biased such a study. The Pinatubo eruption of June 1991, notably increased the aerosol concentration in the stratosphere during the second half of 1991. However, the NDVI anomaly plotted between 1981 and 1995 does not show a strong deviation during the period 1992–93 (Buermann et al. 2002). The impact of the extreme solar zenith angle due to an orbital drift of the NOAA satellite had a dramatic effect on the measured NDVI, but only in the latter part of 1993 and for most of 1994 (Gutman 1999). Furthermore, in Europe, no important climatic anomalies were detected during the year 1997.

Despite the above limitations, no major climatic anomalies were detected at global scale; so, even if the more arid ecosystems (as some grassland or shrublands) would still be expected to vary from year to year, these data can be considered as representative of the vegetation for a normal year.

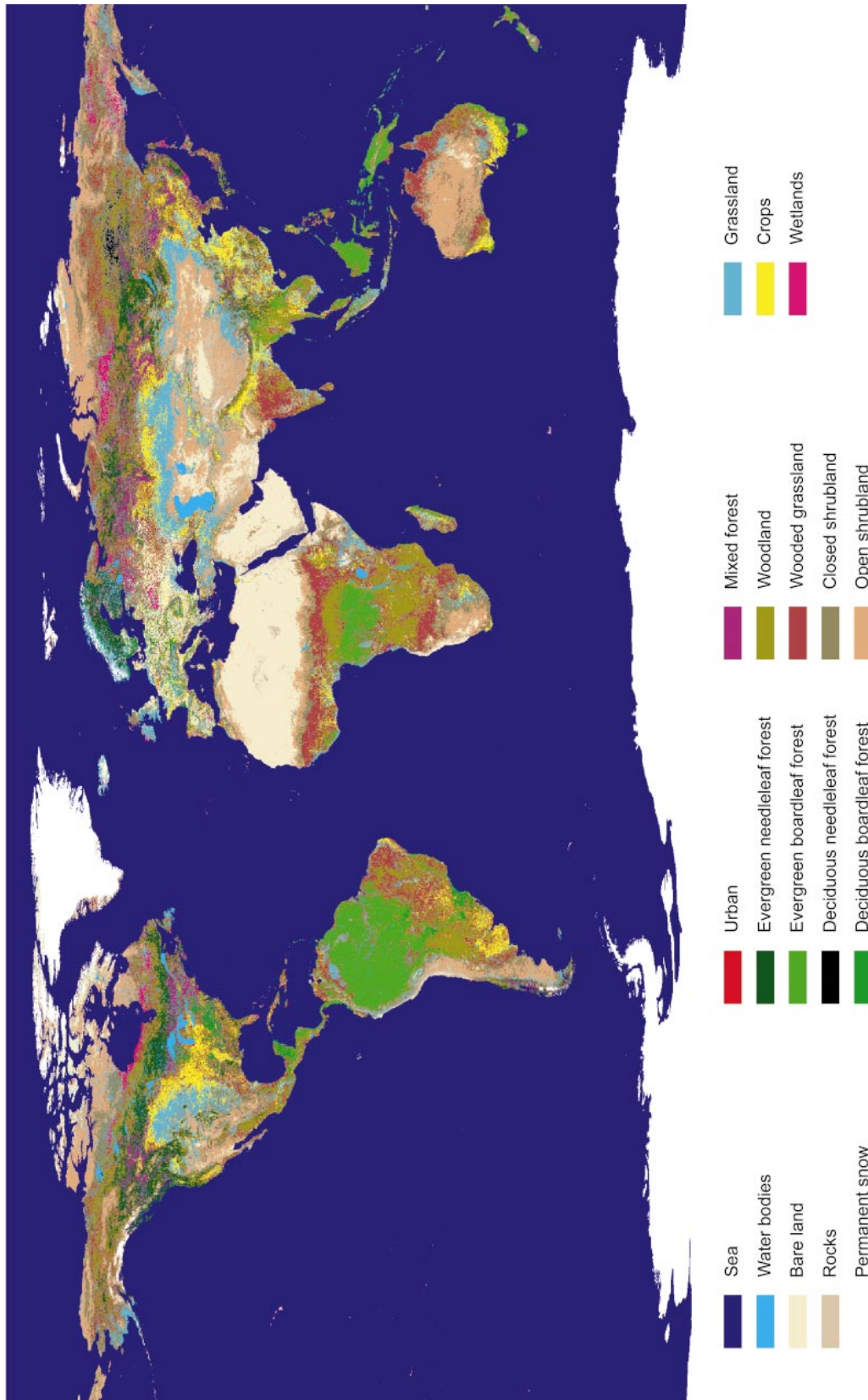


FIG. 1. Land cover map at 1-km resolution, resulting from a merging of the UMD land cover map outside Europe, with the addition of wetland and permanent snow and ice masks from IGBP, CORINE land cover over Europe, and PELCOM over Scandinavia. CORINE land covers are not labeled.

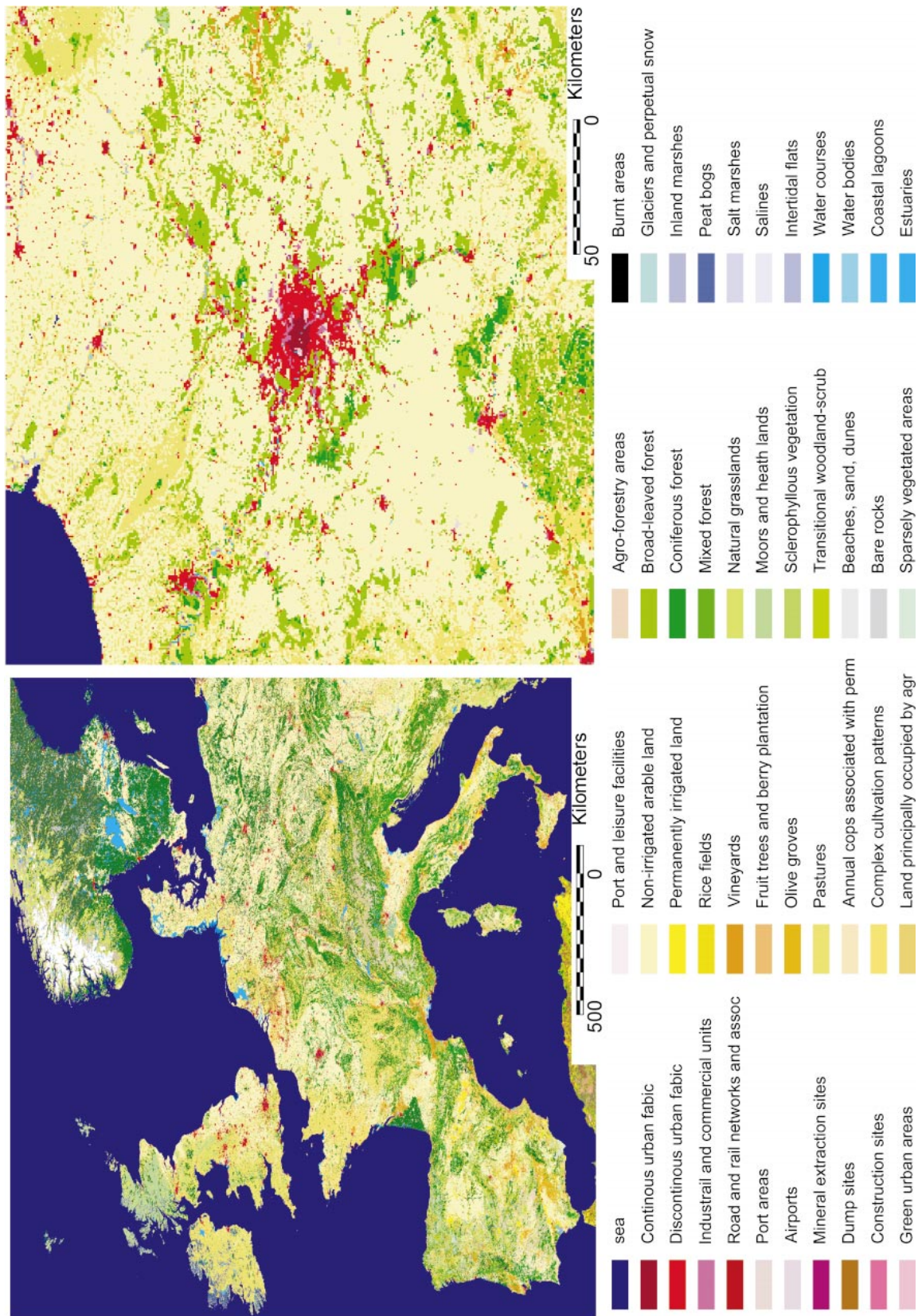


FIG. 2. Zoom-in view of the land cover map over (a) Europe and the (b) Paris area (France). CORINE land covers are labeled.

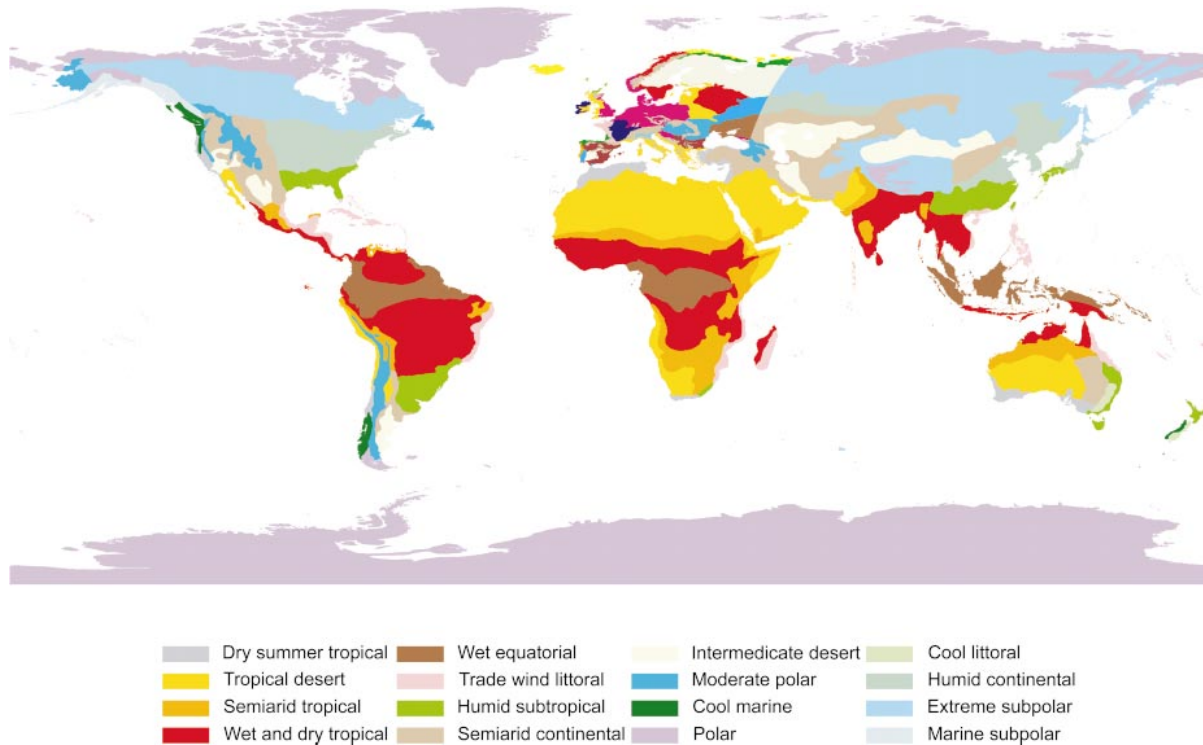


FIG. 3. Climate map from Koeppel and De Lond (1958) outside Europe, and the FIRS project climate map over Europe. Climates of FIRS are not labeled.

#### e. Merging land-use and climatic information

The combination of the 15 cover types with the 16 climates for the 5 continents has led to a large number of ecosystems. Some of them fill in a very small area and are no longer representative. Interestingly, others belonging to different climates or continents show a similar trend. The NDVI profiles are averaged for each ecosystem (defined by its land cover, climate, continent, and hemisphere). Then, the selection of representative ecosystems relies on the analysis of the temporal profile of the monthly NDVI products. The fusion of different ecosystems into one was performed according to the following rules.

- 1) Two merged ecosystems must share the same land cover types as cited above. An exception to this is that some forests could be fused, especially when one is much less representative than the other. It is then referred to as a pure forest, given the name of the dominant species (needleleaf or broadleaf, evergreen or deciduous) or as a mixed forest.
- 2) The merging was performed by comparing the NDVI annual profiles (peak values, temporal trends). If two profiles have their extreme values separated by at least a month, they are perceived as being representative of different vegetation and are not merged.
- 3) Ecosystems in the humid equatorial climate are assumed to be identical on both sides of the equator.

- 4) Two ecosystems corresponding to the same cover type but located on different continents could be merged.

In the following, for sake of simplicity, the term “ecosystem” will stand for “representative ecosystem.”

#### f. Overview of the new classification

The final procedure leads to 125 major terrestrial ecosystems over the globe, with the exception of Europe. Each of them represents a vegetation entity, which promotes a possible assignment of parameter sets. For example, the various ecosystems issued from the UMD nomenclature woodland and crop classes are displayed in Figs. 4a and 4b. Based on NDVI and climate information, splitting those land covers into 17 categories for the woodland and 30 categories for the cropland is allowed.

Over the European continent, the differentiation of 90 ecosystems is required. Most of them arise from splitting the nonirrigated cropland cover, the grassland type, and the three forest types initially in the CORINE dataset.

The differentiation of all these ecosystems allows a better estimation of the evolution of each of the vegetation parameters (minimum and maximum LAI, its annual variation, or the evolution of roughness and vegetation fractional cover).

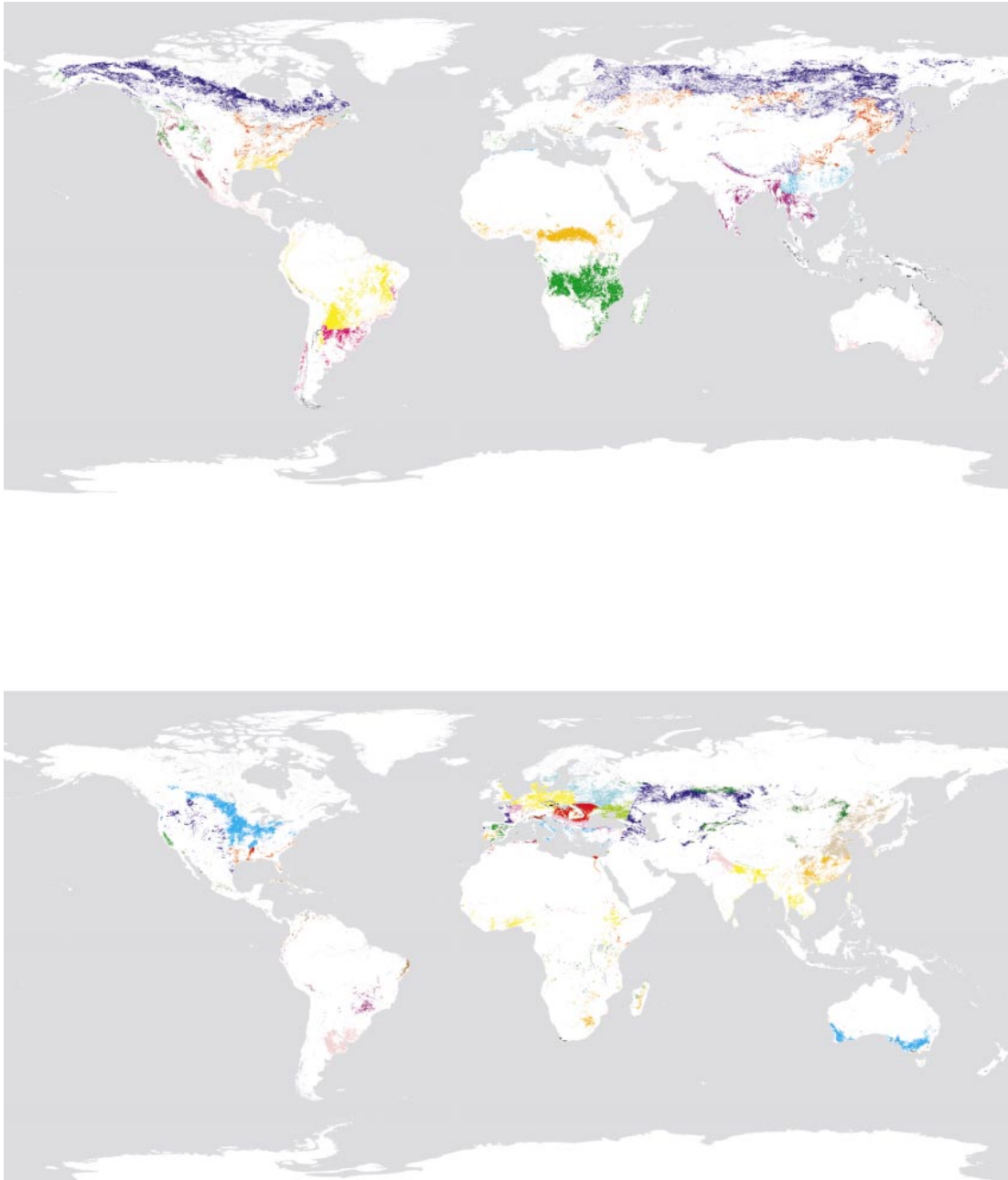


FIG. 4. Representative homogeneous ecosystems derived from (top) the woodland land cover and (bottom) the crop land cover. In each panel, a specific color corresponds to one ecosystem.

### 3. Derivation of surface parameters

SVAT scheme parameters (such as vegetation parameters) must be derived from the 215 ecosystems to provide consistent datasets that can be used in meteorological models. In addition, the soil texture, merely based on the percentages of clay and sand, is taken from the FAO data (at 10-km resolution; FAO 1988).

#### *a. Composition of the land ecosystems*

The first necessary information that is used to conveniently assign the surface parameters is a basic distinction of the landscape units. They are the sea, the inland water bodies, the human-built surfaces, and the land (vegetation or soil). Knowledge of the proportion of the corresponding surface spatial extensions is clearly

TABLE 1. Fractions of woody vegetation, herbaceous vegetation, and bare soil for each land cover. The variations of fractions inside a land cover depend on climate.

	Bare soil: Bare soil/rocks/permanent snow	Woody vegetation: Evergreen broadleaf/ deciduous broadleaf/ needleleaf	Herbaceous: C3/C4/irrigated crops/natural herbaceous (temperate)/ natural herbaceous (Tropics)/ wetland and irrigated herbaceous
Any forest		100%	
Woodland	0%–10%	40%–50%	50%
Wooded grassland	0%–20%	20%–30%	50%–70%
Closed shrubland	20%–30%	20%	50%–60%
Open shrubland	20%–60%		40%–80%
Grassland			100%
Crops			100%
Bare soil; rock, permanent snow	90%–100%		0%–10%

of primarily importance in atmospheric modeling for the use of different surface schemes. Note that some ecosystems in reality can be a mixture of these surfaces, such as for wetlands (land and inland water) and suburban areas (land and artificial surfaces).

Over the urban areas, the surface parameters solely include the impervious surfaces. A single urban cover type is considered in the UMD data, and urban parameters are estimated for typical North American suburban areas. In Europe, the city parameters are more realistic owing to the special attention paid to the urban areas in the CORINE land cover database. In particular, surface parameters are prescribed for the city centers, the suburban areas, and the commercial or industrial areas, and even for some remaining urban covers. The surface parameters are from the Town Energy Balance (TEB) scheme (Masson 2000; Masson et al. 2002).

Over natural areas, the problem of correctly allocating the surface parameters is much more complex due to the high variability and diversity of the vegetation types. Each ecosystem is truncated into the fractions of woody vegetation, herbaceous vegetation, and bare soil. In fact, a subdivision is necessary for further parameter assignment (see section 3c). This leads to 12 vegetation types in 3 categories: (i) bare soil, rocks, permanent snow and ice; (ii) C3 crops, C4 crops, irrigated crops, natural herbaceous (temperate), natural herbaceous (Tropics), wetland herbaceous or irrigated grass; (iii) needleleaf trees, evergreen broadleaf trees, and deciduous broadleaf trees. Most of the 215 ecosystems are composed of only one of these 12 vegetation types (so-called pure ecosystems). Over Europe, almost all of the ecosystems are pure. However, some land covers in the UMD classification (“woodland,” “wooded grassland,” “closed shrubland,” “open shrubland”) are composite, and lead to “mixed” ecosystems.

Table 1 shows the relationship between the initial land cover of an ecosystem and its composition with respect to these vegetation types. Note the existence of small variations for the same initial land cover and the derived

coverage fractions. These variations are a function of climate. The fraction of each type (one type of woody vegetation, one type of herbaceous, and bare soil) was set in agreement with recent studies (Defries et al. 2000; Hansen et al. 2000). Hence, an ecosystem coming from the “grassland” land cover is assumed pure, namely, composed of natural herbaceous vegetation; while a woodland ecosystem is considered mixed, namely, formed of herbaceous and forest types. For crops, the C3 type is omnipresent except in the tropical and equatorial belts, and where corn is intensively cultivated. The C4 crops category is applied in such situations.

#### b. Vegetation types, tiles, and aggregation scheme of the parameters

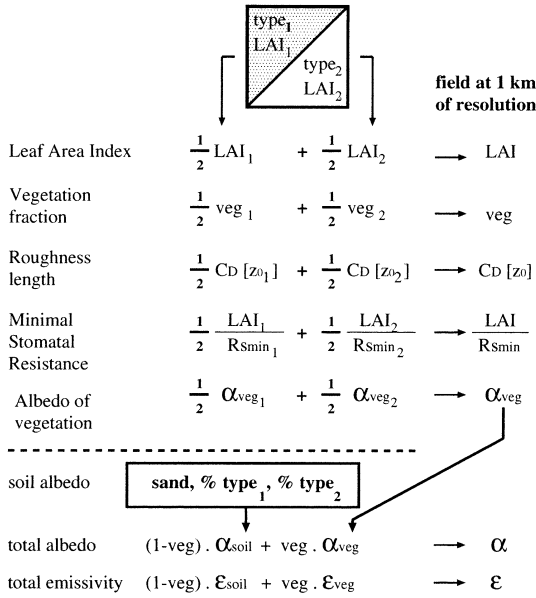
As stated before, the database must allow for both the surface “tile” and the classic aggregated approaches. A derivation of the surface parameters is then needed for each vegetation type of each of the 215 ecosystems. However, in the classic case (only one SVAT run per grid point), as is the case for most applications, a parameter aggregation procedure is carried out (following Noilhan and Lacarrère 1995; Mahfouf et al. 1995; see Fig. 5a). For sake of coherence, exactly the same procedure is used for aggregation at a coarser resolution (Fig. 5b). The prescription of the various parameters is the objective of the remaining subsections.

#### c. Leaf area index (LAI)

The LAI is defined as the surface area of leaves contained in a vertical column normalized by its cross-sectional area. It has been addressed as a crucial parameter of SVAT models since it determines the plant transpiration. It is important to consider not only its seasonal variation, but also its regionalism according to climates, because of the vegetation dynamics.

The effort of merging, described in section 2, permitted the construction of homogeneous ecosystems.

**a)** Example: aggregated parameters for:  
1 pixel of mixed ecosystem, (say a woodland)



**b)** Example: aggregation of 4 pixels:  
1 pixel of pure ecosystem "1" (say a forest),  
2 pixels of pure ecosystem "2" (say crops),  
1 pixel of mixed ecosystem "3", (say a woodland)

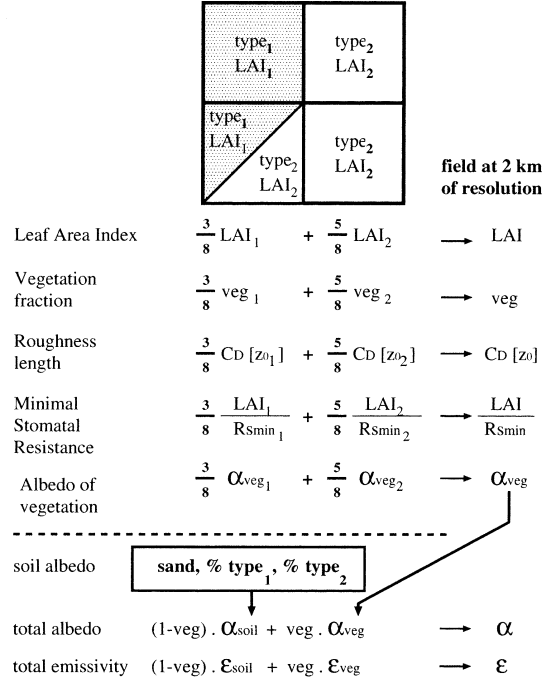


FIG. 5. Aggregation rules used to derive surface parameters: (a) aggregation of the surface characteristics of a mixed ecosystem pixel, and (b) aggregation toward a coarser resolution of the surface characteristics of several pixels, whether they are mixed or not. Here  $C_D$  is the neutral drag coefficient at 10 m, equal to  $\kappa^2/\ln^2(10/z_0)$ , where  $\kappa$  is the von Karman constant and  $z_0$  is in meters. The  $veg_1, R_{smin1}, z_{01}, \alpha_1 (veg_2, R_{smin2}, z_{02}, \alpha_2)$  are estimated from  $LAI_1 (LAI_2)$  and the vegetation type 1 (2) according to Table 2.

Because of this, the actual variability of the vegetation parameters within each ecosystem can be reasonably assumed to be weak spatially, even if it is large temporally. From this, it is legitimate to derive a set of biophysical properties per ecosystem. A number of studies have demonstrated the close relationship between the LAI and NDVI (Asrar et al. 1984; Baret and Guyot 1991). ISLSCP LAIs are computed using relations between the LAI, the fraction of photosynthetically active radiation (FPAR), and NDVI (Sellers et al. 1994), while the Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance (POLDER) and the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) based LAIs are deduced from NDVI values using surface radiative schemes (Roujean and Lacaze 2002; Lacaze et al. 2001; Knyazikhin et al. 1998). Here, contrary to these three datasets, the LAI is not computed for each pixel, but instead it is estimated for a whole ecosystem. The method is much more simple, but robust. In particular, the LAI values vary between realistic limits prescribed for each ecosystem. The LAI is obtained according to the following rules.

1) PURE ECOSYSTEMS

Each pure ecosystem includes a single vegetation type with a corresponding LAI. Note that the understory LAI is incorporated for the forests. Due to the lack of a unique relationship between LAI and NDVI, this NDVI information serves to make a dynamic adaptation of the LAI from the minimum and maximum values found in the literature:

$$LAI = LAI_{min} + (LAI_{max} - LAI_{min}) \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \tag{2}$$

2) MIXED ECOSYSTEMS

Each mixed ecosystem can include one herbaceous vegetation type and/or one woody vegetation type. Therefore, LAI must be defined for both of them. Two following cases must be distinguished.



- 1) Over North America, eastern Europe, central Russia, and Southeast Asia, the woodland and wooded grassland UMD land covers represent transitions between crops and forest. Then the LAI of the dominant crop (forest) ecosystem in the area is assigned to the herbaceous (woody) vegetation type of the mixed ecosystem.
- 2) For a landscape composed of trees and natural herbaceous vegetation, and possibly bare soil, like from equatorial forests to tropical deserts and from boreal forests to tundra, a procedure similar to the pure ecosystems is applied for each type of the mixed ecosystem. The LAI time profile is then given by the NDVI time profile. This holds for all vegetation types of the ecosystem.

The (aggregated) LAI maps at 1-km resolution derived using these rules are plotted in Figs. 6a (January) and 7a (June). Comparisons with ISLSCP2 and POLDER datasets are described in section 4b.

#### d. Other vegetation parameters

SVATs commonly use additional surface parameters, such as the vegetation fraction (the fractional area on the ground that is occupied by vegetation), the roughness length, the minimal stomatal resistance (that plays a role in the transpiration of plants), albedo, and emissivity. Rooting depth used in surface models generally depends more on vegetation types than on the soil type (Calvet et al. 1997; Delire et al. 1997). The total soil depth is also related to the vegetation type based on the aforementioned works. Thus, they are initialized in this new dataset for each ecosystem, independently of the soil properties. All of these parameters, computed in a coherent manner for each vegetation type, are presented in Table 2.

#### 1) WOODY VEGETATION AND FORESTS

Due to the constant height of the trees on an annual basis, the roughness length is assumed constant for the woody vegetation in each ecosystem. It is computed from a typical tree height ( $h$ ), ranging from 30 m for equatorial forests to 15 m for temperate forests and 2 m for bushes, the latter to be consistent with the definition of the UMD closed shrubland cover. The vegetation fraction is assumed to remain near unity for forests all year along, in considering both green and senescent material. In summer, green leaves evidently cover most of the surface, and in winter for deciduous trees, they are replaced by dead leaves over the ground and eventually moss. Root depth of trees is assumed to range from 8 m in equatorial forests (Canadell et al. 1996; Delire et al. 1997) to 2 m for bush trees and temperate and boreal forests (Canadell et al. 1996). Albedo differs following the woody vegetation type. For coniferous trees, a vegetation albedo of 0.10 is retained as a good

estimate of both boreal (Betts and Ball 1997) and temperate (Gash et al. 1989) coniferous forests. It is approximately 0.13 for the equatorial forests (Shuttleworth et al. 1984; Culf et al. 1995, 1996; Wright et al. 1996), and 0.15 for deciduous broadleaf trees (Betts and Ball 1997). Minimal stomatal resistance ( $R_{s_{\min}}$ ) is well documented for equatorial forests, leading to a value of  $250 \text{ s m}^{-1}$  (Delire et al. 1997), but it is less for other forests. A value of  $150 \text{ s m}^{-1}$  is set, in accordance with Hydrological Atmospheric Pilot Experiment-Modélisation du Bilan Hydrique (HAPEX-MOBILHY) field measurements in the Landes (France) coniferous forest (Bougeault et al. 1991; Noilhan et al. 1991).

#### 2) NATURAL HERBACEOUS TYPES, GRASSLANDS

As for the forests, the vegetation fraction does not vary with time, as vegetation stands where it is, even if dried (in dry summer climates) or dead in winter (in colder climates). However, contrary to trees, the height of herbaceous vegetation varies with time, depending on its phenomenological state. Therefore, we related the height of this vegetation to the LAI,  $h = \text{LAI}/6$ , as used in Calvet et al. (1998). Root depth is generally set to 1.5 m (Canadell et al. 1996), and the total soil depth is 0.5 m deeper. The vegetation albedo for herbaceous vegetation is set to 0.20 (Shuttleworth et al. 1984; Culf et al. 1995, 1996; Grant et al. 2000). The  $R_{s_{\min}}$  is much lower for herbaceous vegetation than for woody vegetation (approximately  $40 \text{ s m}^{-1}$ ; Noilhan and Planton 1989; Jacquemin and Noilhan 1990), except in the Tropics, where values are larger (Delire et al. 1997; Dorman and Sellers 1989; Douglas 2001; Pitman et al. 1999; Zhao and Pitman 2000). A value of  $120 \text{ s m}^{-1}$  is preferred there.

#### 3) CROPS

Cultivated landscapes evolve very differently from the unmanaged ones. Because of ploughing, bare soil is directly in contact with the atmosphere once the crop is harvested. Therefore, the vegetation fraction is far from being constant, even varying from near zero after plowing, to almost one when crop is fully developed. Therefore, for crops, the vegetation fraction is related to the LAI (after Kanemasu et al. 1977), which gives the seasonal variability. As for natural herbaceous vegetation, roughness length is related to LAI, with an exponential form, and has a height of 1 m before maturity (for a LAI of 3.5; J.-C. Calvet 2001, personal communication). Rooting depth, soil depths,  $R_{s_{\min}}$ , and vegetation albedo (0.20) are similar to the natural herbaceous ones.

#### 4) MIXED ECOSYSTEMS

As explained in section 3b, the surface parameters are evaluated for each vegetation type present in the

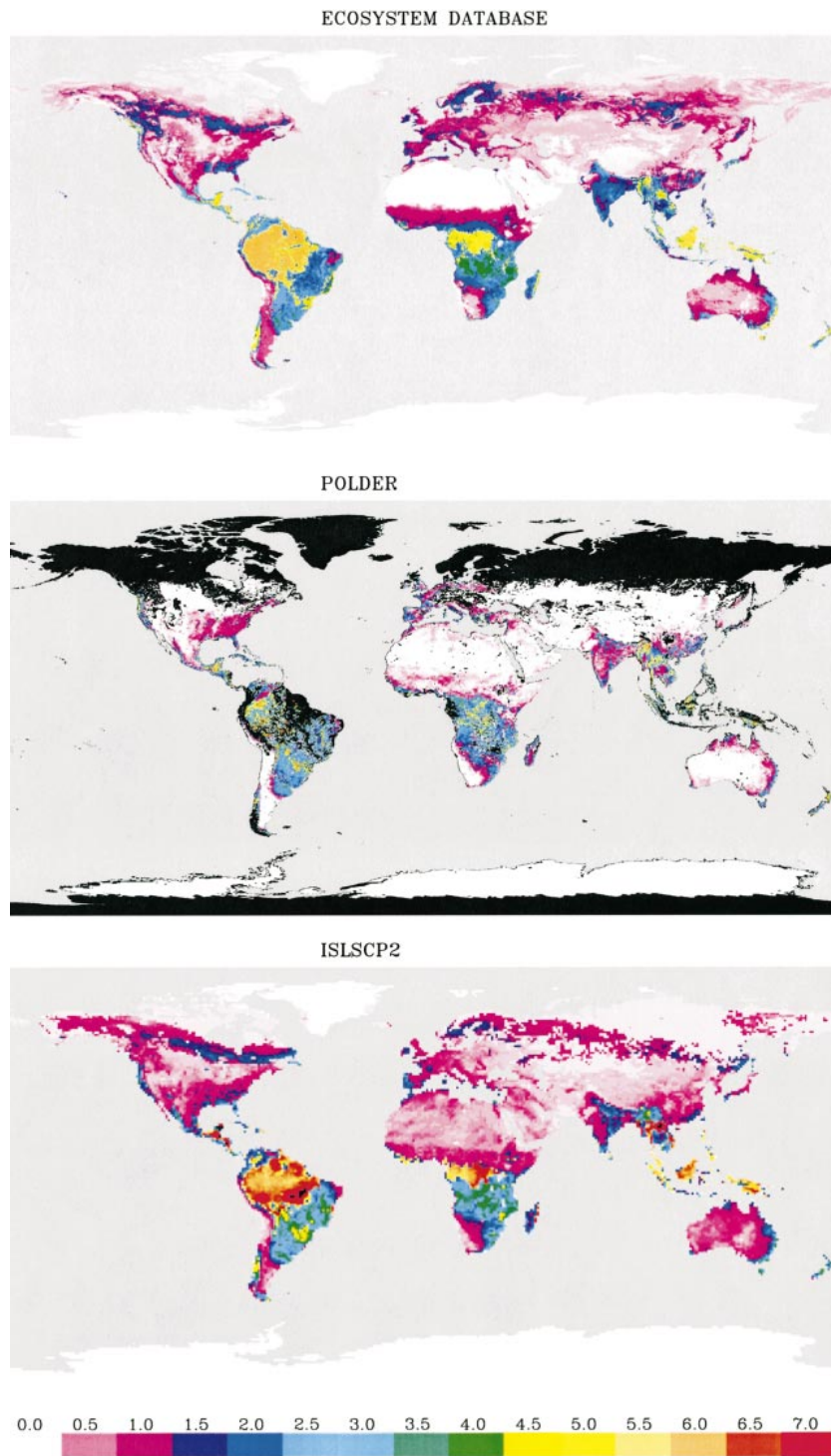


FIG. 6. LAI for Jan from (a) this study, (b) POLDER (Roujean and Lacaze 2002), and (c) the 1982–90 average of the ISLSCP-2 data.

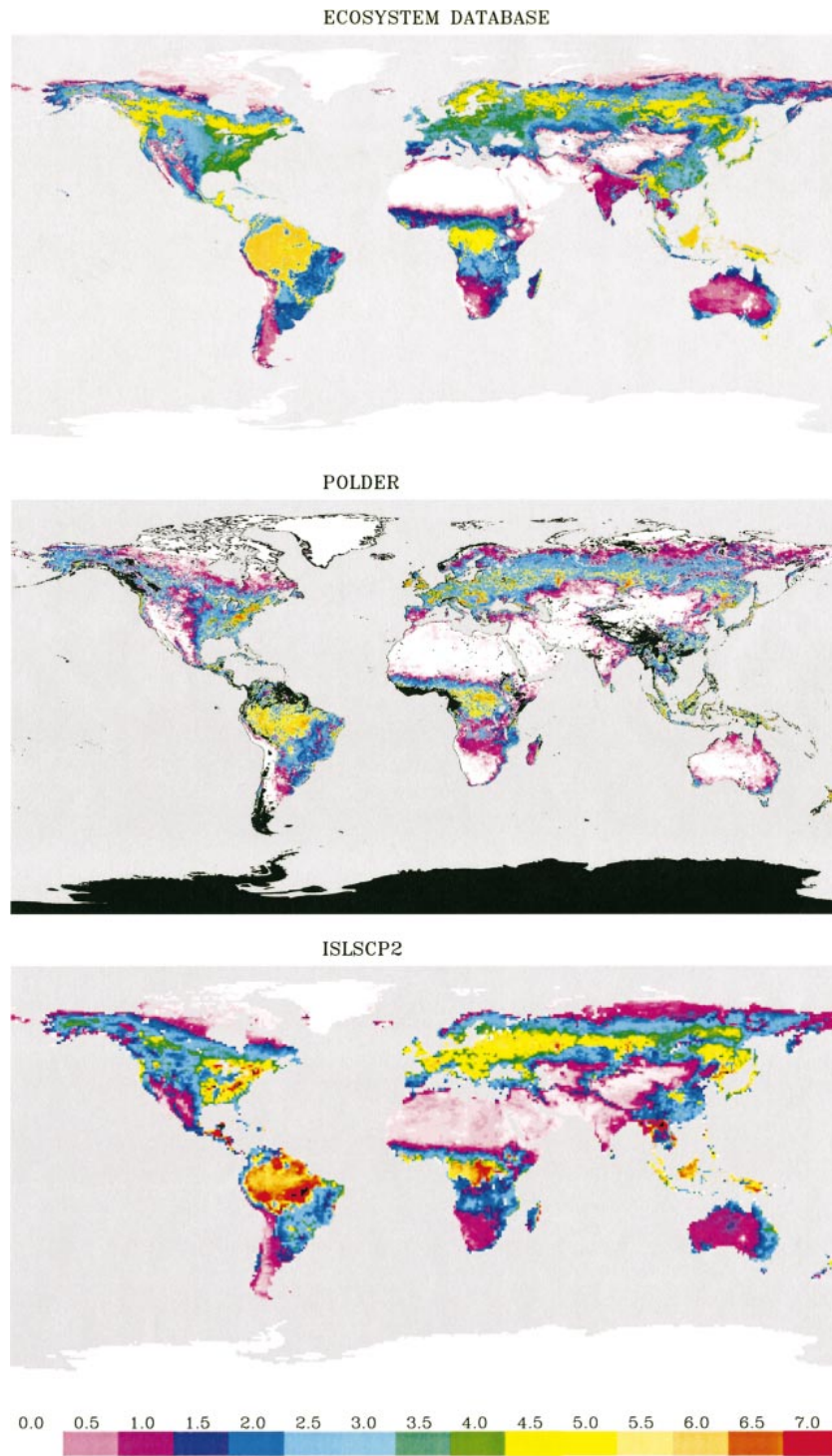


FIG. 7. Same as Fig. 6, but for Jun.

TABLE 2. Formulations of surface parameters for this database.

Vegetation type	Total vegetation fraction	Roughness length (m)	Albedo of vegetation	Minimal stomatal resistance ( $s\ m^{-1}$ )	Emissivity of vegetation
Bare soil	0	0.013			
Rocks	0	0.13			
Permanent snow and ice	0	0.0013			
C3 crops	$1 - e^{-0.6LAI}$	$0.13 \min[1, e^{(LAI-3.5)/1.3}]$	0.20	40	0.97
C4 and irrigated crops	$1 - e^{-0.6LAI}$	$0.13 \min[2.5, e^{(LAI-3.5)/1.3}]$	0.20	120	0.97
Natural herbaceous (Tropics)	0.95	$0.13^{LAI/6}$	0.20	120	0.97
Other herbaceous	0.95	$0.13^{LAI/6}$	0.20	40	0.97
Needleleaf trees	0.95	$0.13\ h$	0.10	150	0.97
Evergreen broadleaf trees	0.99	$0.13\ h$	0.13	250	0.97
Deciduous broadleaf trees	0.95	$0.13\ h$	0.15	150	0.97

mixed ecosystem (the relevant woody vegetation parameters for the woody vegetation part of the ecosystem, and the relevant natural herbaceous or crop parameters for the herbaceous part). Aggregation to obtain only one parameter is eventually performed according to Fig. 5.

#### e. Bare soil and total albedo and emissivity

The determination of the albedo and emissivity products at a large scale can be realized by following two different approaches. The first one is the direct extraction from the satellite measurement based on the inversion of the reflectance models. This presents the advantage of having directly concomitant spatially distributed radiometric fields. However, it requires a sufficient set of clear data. Furthermore, meteorological studies require a snow-free albedo to conveniently account for the scenario of a partial snow cover. Hence, it is obligatory to propose albedo values for both bare soil and vegetation. Note that for the sake of homogeneity, the same distinction applies to the emissivity. This constitutes the second approach in which the total albedo product is calculated based on the weighting by the vegetation fraction. A main shortcoming of this other approach is that an independent measurement of soil and vegetation albedos presents a difficult task with remote sensing data, except over large deserts or canopies with full coverage. The use of ground measurements seems inevitable in this context. There exist several advantages, such as the robustness, the consistency, and a flexible use by the modelers, so that the second approach is retained. However, the satellite albedo is used in a verification mode as a diagnosis for both controlling the magnitudes of the barren lands and the total albedo product.

The vegetation emissivity is arbitrarily set to a typical value of 0.97, and a value of 0.94 is considered for the dry bare soils (compatible with MODIS database, see online at <http://www.crseo.ucsb.edu/modis/EMIS/html/em.html>). A vegetation albedo can be correctly attributed per land cover type based on the literature (see previous sections). On the other hand, the computation

of a bare soil albedo ( $\alpha_{soil}$ ) is a more difficult task because it is rather sensitive to the material texture, which is caused by both soil mineral composition and organic deposition (Irons et al. 1988). Herein, we use an empirical formula that combines the sand fraction ( $f_{sand}$ , with a minimum threshold of 0.30 applied to this fraction in the following formula), representing the soil mineral composition, and the fraction of woody and herbaceous vegetation types ( $f_{woody} + f_{herbaceous}$ ) standing for the organic deposition:

$$\alpha_{soil} = 0.10 + (0.05 + 0.30f_{sand}) \times [1 - 0.9(f_{woody} + f_{herbaceous})^2]. \quad (3)$$

From this equation, the more sand or the less organic material, the brighter the soil. The resulting annual average total albedo is shown in Fig. 8. It shows very little seasonal variation, because it does not take into account the seasonal snow effect [the modification of albedo by snow is part of the parameterization of snowpack in the meteorological or climate model, as in Douville et al. (1995)]. This albedo compares well with the values of Strugnell et al. (2001) derived from global AVHRR datasets. In addition, we can verify our findings with additional satellite-derived albedo collected over Africa (Ba et al. 2001; Pinty et al. 2000). Note that the patterns of the Saharan spatial heterogeneity are appropriately mimicked thanks to a trustworthy report of the sand fraction extracted of the FAO database (FAO 1988).

#### 4. Validation of the LAI and comparison with other datasets

##### a. Validation of the results based on in situ LAI database

A well-documented database of in situ LAI measurements was recently prepared and made available (see Roujean and Lacaze 2002; Lacaze 2002, manuscript submitted to *Int. J. Remote Sens.*). It gathers an exhaustive and complete description of measured LAI data that were collected over the whole globe during the last several years using instrumental (indirect) or destructive

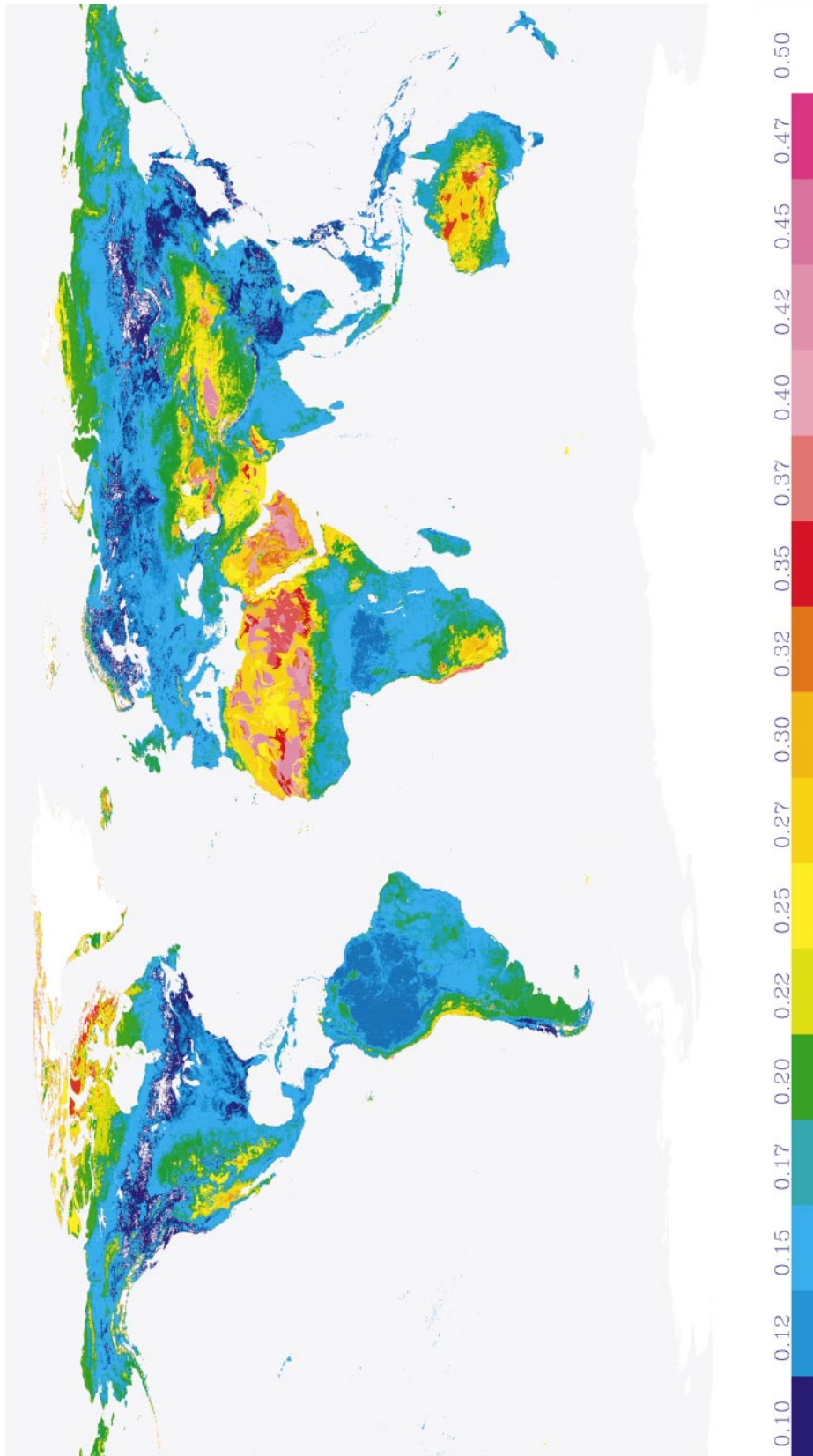


FIG. 8. Annual averaged albedo estimated by this study.

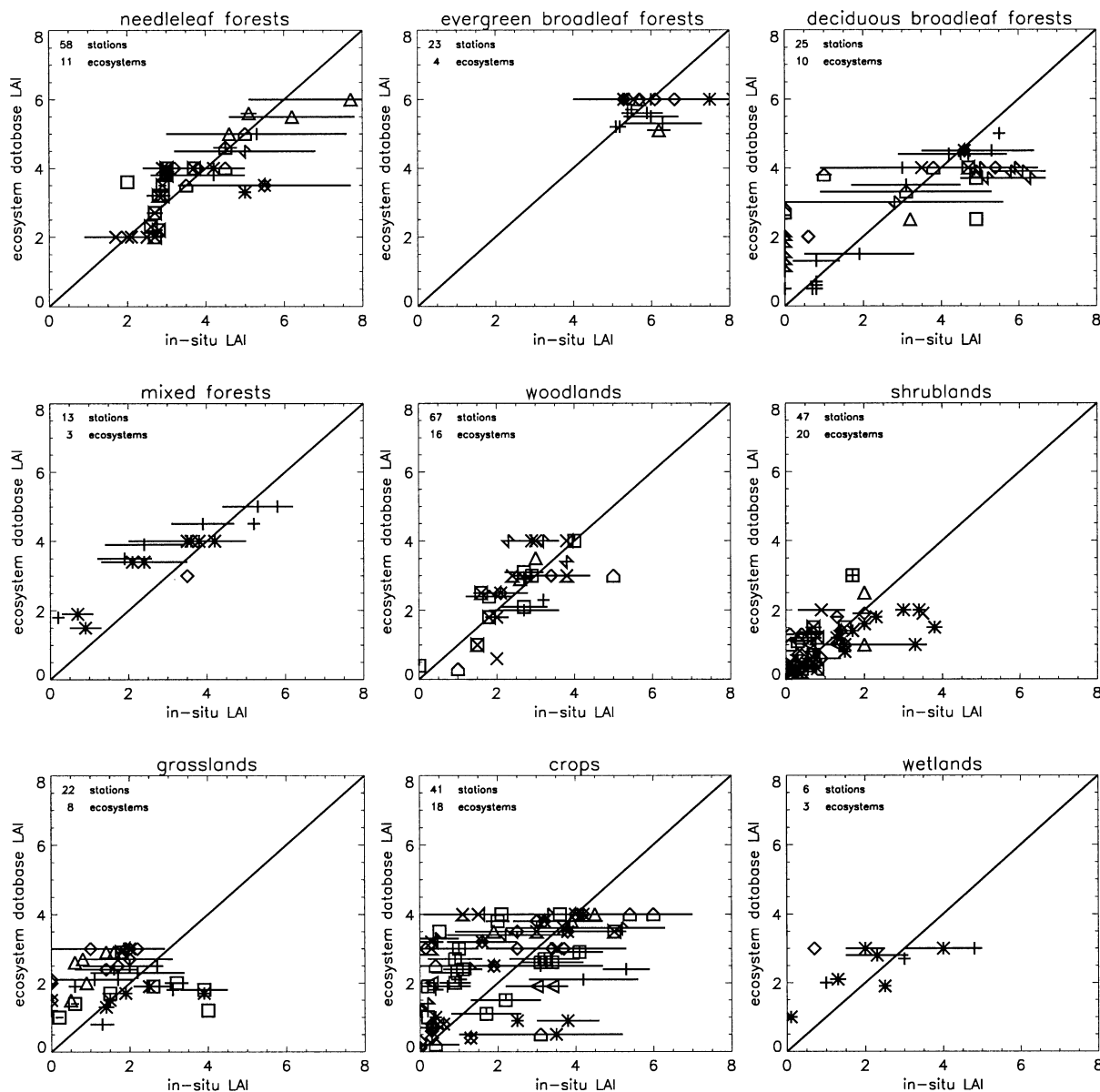


FIG. 9. Comparison of the ecosystem LAI vs the observed LAI, for each month and ecosystem, arranged using nine different land covers. For each graph, each symbol corresponds to the same ecosystem. The same symbol appearing several times on the same graph shows the temporal variability of the ecosystem (the symbol being displayed for each month). Horizontal bars are not error bars, but represent the spatial variability of observations when several sites are available for the same ecosystem and month.

(direct) methods. The North American and European continents were the most densely investigated and sampled. For each acquisition, measured LAI and NDVI-derived LAI from the present method were compared. A systematic comparison was carried out for the major land covers (Fig. 9), which gives quite acceptable results (see Table 3). Bias is very low, for all land cover types, and root-mean-square errors are acceptable. The 1:1 line relationship is correctly reproduced (see coefficient of determination  $r^2$ ) for six land covers, but there are discrepancies for three others: for the evergreen broadleaf

forests, a problem arises because of a strong spatial variability in the observations among the same ecosystem, which cannot be captured with our method. For grasslands, it is not so clear. Two stations, showing observations with a large annual amplitude, are not really representative of their ecosystem, which shows a small NDVI signal (not shown). On the other hand, the large scatter for crops is not surprising, since most measurement points are dedicated to one specific crop, and are not necessarily representative at the ecosystem scale. Furthermore, the harvesting is variable, and explains

TABLE 3. Goodness of fit statistics of ecosystem LAI compared to in situ ground measurements. Ecosystems are arranged according to their land cover.

Land cover	$r^2$	Bias ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )	Rmse ( $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$ )
Coniferous forests	0.83	-0.10	0.73
Evergreen broadleaf forests	0.29	-0.52	1.54
Deciduous broadleaf forests	0.82	+0.02	1.35
Mixed forests	0.91	+0.49	0.92
Woodlands	0.72	+0.02	0.79
Shrublands	0.72	0	0.67
Grasslands	0.09	+0.48	1.26
Crops	0.53	+0.33	1.49
Wetlands	0.61	+0.28	1.17
All	0.81	+0.12	1.15

most of the very low values in the observations (the other being winter values). However, the maximum of our LAI is coherent with the observed values. With the present process, 93 ecosystems worldwide could be validated, with the most for the forest biome, including 30 for Europe.

#### b. Comparison with ISLSCP2 and POLDER maps

The LAI maps of the present classification are now compared to other satellite-derived datasets. The one most widely used is from the ISLSCP-2 at  $1^\circ$  resolution. The second dataset considered is from the 6-km resolution POLDER global imagery acquired between October 1996 and June 1997. The POLDER LAI was mapped following a physically based approach (Roujean and Lacaze 2002). The results between the three datasets are generally in good agreement for January (Fig. 6) and June (Fig. 7), with a few exceptions. A noticeable difference arises in the case of boreal forests in summer. Our LAI is the largest (equal to  $5 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ ), slightly larger than the ISLSCP-2 value, and much larger than the POLDER value (an averaged value of 3). At least for North America, numerous in situ data (Chen et al. 1997a) confirm that this maximum LAI of 5 is indeed reasonable. However, it is important to note that all three datasets show a large annual cycle for these forests. Even if the LAI of evergreen needleleaf trees does not show a large annual cycle (a yearly amplitude of  $1 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$  seems acceptable in reality), it is largely amplified in practice by the growth of the understory layer, which can reach an LAI of about  $2 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$  in the summer (Chen et al. 1997a), but is zero in winter. This is confirmed by the physical approach, for which the LAI in boreal forests is decreased in winter (Roujean and Lacaze 2002). We admit that our LAI value is somewhat underestimated (by approximately  $1 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ ) for the eastern Canadian forests. That might be explained by the nonallocation of a specific climate in the work of Koeppel and De Long (1958; see our Fig. 3). It remains that these particular forests were not differentiable with our methodology. In contrast, an ecosystem could be established

for the American northwest rainforest that is able to show a unique cycle of LAI. This is not clear in winter for the ISLSCP-2 data, and below the clouds for POLDER. Another difference arises for the equatorial forests. ISLSCP-2 is the largest (sometimes more than  $7 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ ), while POLDER is smallest (from 3 to 6). Our LAI is in between, ranging from 5 to 6. These values seem reasonable. Finally, the largest difference between our dataset and both ISLSCP-2 and POLDER is encountered for temperate broadleaf forests in Europe, Russia, and the eastern United States, and some grasslands in Europe when compared to POLDER. In summer, our LAI reaches  $4.5\text{--}5 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$  for forests, 3 for grasslands, while the other datasets have values as large as 6 and 7 over large areas of several square degrees. In situ observations show maximum values in summer around  $4.5 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$  for such forests (see, e.g., Schmid et al. 2000; Sakai et al. 1997; more information available online at [http://www.eosims.esd.ornl.gov/FLUXNET/site\\_info/stand.html](http://www.eosims.esd.ornl.gov/FLUXNET/site_info/stand.html) and <http://mercury.ornl.gov/ornl/daac> for the eastern U.S. forest). However, these measurements also show a small-scale spatial variability reaching from 1 to  $1.5 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ . Still, averaged LAI values of 6 or 7 at a scale of  $6 \times 6 \text{ km}^2$  (POLDER) or one squared degree (ISLSCP-2) seem overestimated compared to in situ observations, and are therefore not retained at the ecosystem scale. The question of small-scale spatial variability is addressed in the next paragraph. In general, the new dataset does not show other significant differences in features compared with the other datasets at a large scale. There is good coherence between the three datasets for crops and herbaceous vegetation types.

Nonetheless, some instructive differences and likenesses are observable at the full POLDER resolution. At this finer scale, it is possible to assess the capability of our LAI to reproduce a realistic spatial distribution. When the spatial heterogeneity of the LAI is caused by the juxtaposition of different land covers, the ecosystem approach captures the heterogeneity. However, when this heterogeneity takes place within the same ecosystem, the LAI of the present study fails to reproduce the spatial distribution as compared to POLDER. This is due to the underlying assumptions that an ecosystem should be, by definition, homogeneous with only one land cover type. This intraecosystem variability, as viewed by POLDER (and sometimes sampled by in situ observations, especially in temperate forests), is often of the order of  $1 \text{ m}^2 \text{m}^{-2}$ , but it is larger over equatorial forests. Crops do not show a significant internal variability at a scale of 6 km (the POLDER resolution). This does not mean that there is no variability at smaller scales, and this should be investigated with new high resolution satellite instruments [MODIS (<http://modis.gsfc.nasa.gov>) and VEGETATION ([http://www.spotimage.fr/data/images/vege/VEGETAT/book\\_1/DEBUT.HTM](http://www.spotimage.fr/data/images/vege/VEGETAT/book_1/DEBUT.HTM))]. Finally, the LAI variability due to cover variability is most often quite large compared to the intraecosystem variability, and this validates our approach. Otherwise, an advantage (of primary

importance for further meteorological or climate modeling) of the present LAI is that it has no missing data contrary to POLDER LAI. The missing data are due to a high frequency of cloud coverage in the winter hemisphere.

## 5. Indirect validation in a climate model

### a. Validation strategy

In order to validate the new surface parameter dataset, we performed two 10-yr climate simulations in which we used surface conditions issued, respectively, from the usual land parameters (Wilson and Henderson-Sellers 1985) and the new surface parameters. The model is version 3 of the climate model ARPEGE/IFS (Déqué et al. 1994). It is a spectral model used in a uniform T106 truncation, with a collocation grid of  $120 \times 240$ , corresponding to a  $1.5^\circ$  resolution, and 31 vertical levels. The Interaction Surface–Biosphere–Atmosphere (ISBA; Noilhan and Planton 1989; Mahfouf et al. 1995; Douville et al. 1995) surface scheme is used. SSTs are prescribed and constant from one year to another. Their climatological annual cycle was obtained from the Reynolds observed climatology over the 1970–89 period (Reynolds and Smith 1994). As sea surface temperatures are climatological, the 10 yr of each simulation can be viewed as 10 independent members of an ensemble run.

In order to show the ability of the Ecoclimap dataset to better represent the actual vegetation cover of the surface, the two following parameters have been compared to the observations [Climatic Research Unit (CRU) climatology]: the mean daily maximum temperature ( $T_{\max}$ ), and the mean daily minimum temperature ( $T_{\min}$ ). The CRU climatology reference is computed over the 1961–90 period (New et al. 1999). The interest in focusing on these temperatures instead of the mean daily temperature ( $T_{2m}$ ) is that they allow a more direct validation of the physical processes of the surface energy budget.

The  $T_{\max}$  is representative of the maximum diurnal heating, so that it gives information on the ability of the model to correctly handle daytime  $Q^*$  (via the albedo), and the partitioning of energy between the two turbulent fluxes  $Q_H$  and  $Q_E$  (via the vegetation parameters). The  $T_{\min}$  focuses on the nocturnal energy budget, and it mostly depends on  $Q^*$  and  $\Delta Q_s$ . It will then provide information on the correct values of the emissivity and the thermal properties of vegetation and soil. Note that both  $T_{\max}$  and  $T_{\min}$  are helpful for indirectly validating the water budget, since there is a strong relationship with the water stored in the soil (that influences  $Q_E$  during the day and the thermal properties of soil at night).

### b. Daytime impact

Figure 10 shows the anomalies with respect to the CRU climatology of  $T_{\max}$  for the old (top), the new (middle)

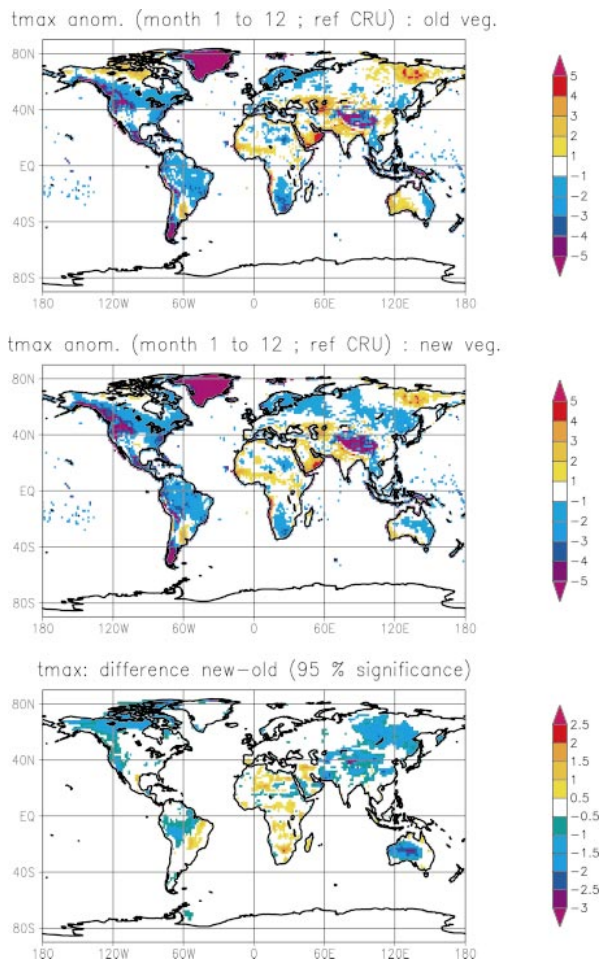


FIG. 10. The 10-yr average of simulated daily maximum surface temperature ( $T_{\max}$ ) anomalies compared to the CRU (1961–90) climatology for (a) old and (b) new surface parameters. (c) The difference between the simulations with the new and the old parameters (only differences significant at the 95% level of a Student's  $t$  test are plotted). Intervals are 1 K for (a) and (b), and 0.4 K for (c).

simulations, and the difference between the two (bottom). The major impacts of the Ecoclimap database on the daytime energy budget are the following:

- 1) Over equatorial regions, the forest soil depths are significantly increased. This leads to a summer and autumn cooling of the maximum temperature as the enhanced storage of water maintains significant transpiration all summer. It tends to reduce the bias in summer and to enhance it in autumn.
- 2) Over tropical regions there is an increase of  $T_{\max}$ . While the Sahara and the Arabian peninsula increases can be explained by a smaller albedo, other regions seem to be affected by an enhanced stomatal resistance, which reduces transpiration effects. This leads to a better agreement with the CRU climatology, which is possibly related to a better daytime energy budget in these regions.



- 3) Arid regions of Australia experience substantial changes in albedo, associated with an enhancement of the vegetation. This leads to a strong cooling (up to 3 K), which tends to reduce the southwestern bias while creating a small cold bias over central Australia. The warm bias reduction is the largest during the Australian monsoon. As precipitation fields are also improved (a large bias is totally removed, not shown), one can conclude that the Australian monsoon is better reproduced with the Ecoclimap database.
- 4) The most noticeable seasonal features (not shown) that do not appear in the annual mean are a strong reduction (reaching more than 3 K) of the cold bias over the central and eastern United States in winter, and over northern Russia in the spring.
- 5) Over mountain or septentrional regions, one notes a cooling of the far northern region of Canada reaching 2 K with a maximum during summer. The decrease of the stomatal resistance over this region (where woodlands and wooded grasslands replace forests), thus favoring transpiration, can explain this cooling, which leads to a more realistic  $T_{\max}$  compared to CRU climatology. On the contrary, the extension of the cooling in the Rocky Mountains along the west coast of Canada leads to a larger bias. The Siberian cooling is maximum in the summer (not shown) where both the soil depth and the LAI are increased leading to more plant transpiration. Compared to the CRU climatology, this is not realistic. On the other hand, the warm bias is reduced over the Gobi Desert, Kazakhstan, and the Iran plateau, due to better albedos.

Finally, changes in the vegetation fraction and the LAI owing to the Ecoclimap classification seem to explain a major part of the surface temperature anomalies, except for the Australian, Asian, and African deserts, where the changes are mainly related to the albedo.

### c. Nocturnal impact

Figure 11 shows anomalies of  $T_{\min}$  for the old (top) and the new (middle) simulations, and the difference between the two (bottom). The nocturnal energy balance is much less critical than that for the daytime as a forcing to the atmosphere, but it would be more perturbed by climate warming (through the increase of longwave radiation).

- 1) There is no impact on equatorial forests.
- 2) Tropical semiarid regions experience a general cooling, leading to a cold bias in  $T_{\min}$  principally located over Brazil, the Guinea coast, the southeast coasts of Africa and India, and causing a reduced warm bias in other regions. Enhancement of the emissivity accounts for approximately a 1-K cooling (increase ranges from 0.010 to 0.015). However, a major part of the cooling in the savanna (Africa) and the cerrado (South America) regions can be explained by the

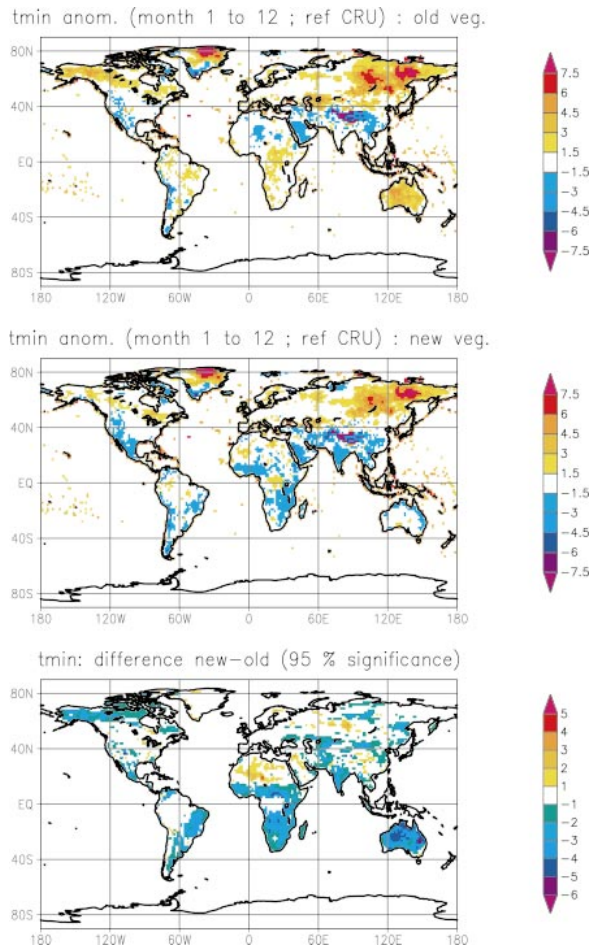


FIG. 11. Same as Fig. 10, except for daily minimum surface temperature ( $T_{\min}$ ).

thermal properties of the vegetation. There, trees and herbaceous vegetation coexist (with a majority of the latter type). Trees usually cool much more slowly and limit the nocturnal cooling in such heterogeneous landscapes. This is taken into account in Ecoclimap, but it could not be implemented in the model, because only the thermal properties of the primary vegetation are used (the herbaceous vegetation in this case). This explains the cold bias of the model in these regions.

- 3) The cooling over the Australian continent contributes to a strong reduction of the bias. It is mainly due to the increased albedo, which reduces the energy storage during the daytime, leading to a global cooling of the deep soil.
- 4) The southwestern region of China has a warming that is maximum in autumn. This warming corresponds to a reduction in the vegetation fraction. Improvements mentioned for  $T_{\max}$  over the central and eastern United States and northern Siberia are also

seen in the  $T_{\min}$ . Enhanced storage of heat during the daytime leads to a warmer temperature at night.

- 5) Northern Canada and, to a lesser extent, northern Siberia, experience a reduction of their strong warm biases in winter (6–8 K). This improvement is linked to a larger snow fraction in the Douville et al. (1995) snow mantle scheme, caused by the replacement of forest by woodland (the role of snow is minimized under forests because it is under closely packed trees). The larger impact of snow on the thermal properties of the surface therefore explains the larger nocturnal cooling. Note that the impact on the daytime energy budget, through the increase of albedo due to snow, is not so clear, because solar radiation is very low in this period.

#### d. Statistical results

In order to more quantitatively measure the impact of the new dataset, root-mean-square errors (rmse) have been calculated for  $T_{\min}$ ,  $T_{\max}$ , and the precipitation simulated by the model. These are shown in Fig. 12.

The 10-yr mean is compared to the climatology [CRU for  $T_{\min}$  and  $T_{\max}$  and Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation (CMAP) for precipitation] for seasonal averages. We have also distinguished the Northern and Southern Hemispheres. For each variable and period, rmse is calculated over all the points where the difference between the two simulations is significant at the 95% confidence level in order to avoid the accumulation of some non-significant errors in the final result.

One can observe that  $T_{\max}$  is more realistic in the new dataset in autumn for the Northern Hemisphere (NH) and in spring and summer for the Southern Hemisphere (SH). It is worse in summer in the NH (because of the bias over the Rocky Mountains and Siberia as mentioned above) and winter for the SH. The  $T_{\min}$  is much more realistic in the new dataset, except for spring in the NH. This indirectly shows the global improvement of the representation of the surface energy balance (over the continents) in the model.

In order to illustrate a second-order climate variable (not directly affected by surface parameters), the precipitation rmse has been computed. Results are more questionable since precipitation does not show a clear tendency in favor of one dataset or the other, except for an improvement of the Australian monsoon. Even when increasing the realism of the surface behavior, the atmosphere does not always respond in a more realistic way. This shows the limits of such an exercise.

## 6. Conclusions

A 1-km classification of 215 homogeneous ecosystems was performed using land cover maps. The discrimination inside the same land cover is performed using a climate map and NDVI profiles. In a second

step, surface parameters used in SVATs, (e.g., LAI, vegetation fraction, roughness length, minimal stomatal resistance, albedo, and emissivity) are computed using lookup tables. This complete and coherent surface dataset is aimed to be used in any type of atmospheric model, from GCMs for global forecasting and climate studies, to regional climate modeling, down to meso-scale forecasting and research models. The dataset is available online to the research community ([http://www.cnrm.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page\\_recoclimap.htm](http://www.cnrm.fr/gmme/PROJETS/ECOCLIMAP/page_recoclimap.htm)).

- The very fine resolution of the data (1 km) over the globe allows the initialization of the surface parameters of the models down to the mesogamma (kilometric) scale. Such a resolution already existed in land-use maps, but with this dataset, the vegetation (and urban) parameters (LAI, etc.) are also available. For example, an urban heat island and the associated urban breeze were correctly simulated over Paris, France (see our Fig. 2b) by Lemonsu and Masson (2002) with the MESO-NH French community research model (Lafore et al. 1998).
- The vegetation parameters are deduced from satellite data for each month, climate, and continent. This implies that they can be used in atmospheric numerical models for any location in the world. This was already possible before, but only at a much coarser resolution ( $1^\circ$ ). This is important both for climate and global weather prediction models (because the resolution of the global models increases), and for the limited area models (because they can be used anywhere at high resolution with data coherent with the actual surface).
- The resolution of the data is also useful for works at much larger scales, for example, for climatic studies, because it contains a fine description of the (climate model) subgrid information. Coherent surface parameters for deforestation scenario studies, for example, are easily computable: the forest can be replaced by crops (or some other cover type) in a region of the world, and then the LAI will be computed using the LAI of crops in this climatic region, instead of the forest values. Then, other surfaces parameters are estimated from this deforested LAI. To obtain an even more realistic scenario, only part of the forest should be removed.
- This dataset can be used to initialize SVATs using the “tile” approach. Different surface parameters are then assigned to, for example, the bare soil, low vegetation, and woody vegetation parts of the grid mesh, allowing the computation of several energy budgets in the same grid mesh.
- Finally, this dataset is very useful for grid-nested models, because the surface will be coherent between all the models. Thus, the larger models will present a low resolution, but they cover a large surface, so the climate information is important, especially if numerous climates are present in the domain. The finer models will cover a smaller area, so the resolution information

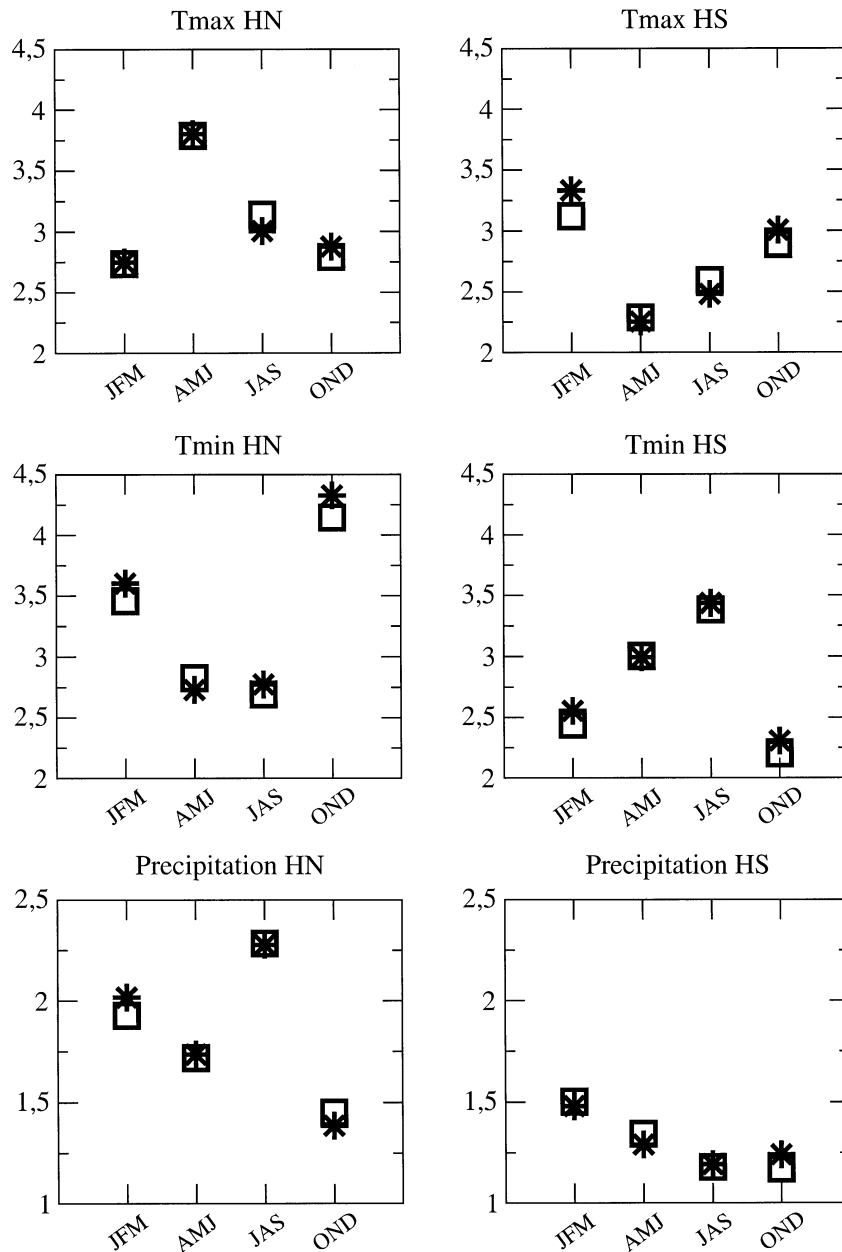


FIG. 12. Rmse for (top)  $T_{max}$ , (middle)  $T_{min}$ , and (bottom) precipitation calculated for Jan–Feb–Mar, Apr–May–Jun, Jul–Aug–Sep, and Oct–Nov–Dec. Stars correspond to the old dataset and squares to the new one. The left column is for Northern Hemisphere and the right one is for Southern Hemisphere.

is important, but still, this one is completely coherent with the climatic information used in the larger models.

*Acknowledgments.* We are grateful to the providers of global land cover datasets: the University of Maryland (Department of Geography) and the Eros Data Center. The authors are indebted to Jean-Louis Roujean,

Philippe Bougeault, Hervé Douville, Karine Maynard, and Joel Noilhan for their critical reading of the manuscript, and Aaron Boone who helped with the English. We also thank Météo-France for technical assistance.

#### REFERENCES

- Asrar, G., M. Fuchs, E. T. Kanemasu, and J. L. Hatfield, 1984: Estimating absorbed photosynthetically active radiation and leaf

- area index from spectral reflectance in wheat. *Agron. J.*, **76**, 300–306.
- Avissar, R., and R. A. Pielke, 1989: A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2113–2136.
- Ba, M. B., S. E. Nicholson, and R. Frouin, 2001: Satellite-derived surface radiation budget over the African continent. Part II: Climatologies of the various components. *J. Climate*, **14**, 60–76.
- Baret, F., and G. Guyot, 1991: Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sens. Environ.*, **35**, 161–173.
- Betts, A. K., and J. H. Ball, 1997: Albedo over the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, **102** (D24), 28 901–28 909.
- Bougeault, P., J. Noilhan, P. Lacarrère, and P. Mascart, 1991: An experiment with an advanced surface parameterization in a mesobeta-scale model. Part I: Implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2358–2373.
- Brown, J. F., T. R. Loveland, J. W. Merchant, B. C. Reed, and D. O. Ohlen, 1993: Using multisource data in global land cover characterization: Concepts, requirements and methods. *Photogram. Eng. Remote Sens.*, **59**, 977–987.
- Buermann, W., Y. Wang, J. Dong, L. Zhou, X. Zeng, R. E. Dickinson, C. S. Potter, and R. B. Myneni, 2002: Analysis of a multiyear global vegetation leaf area index data set. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4646, doi:10.1029/2001JD000975.
- Calvet, J.-C., R. Santos-Alvala, G. Jaubert, C. Delire, C. Nobre, I. Wright, and J. Noilhan, 1997: Mapping surface parameters for mesoscale modeling in forested and deforested southwestern amazonia. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 414–423.
- , J. Noilhan, J.-L. Roujean, P. Bessemoulin, M. Cabelguenne, A. Olioso, and J. P. Wigneron, 1998: An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.*, **92**, 73–95.
- Canadell, J., R. B. Jackson, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, and E.-D. Schulze, 1996: Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, **108**, 583–595.
- Champeaux, J. L., D. Arcos, E. Bazile, D. Giard, J. P. Goutorbe, F. Habets, J. Noilhan, and J. L. Roujean, 2000: AVHRR-derived vegetation mapping over western Europe for use in numerical weather prediction models. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1183–1199.
- Chen, J. M., P. M. Rich, S. T. Gower, J. M. Norman, and S. Plummer, 1997a: Leaf Area Index of boreal forests: Theory, techniques and measurements. *J. Geophys. Res.*, **102** (D24), 29 429–29 443.
- Chen, T. H., and Coauthors, 1997b: Cabauw experimental results from the project for intercomparison of land-surface parameterization schemes. *J. Climate*, **10**, 1194–1215.
- Culf, A. D., G. Fisch, and M. G. Hodnett, 1995: The albedo of Amazonian forest and ranchland. *J. Climate*, **8**, 1544–1554.
- , J. L. Esteves, A. de O. Marques Filho, and H. R. da Rocha, 1996: Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. *Amazon Deforestation and Climate*, J. H. C. Gash et al., Eds., John Wiley and Sons, 175–191.
- Defries, R. S., M. C. Hansen, and J. R. G. Townshend, 2000: Global continuous fields of vegetation characteristics: A linear mixture model applied to multi-year 8km AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1389–1414.
- Delire, C., J.-C. Calvet, J. Noilhan, I. Wright, A. Manzi, and C. Nobre, 1997: Physical properties of Amazonian soils: A modeling study using the Anglo-Brazilian Amazonian climate observation study data. *J. Geophys. Res.*, **102** (D25), 30 119–30 133.
- Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, and D. Cariolle, 1994: The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French Community climate modelling. *Climate Dyn.*, **10**, 249–266.
- Dorman, J. L., and P. J. Sellers, 1989: A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere Model (SiB). *J. Appl. Meteorol.*, **28**, 833–854.
- Douglas, B. C., 2001: Modeling the impact of land surface degradation on the climate of tropical North Africa. *J. Climate*, **14**, 1809–1822.
- Douville, H., J.-F. Royer, and J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Météo-France climate model. Part II: Validation in a 3-D GCM experiment. *Climate Dyn.*, **12**, 37–52.
- EC, 1995: Regionalization and stratification of European forest ecosystems. Internal special publication of the Joint Research Centre of the European Commission, S.I.P.95.44, EC, SAI, EMAP, Italy, 69 pp.
- Eidenshink, J. C., and J. L. Faundeen, 1994: The 1 km AVHRR global land data set—First stages in implementation. *Int. J. Remote Sens.*, **15**, 3443–3462.
- FAO, 1988: UNESCO soil map of the world. World Soil Resources Rep. 60, Rome, Italy.
- Gash, J. H. C., W. J. Shuttleworth, C. R. Llyod, J.-C. André, J.-P. Goutorbe, and J. Gelpe, 1989: Micrometeorological measurements in Les Landes forest during HAPEX-MOBILHY. *Agric. For. Meteorol.*, **46**, 131–147.
- Grant, I. F., A. J. Prata, and R. P. Cechet, 2000: The impact of the diurnal variation of albedo on the remote sensing of the daily mean albedo of grassland. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 231–244.
- Gutman, G. G., 1999: On the use of long-term global data of land reflectances and vegetation indices derived from the Advanced Very High Resolution Radiometer. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6241–6255.
- Hansen, M. C., R. S. DeFries, J. R. G. Townshend, and R. Sohlberg, 2000: Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1331–1364.
- Heymann, Y., and Coauthors, 1993: CORINE land cover: Technical guide. Environment, nuclear safety and civil protection series, Commission of the European Communities, Office for Official Publication of the European Communities, Luxembourg, 144 pp.
- Irons, J. R., K. J. Ranson, and C. S. T. Daughtry, 1988: Estimating the big bluestem albedo from directional reflectance measurements. *Remote Sens. Environ.*, **25**, 185–199.
- Jacquemin, B., and J. Noilhan, 1990: Validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY dataset. *Bound.-Layer Meteorol.*, **52**, 93–134.
- Kanemasu, T., U. D. Rosenthal, R. J. Stone, and L. R. Stone, 1977: Evaluation of an evapotranspiration model of corn. *J. Agron.*, **69**, 461–464.
- Knyazikhin, Y., J. V. Martonchik, R. B. Myneni, D. J. Diner, and S. W. Running, 1998: Synergistic algorithm for estimating vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from MODIS and MISR data. *J. Geophys. Res.*, **103**, 32 257–32 276.
- Koeppel, C. E., and G. C. De Long, 1958: *Weather and Climate*. McGraw-Hill, 341 pp.
- Koster, R., and M. Suarez, 1992: Modeling the land surface boundary in climate models as a composite of independent vegetation stands. *J. Geophys. Res.*, **97**, 2697–2715.
- Lacaze, R., J. M. Chen, J. L. Roujean, and S. G. Leblanc, 2001: Retrieval of vegetation clumping index using hot spot measured by POLDER instrument. *Remote Sens. Environ.*, **78**, 1–12.
- Lafore, J. P., and Coauthors, 1998: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Lemonsu, A., and V. Masson, 2002: Simulation of a summer urban breeze over Paris. *Bound.-Layer Meteorol.*, **104**, 463–490.
- Loveland, T. R., and A. S. Belward, 1997: The IGBP-DIS global 1 km land cover data set, DISCover: First results. *Int. J. Remote Sens.*, **18**, 3289–3295.
- , B. C. Reed, J. F. Brown, D. O. Ohlen, Z. Zhu, L. Yang, and J. W. Merchant, 2000: Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. *Int. J. Remote Sens.*, **21**, 1303–1330.
- Mahfouf, J. F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. Déqué, 1995: The land surface scheme ISBA within the METEO-

- FRANCE climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *J. Climate*, **8**, 2039–2057.
- Masson, V., 2000: A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, **94**, 357–397.
- , C. S. B. Grimmond, and T. R. Oke, 2002: Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1011–1026.
- Melillo, J. M., I. C. Prentice, G. D. Farquhar, E. D. Schulze, and O. E. Sala, 1995: Terrestrial biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, J. T. Houghton et al., Eds., Cambridge University Press, 572 pp.
- Mucher, C. A., and Coauthors, 2001: Development of a consistent methodology to derive land cover information on a European scale from remote sensing for environmental modeling. The PELCOM Report, Centre for Geo-Information (CGI), Rep. 6, Alterra, Wageningen, 160 pp.
- New, M., M. Hulme, and P. D. Jones, 1999: Representing twentieth century space–time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. *J. Climate*, **12**, 829–856.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- , and P. Lacarrère, 1995: GCM grid-scale evaporation from mesoscale modeling. *J. Climate*, **8**, 206–223.
- , ———, and P. Bougeault, 1991: An experiment with an advanced surface parameterization in a mesobeta-scale model. Part III: Comparison with the HAPEX-MOBILHY dataset. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2394–2413.
- Pinty, B., F. Roveda, M. M. Verstraete, N. Gobron, Y. Govaerts, J. V. Martonchik, D. J. Diner, and R. A. Kahn, 2000: Surface albedo retrieval from meteosat. 2. Applications. *J. Geophys. Res.*, **105** (D14), 18 113–18 134.
- Pitman, A. J., and Coauthors, 1999: Key results and implications from phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Climate Dyn.*, **15**, 673–684.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929–948.
- Richardson, 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge University Press, 236 pp.
- Roujean, J.-L., and R. Lacaze, 2002: Global mapping of vegetation parameters from POLDER multi-angular measurements for studies of surface-atmosphere interactions: A pragmatic method and its validation. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4150, doi:10.1029/2001JD000751.
- Sakai, R. K., D. R. Fitzjarrald, and K. E. Moore, 1997: Detecting leaf area and surface resistance during transition seasons. *Agric. For. Meteorol.*, **84**, 273–284.
- Schmid, H. P., C. S. B. Grimmond, F. Cropley, B. Offerle, and H.-B. Su, 2000: Measurements of CO<sub>2</sub> and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States. *Agric. For. Meteorol.*, **103**, 357–374.
- Sellers, P. J., S. O. Los, C. J. Tucker, C. O. Justice, D. A. Dazlich, G. J. Collatz, and D. A. Randall, 1994: A global 1 by 1 degree NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. *Int. J. Remote Sens.*, **15**, 3519–3545.
- , and Coauthors, 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO<sub>2</sub> on climate. *Science*, **271**, 1402–1406.
- Shuttleworth, W. J., and Coauthors, 1984: Observations of radiation exchange above and below amazonian forest. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 1143–1162.
- Strugnell, N. C., W. Lucht, and C. Schaaf, 2001: A global albedo data set derived from AVHRR data for use in climate simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 191–194.
- van den Hurk, B., P. Viterbo, A. Beljaars, and A. Betts, 2000: Off-line validation of the ERA40 surface scheme. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Tech. Memo. 295, 42 pp.
- Wetzel, P. J., and A. Boone, 1995: A parameterization for land–cloud–atmosphere exchange (PLACE): Documentation and testing of a detailed process model of the partly cloudy boundary layer over heterogeneous land. *J. Climate*, **8**, 1810–1837.
- Wilson, M. F., and A. Henderson-Sellers, 1985: Cover and soil datasets for use in general circulation models. *J. Climatol.*, **5**, 119–143.
- Woodward, F. I., 1987: *Climate and Plant Distribution*. Cambridge University Press, 174 pp.
- Wright, I. R., and Coauthors, 1996: Towards a GCM surface parameterization of Amazonia. *Amazon Deforestation and Climate*, J. H. C. Gash et al., Eds., John Wiley and Sons, 473–504.
- Zhao, M., and A. J. Pitman, 2000: The regional scale impact of land cover change simulated with a climate model. *Int. J. Climatol.*, **22**, 271–290.

### 12.3 Le schéma de ville TEB

# A PHYSICALLY-BASED SCHEME FOR THE URBAN ENERGY BUDGET IN ATMOSPHERIC MODELS

VALÉRY MASSON\*

*Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France*

(Received in final form 29 September 1999)

**Abstract.** An urban surface scheme for atmospheric mesoscale models is presented. A generalization of local canyon geometry is defined instead of the usual bare soil formulation currently used to represent cities in atmospheric models. This allows refinement of the radiative budgets as well as momentum, turbulent heat and ground fluxes. The scheme is aimed to be as general as possible, in order to represent any city in the world, for any time or weather condition (heat island cooling by night, urban wake, water evaporation after rainfall and snow effects).

Two main parts of the scheme are validated against published data. Firstly, it is shown that the evolution of the model-predicted fluxes during a night with calm winds is satisfactory, considering both the longwave budget and the surface temperatures. Secondly, the original shortwave scheme is tested off-line and compared to the effective albedo of a canyon scale model. These two validations show that the radiative energy input to the urban surface model is realistic.

Sensitivity tests of the model are performed for one-year simulation periods, for both oceanic and continental climates. The scheme has the ability to retrieve, without ad hoc assumptions, the diurnal hysteresis between the turbulent heat flux and ground heat flux. It reproduces the damping of the daytime turbulent heat flux by the heat storage flux observed in city centres. The latent heat flux is negligible on average, but can be large when short time scales are considered (especially after rainfall). It also suggests that in densely built areas, domestic heating can overwhelm the net radiation, and supply a continuous turbulent heat flux towards the atmosphere. This becomes very important in winter for continental climates. Finally, a comparison with a vegetation scheme shows that the suburban environment can be represented with a bare soil formulation for large temporal or spatial averages (typical of global climatic studies), but that a surface scheme dedicated to the urban surface is necessary when smaller scales are considered: town meteorological forecasts, mesoscale or local studies.

**Keywords:** Surface scheme, Urban Canyon, Urban energy balance, Urban water balance, Urban boundary layer.

## 1. Introduction

Due to the complexity and diversity of towns around the world, conclusions drawn from experimental studies on the interaction between the atmosphere and urbanized areas most of the time are limited either to a particular site or physical processes. To overcome this problem, numerical studies are aimed to simulate the urban climatology or energy budget. However, they still follow rather simplified

\* E-mail: valery.masson@meteo.fr



approaches. Building-resolving models, i.e., models in which individual building shapes are described, allow the detailed examination of specific processes (radiative effects, see for example, Terjung and O'Rourke (1980), or wind channeling), but because of computational cost, applications are limited to local urbanization and comfort studies. Simpler building-averaged models have also been developed. The most famous is the 'canyon' model, from Oke and colleagues developed during the seventies, dedicated to urban streets, where a road is bordered by two facing building walls. Several numerical models have been developed using the canyon geometry (Johnson et al., 1991; Mills, 1993; Arnfield et al., 1998) to study radiative trapping, surface energy budgets (using multiple facets for each surface) or canyon winds.

The two model types presented above are used in urban climatology in order to comprehend town energetics. The next modelling step is to perform a coupling between the urban surface and the atmosphere in mesoscale atmospheric models. The most common way to do this is to use a vegetation-atmosphere transfer model, whose parameters have been modified (Seaman et al., 1989; Menut, 1997), as opposed to an urban model. Cities are then modelled as bare soil or as a concrete plate. The roughness length is often large (one to a few metres, see Wieringa, 1993; or Petersen, 1997). The soil moisture availability (or the soil depth) is reduced, so that the Bowen ratio is shifted towards high values (viz. large sensible heat flux). The most recent works tend to simulate other factors, such as heat storage, by the use of a concrete canopy above the surface. A horizontal plate is in radiative interaction with the surface in Best (1998), and the treatment is similar to a forest canopy in Soux et al. (1998). The Taha (1999) mesoscale study uses a semi-empirical formulation for the heat storage flux – the Objective Hysteresis Model by Grimmond et al. (1991).

The above illustrates the gap between the state of the art in urban climatology and its parameterization in atmospheric models. The objective of the present paper is to present an urban model that links the climatologists' approach of city representation to an atmospheric model.

The Town Energy Budget (TEB) scheme is built following the canyon approach, generalized in order to represent larger horizontal scales. The physics treated by the scheme are relatively complete. Due to the complex shape of the city surface, the urban energy budget is split into different parts: *three* surface energy budgets are considered: one for the roofs, roads, and walls. Orientation effects are averaged for roads and walls. Up to two energy budgets are added for snow when this is present on roofs or roads. Some of the physics were derived from the literature (longwave radiation or thermal conduction through the surfaces), since they are classically assumed to estimate temperatures in conditions without feedback towards the atmosphere (during nights with calm wind). However, most parts of the physics need an original approach (shortwave radiation, thermodynamical and anthropogenic flux treatment, rain and snow), since they occur when interaction with the atmosphere is strong.



The TEB scheme is presented in Section 2. A validation of some aspects of the scheme is shown in Section 3, and sensitivity experiments using single-year atmospheric forcings are discussed in Section 4. Conclusions are given in Section 5.

## 2. Presentation of the Town Energy Budget Scheme

### 2.1. OBJECTIVES

The TEB model is aimed to simulate the turbulent fluxes into the atmosphere at the surface of a mesoscale atmospheric model covered by buildings, roads, or any artificial material. It should parameterize both the urban surface and the roughness sublayer, so that the atmospheric model only ‘sees’ a constant flux layer as its lower boundary.

The TEB scheme must be considered as part of the surface parameterization of the atmospheric model. The fluxes should be computed for each land type by the appropriate scheme, and then averaged in the atmospheric model grid mesh, with respect to the proportion occupied by each type. For example, partitions should be: (1) sea; (2) inland water; (3) natural and cultivated terrestrial surface; (4) towns. The following fluxes are calculated: latent and sensible heat fluxes ( $\text{W m}^{-2}$ ), upward radiative fluxes ( $\text{W m}^{-2}$ ) and component momentum fluxes ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ).

### 2.2. TOWN GEOMETRY DESCRIPTION

Numerous fine-scale studies on building climatology exist. In these, several individual buildings are usually present in order to study their radiative interaction, the wind channeling effects, or the building insulation characteristics. The *canyon* concept, developed by city climatologists (e.g., Oke, 1987), uses such a framework: it considers a single road, bordered by facing buildings. In these studies, models are, at best, forced by atmospheric data (radiation, wind above the roofs) but are not interactive with it.

The TEB model aims to parameterize town-atmosphere dynamic and thermodynamic interactions. It is applicable for mesoscale atmospheric models (a grid mesh larger than a few hundred metres). Then, spatial averaging of the town characteristics, as well as its effect on the atmosphere, are necessary. The individual shapes of each building are no longer taken into account, so that TEB geometry is based on the canyon hypothesis. However, a single canyon would be too restrictive at the considered horizontal scale.

We therefore use the following original city representation:

1. The buildings have the same height and width (in the model mesh), with the roof level at the surface level of the atmospheric model.

TABLE I

Parameters of the TEB scheme. Note that  $a_{\text{town}}$  is not strictly a parameter of the TEB scheme, but is used to average the output TEB fluxes with those computed for the vegetation and water portions of the grid mesh. Note also that some surfaces between the buildings, such as gardens or parks, for example, are *not* treated by the TEB model, but modify the canyon width,  $w$ .

Symbol	Designation of symbol	Unit
Geometric parameters		
$a_{\text{town}}$	Fractional area occupied by artificial material	–
$a_{\text{bld}}$	Fractional artificial area occupied by buildings	–
$1 - a_{\text{bld}}$	Fractional artificial area occupied by roads	–
$h$	Building height	m
$h/l$	Building aspect ratio	–
$h/w$	Canyon aspect ratio	–
$z_{0_{\text{town}}}$	Dynamic roughness length for the building/canyon system	m
Radiative parameters		
$\alpha_R, \alpha_r, \alpha_w$	Roof, road and wall albedos	–
$\epsilon_R, \epsilon_r, \epsilon_w$	Roof, road and wall emissivities	–
Thermal parameters		
$d_{R_k}, d_{r_k}, d_{w_k}$	Thickness of the $k$ th roof, road or wall layer	m
$\lambda_{R_k}, \lambda_{r_k}, \lambda_{w_k}$	Thermal conductivity of the $k$ th roof, road or wall layer	$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$C_{R_k}, C_{r_k}, C_{w_k}$	Heat capacity of the $k$ th roof, road or wall layer	$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$

- Buildings are located along identical roads, the length of which is considered far greater than their width; the space contained between two facing buildings is defined as a canyon.
- Any road orientation is possible, and all exist with the same probability. This hypothesis allows the computation of averaged forcing for road and wall surfaces. In other words, when the canyon orientation appears in a formula (with respect to the sun or the wind direction), it is averaged over  $360^\circ$ . In this way, no discretization is performed on the orientation.

These hypotheses, as well as the formulations chosen for the physics (see hereafter), allow the development of a relatively simple scheme. The parameters describing the city are displayed in Table I, and the scheme variables can be found in Table II.

*The TEB model does not use one urban surface temperature* (representative of the entire urban cover), but *three* surface temperatures, representative of roofs, roads and walls. There are two reasons for this:

- Urban climatologists generally consider complex (non-flat) geometry cases, in particular the ‘canyon’ geometry. In order to be consistent with their findings,

TABLE II  
Energy fluxes and variables in the TEB scheme.

Symbol	Designation of symbol	Unit
Prognostic variables		
$T_{R_k}, T_{r_k}, T_{w_k}$	Temperature of the $k$ th roof, road or wall layer	K
$W_R, W_r$	Roof and road water interception reservoir	$\text{kg m}^{-2}$
$W_{\text{snow}_R}, W_{\text{snow}_r}$	Roof and road snow interception reservoir	$\text{kg m}^{-2}$
$T_{\text{snow}_R}, T_{\text{snow}_r}$	Roof and road snow temperature	K
$\rho_{\text{snow}_R}, \rho_{\text{snow}_r}$	Roof and road snow density	$\text{kg m}^{-3}$
$\alpha_{\text{snow}_R}, \alpha_{\text{snow}_r}$	Roof and road snow albedo	–
Diagnostic variables		
$T_{\text{can}}$	Canyon air temperature	K
$q_{\text{can}}$	Canyon air specific humidity	$\text{kg kg}^{-1}$
$U_{\text{can}}$	Along canyon horizontal wind	$\text{m s}^{-1}$
$\alpha_{\text{town}}$	Town effective albedo	–
$T_{\text{town}}$	Town area averaged radiative surface temperature	K
Input energy fluxes		
$L_{\downarrow}$	Downward infrared radiation on an horizontal surface	$\text{W m}^{-2}$
$S_{\downarrow}$	Downward <i>diffuse</i> solar radiation on an horizontal surface	$\text{W m}^{-2}$
$S_{\downarrow}^{\downarrow}$	Downward <i>direct</i> solar radiation on an horizontal surface	$\text{W m}^{-2}$
$H_{\text{traffic}}$	Anthropogenic sensible heat flux released in the canyon	$\text{W m}^{-2}$
$LE_{\text{traffic}}$	Anthropogenic latent heat flux released in the canyon	$\text{W m}^{-2}$
$H_{\text{industry}}$	Anthropogenic sensible heat flux released by industries	$\text{W m}^{-2}$
$LE_{\text{industry}}$	Anthropogenic latent heat flux released by industries	$\text{W m}^{-2}$
Other energy input		
$T_{\text{ibld}}$	Building interior temperature	K
Output energy fluxes		
$S_R^*, S_r^*, S_w^*$	Net solar radiation budget for roofs, roads and walls	$\text{W m}^{-2}$
$L_R^*, L_r^*, L_w^*$	Net infra-red radiation budget for roofs, roads and walls	$\text{W m}^{-2}$
$H_R, H_r, H_w$	Turbulent sensible heat flux for roofs, roads and walls	$\text{W m}^{-2}$
$LE_R, LE_r, LE_w$	Turbulent latent heat flux for roofs, roads and walls	$\text{W m}^{-2}$
$G_{R_{k,k+1}}, G_{r_{k,k+1}}, G_{w_{k,k+1}}$	Conduction heat flux between $k$ th and $k + 1$ th roof, road or wall layers	$\text{W m}^{-2}$
$H_{\text{town}}$	Town averaged turbulent sensible heat flux	$\text{W m}^{-2}$
$LE_{\text{town}}$	Town averaged turbulent latent heat flux	$\text{W m}^{-2}$

the TEB model uses a complex surface consisting of multiple explicit energy budgets.

- One spatially-averaged surface temperature is often used in soil-vegetation schemes, in order to compute the turbulent fluxes towards the atmosphere according to Monin–Obukhov similarity theory. However, over towns, the use of only one temperature should be debatable, because it is observed that the Monin–Obukhov similarity theory does not apply for temperature in the urban roughness sublayer.

The second point will be addressed in more detail in Section 2.9. The parameters of the scheme depend directly on building shapes and construction materials. This makes the TEB scheme easy to initialize, without the need for any atmospheric data for parameter tuning. Construction material characteristics can be found in the literature (e.g., see Oke, 1988).

One must separately treat roads and walls, as they occur differently in all the physical processes under consideration (sky viewing, thermal structure, source of heating inside the buildings, or the presence of water or snow on the road). In contrast, the sunlit and shadowed walls are not treated separately, as the two facing walls are identical for all processes, except one, the direct solar radiation. Note that the two walls behave similarly for the scattered solar radiation (i.e., in cloudy conditions). The problem here is that it is not clear how to separate sunlit and shadowed walls. The situation would be relatively straightforward if there was only one street direction, but at the town scale, this is not so, and streets parallel or perpendicular to the sun direction are found. To treat separately the walls, according to illumination by the sun, would necessitate a separate treatment for the street directions. A discretization for the streets should be performed at least every 45 or 30°, leading respectively to four or six energy budgets for roads, and twice as many for walls. Furthermore, the effect of the longwave radiation non-linearities produced by a single wall temperature is very small. Supposing a canyon with a road width equal to the building height (leading to a sky-view factor for the walls of  $\Psi_w = 0.3$ , see Section 2.6) and a wall emissivity of 0.85, the difference in the canyon-top budget between two walls at 290 K, or two walls at 280 and 300 K, is only  $1.5 \text{ W m}^{-2}$ . Therefore, for sake of scheme simplicity, only one energy budget is chosen for the walls. Particular attention is still paid to the solar radiation budget, and the validation presented in Section 3.2 shows it is accurate at canyon scale.

### 2.3. TEMPERATURE EVOLUTION EQUATIONS

As discussed above, the urban surface is very inhomogeneous with respect to shape and building materials. Urban climatologists need at least four component surfaces to describe it: the roof, the road, and two facing walls. The problem considered here (the evaluation of the turbulent and radiative fluxes from the urban cover to the atmosphere) allows the treatment of only three types of surfaces (roof, road, wall), while keeping enough accuracy to correctly represent the different terms of the

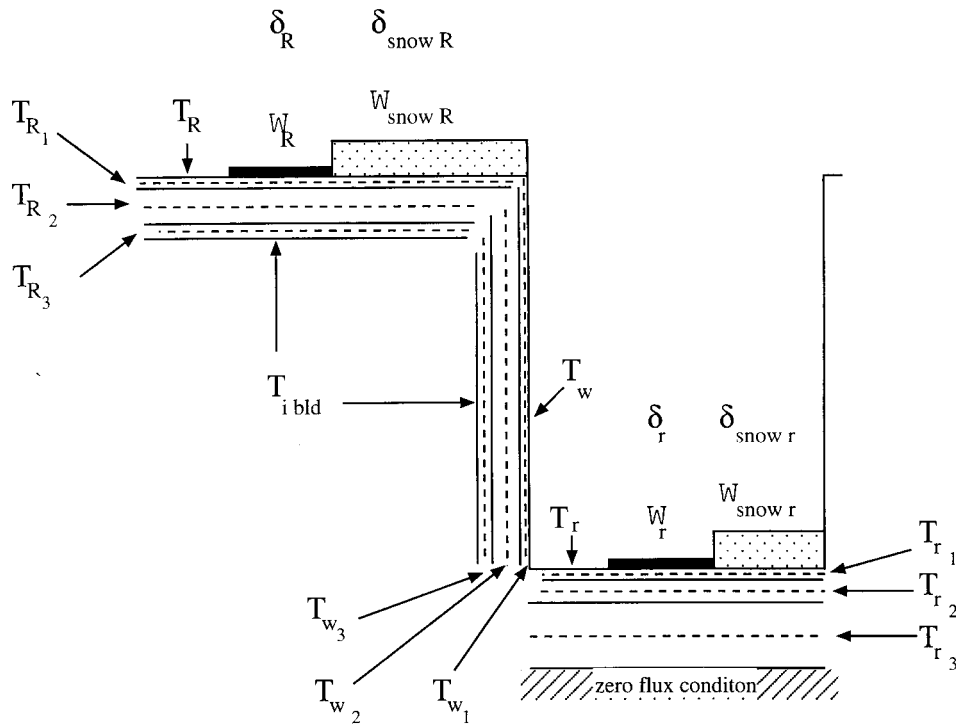


Figure 1. Discretization of the surfaces (roof, wall, road) and prognostic variables: layer temperatures  $T_{\star k}$  ( $\star = R, w, r$ ; here three layers are displayed for each surface, so  $k = 1, 2, 3$ ), surface water content  $W_{\star}$  ( $\star = R, r$ ), surface snow content  $W_{\text{snow}\star}$  ( $\star = R, r$ ). The layer temperatures are representative of the middle of each layer (dotted lines). The surface temperatures are assumed to be equal to the surface-layer temperature:  $T_{\star} = T_{\star k}$ . The internal building temperature  $T_{i \text{ bld}}$  is prescribed. Fractions of water or snow ( $\delta_{\star}$  and  $\delta_{\text{snow}\star}$  respectively) are computed from the water and snow contents (see text). Snow density, albedo and temperature are computed independently for roof and road by a snow mantel scheme (in this paper, a one-layer scheme was chosen).

surface energy budget. This is why the TEB model uses *three* surface temperatures,  $T_R$ ,  $T_r$  and  $T_w$ , representative of roofs, roads and walls, respectively.

Furthermore, in order to treat the conduction fluxes to or from the building interiors (roof, wall) or the ground (road), each surface type is discretized into several layers (Figure 1). By convention, the layer with subscript 1 is the one in contact with the air (hereafter ‘surface layer’).

The equations describing the evolution of the temperatures of the layers (representative of the middle of each layer) are based on energy budget considerations. The prognostic equations for the surface layers of the roof, wall and road respectively, read:

$$C_{R_1} \frac{\partial T_{R_1}}{\partial t} = (1 - \delta_{\text{snow}_R}) \frac{1}{d_{R_1}} (S_R^* + L_R^* - H_R - LE_R - G_{R_{1,2}}) + \delta_{\text{snow}_R} \frac{1}{d_{R_1}} (G_{R_{\text{snow},1}} - G_{R_{1,2}}) \quad (1a)$$

$$C_{w_1} \frac{\partial T_{w_1}}{\partial t} = \frac{1}{d_{w_1}} (S_w^* + L_w^* - H_w - G_{w_{1,2}}) \quad (1b)$$

$$C_{r_1} \frac{\partial T_{r_1}}{\partial t} = (1 - \delta_{\text{snow}_r}) \frac{1}{d_{r_1}} (S_r^* + L_r^* - H_r - LE_r - G_{r_{1,2}}) + \delta_{\text{snow}_r} \frac{1}{d_{r_1}} (G_{r_{\text{snow},1}} - G_{r_{1,2}}). \quad (1c)$$

These three equations can be written in a generic way:

$$C_{\star_1} \frac{\partial T_{\star_1}}{\partial t} = (1 - \delta_{\text{snow}_\star}) \frac{1}{d_{\star_1}} (S_\star^* + L_\star^* - H_\star - LE_\star - G_{\star_{1,2}}) + \delta_{\text{snow}_\star} \frac{1}{d_{\star_1}} (G_{\star_{\text{snow},1}} - G_{\star_{1,2}}), \quad (1d)$$

where, the subscript  $\star$  denotes either  $R$ ,  $r$  or  $w$ , describing roof, road and wall variables (only the roof and road for water variables) respectively. This convention is used in the rest of the paper. Here,  $T_{\star_k}$  is the temperature of the  $k$ th layer of the considered surface (in the above equations,  $k = 1$ );  $C_{\star_k}$  represents the heat capacity,  $\lambda_k$  the thermal conductivity and  $d_{\star_k}$  the layer thickness.

The fluxes  $S_\star^*$ ,  $L_\star^*$ ,  $H_\star$ ,  $LE_\star$ ,  $G_{\star_{1,2}}$  and  $G_{\star_{\text{snow},1}}$  denotes net solar radiation, net infrared radiation, sensible heat flux, latent heat flux, and conduction heat flux between the surface layer and the underlying layer, conduction heat fluxes between the base of the snow mantel and the surface, respectively;  $\delta_{\text{snow}_\star}$  is the snow fraction on the surface (which is zero on the walls).

It is assumed that the surface layer of each surface is sufficiently thin such that the layer-averaged temperature can be used to evaluate the radiative and turbulent surface fluxes. This means that the surface temperatures  $T_\star$  are computed as:

$$T_\star = T_{\star_1}.$$

For the sake of clarity, the 1 subscript will be removed in the following sections.

The other layer temperatures evolve according to a simple heat conduction equation. For the  $k$ th layer:

$$C_{\star_k} \frac{\partial T_{\star_k}}{\partial t} = \frac{1}{d_{\star_k}} (G_{\star_{k-1,k}} - G_{\star_{k,k+1}}). \quad (2)$$

In these equations, the conduction flux between layers  $k$  and  $k + 1$  reads (for  $k < n$  where  $n$  is the number of layers):

$$G_{\star_{k,k+1}} = \bar{\lambda}_{k,k+1} \frac{T_{\star_k} - T_{\star_{k+1}}}{\frac{1}{2}(d_{\star_k} + d_{\star_{k+1}})} \quad (3)$$

with

$$\bar{\lambda}_{k,k+1} = \frac{d_{\star_k} + d_{\star_{k+1}}}{(d_{\star_k}/\lambda_k) + (d_{\star_{k+1}}/\lambda_{k+1})}. \quad (4)$$

The lower boundary conditions for the roofs and walls are given by the building internal temperature, that for the road being represented as a zero flux lower boundary. The fluxes between the  $n$ th layer (the inner layer) and the underlying material are then:

$$G_{R_{n,n+1}} = \lambda_n \frac{T_{R_n} - T_{ibld}}{\frac{1}{2}(d_{R_n})}, \quad (5)$$

$$G_{w_{n,n+1}} = \lambda_n \frac{T_{w_n} - T_{ibld}}{\frac{1}{2}(d_{w_n})}, \quad (6)$$

$$G_{r_{n,n+1}} = 0. \quad (7)$$

Note that the number of layers for roof, wall and road can differ. In this study, three layers for each surface are chosen. Due to large temperature gradients that can exist, and because of the multi-layer structure of the walls or the roofs, it is recommended that at least three layers are used to represent each surface.

#### 2.4. WATER RESERVOIR EVOLUTION

Liquid or solid precipitation intercepted by urban surfaces is rarely addressed in the literature, except for sewer system and hydrological considerations. An exception is Grimmond and Oke (1991), however, in which the model used was initially dedicated to forest studies, and is limited to the water budget computed from the Penman–Monteith equation. They added anthropogenic water sources and used the Grimmond et al. (1991) heat storage flux formulation.

Because of the presence of the surface temperatures in the TEB scheme, the saturation specific humidity, and thus the turbulent latent heat flux, can be computed more easily (see Section 2.9). The liquid precipitation is intercepted by both roofs and roads, and there is runoff from roofs and roads to the sewer system. Roads and roofs can be covered by a certain amount of water, parameterized by the variables  $W_r$  and  $W_R$ , respectively. These surfaces are impervious. Then, instead of defining a relative humidity, it is more judicious to treat the fraction of surface covered by

the water,  $\delta_r$  and  $\delta_R$ . This part is saturated (fractional water pools), while the other part is assumed to be dry. Water evaporates when the air humidity is unsaturated until all water has disappeared from the impervious surface.

The snow-free fraction of the surface occupied by liquid water is computed as  $\delta_* = (W_*/W_{*\max})^{\frac{2}{3}}$  (Noilhan and Planton, 1989), where  $W_{*\max}$  is the maximum water amount on the surface.

Furthermore, urban dew is taken into account (in the case of negative latent heat flux), as its occurrence can have significant effects, as pointed out by Richards and Oke (1998). It requires a special treatment: when conditions are present for dew to occur (air humidity larger than the surface saturation humidity), the surface is considered wet ( $\delta_* = 1$ ). This allows then a negative latent heat flux, and hence dewfall that can fill the interception reservoirs. These treatments are deduced from those for the foliage interception reservoirs in vegetation schemes (Deardorff, 1978; Noilhan and Planton, 1989).

Addition of an anthropogenic water source was not retained in TEB, because it does not compute evaporation from gardens or parks. Irrigation water input should be taken into account through the vegetation scheme dedicated to these natural surfaces. However, anthropogenic fluxes of water vapour directly into the air exist in the scheme (see Section 2.9), in order to represent factory release, for example.

Finally, the water-reservoir evolution equation is (for roof or road):

$$\frac{\partial W_*}{\partial t} = R - LE_*/L_v, \quad (W_* < W_{*\max}), \quad (8)$$

where  $R$  is the rain rate ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) and  $L_v$  is the latent heat of vaporization.

The reservoirs are of small capacity, and the water in excess is lost as runoff. They are set equal to  $W_{R\max} = W_{r\max} = 1 \text{ kg m}^{-2}$ , which is well in the range of values explored by Grimmond and Oke (1991). The total depletion of the reservoirs by evaporation requires, in general, a few hours of daytime conditions.

## 2.5. SNOW EFFECTS

Snow is intercepted by roofs and roads, and a snow scheme is implemented on each surface type. Snow density, albedo, temperature and thickness of water equivalent depth are parameterized, and radiation, sensible heat flux, sublimation, conduction and melting are taken into account.

The evolution rate of the snow albedo is enhanced (and its minimum value lowered) in order to represent car pollution (dirty snow). A time-dependent drainage term is included to take into account snow-plow work (if any).

The snow fraction on roof or road surfaces is set equal to a function of the snow interception reservoir ( $W_{\text{snow}*}$ ):  $\delta_{\text{snow}*} = W_{\text{snow}*}/(W_{\text{snow}*} + W_{\text{snow}*\max})$ . The parameter  $W_{\text{snow}*\max}$  is set equal to  $1 \text{ kg m}^{-2}$ . The snow has an effect on:

- the energy budget of the surfaces (since part of the downward heat flux arises from the base of the snow),



- the heat fluxes from the road towards the canyon or from the roof towards the atmosphere,
- the radiative calculations for the canyon surfaces, because of the snow albedo, emissivity and temperature.

## 2.6. LONGWAVE BUDGET

The trapping of longwave radiation by the canyon surfaces is computed with one re-emission taken into account (from the Johnson et al. (1991) formulation).

The sky-view factors are needed, and are computed for the TEB geometry (an infinite canyon) according to Noilhan (1981):

$$\Psi_r = [(h/w)^2 + 1]^{1/2} - h/w, \quad (9)$$

$$\Psi_w = \frac{1}{2} \{h/w + 1 - [(h/w)^2 + 1]^{1/2}\} / (h/w). \quad (10)$$

These factors represent the fraction of sky seen from the road and one wall respectively, compared to the sky fraction that a flat horizontal surface would see without obstruction. The sky-factor for the roof is then equal to 1. If the buildings are very low,  $\Psi_r$  tends to 1 and  $\Psi_w$  to 0.5 (one wall then sees one half of the sky). In this case, longwave radiative fluxes from the roads will be unperturbed by the walls. On the contrary, if the buildings are very tall, both sky factors tend to zero, and radiative exchanges will mostly occur between the walls, and less energy will escape towards the sky.

The net longwave radiation absorbed by the snow-free road and wall surfaces is given as:

$$\begin{aligned} L_r^* = & \epsilon_r \Psi_r L^\downarrow - \epsilon_r \sigma T_r^4 + \epsilon_r \epsilon_w (1 - \Psi_r) \sigma T_w^4 \\ & + \epsilon_r (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w L^\downarrow + \epsilon_r \epsilon_w (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 \\ & + \epsilon_r (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w \overline{\epsilon_r T_r^4}, \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} L_w^* = & \epsilon_w \Psi_w L^\downarrow - \epsilon_w \sigma T_w^4 + \epsilon_w \Psi_w \overline{\epsilon_r T_r^4} \\ & + \epsilon_w^2 (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 + \epsilon_w (1 - \overline{\epsilon_r}) \Psi_w \Psi_r L^\downarrow \\ & + \epsilon_w (1 - \epsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) L^\downarrow + \epsilon_w^2 (1 - \epsilon_w) (1 - 2\Psi_w)^2 \sigma T_w^4 \\ & + \epsilon_w^2 (1 - \overline{\epsilon_r}) \Psi_w (1 - \Psi_r) \sigma T_w^4 + \epsilon_w (1 - \epsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) \overline{\epsilon_r T_r^4}, \end{aligned} \quad (12)$$

where

$$\overline{\epsilon_r} = (1 - \delta_{\text{snow}_r}) \epsilon_r + \delta_{\text{snow}_r} \epsilon_{r_{\text{snow}}},$$

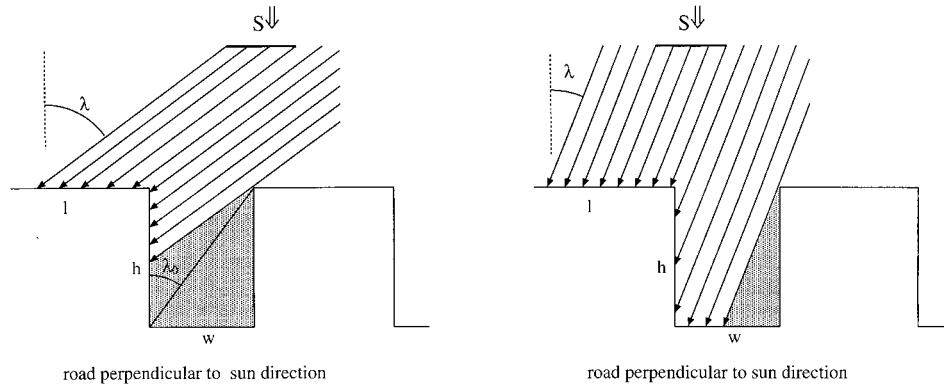


Figure 2. Solar radiation received in a canyon perpendicular to the sun direction; left hand: sun low over the horizon ( $\lambda > \lambda_0$ ); right hand: sun high over the horizon ( $\lambda < \lambda_0$ ).

$$\overline{\epsilon_r T_r^4} = (1 - \delta_{\text{snow}_r}) \epsilon_r T_r^4 + \delta_{\text{snow}_r} \epsilon_{r_{\text{snow}}} T_{\text{snow}_r}^4.$$

By inverting the snow-covered and snow-free road characteristics in Equation (11), the longwave radiative budget on the top of the snow mantel can be defined. To deduce Equations (11) and (12), we used the fact that, if  $\Psi_r$  represents the contribution of the sky to the road viewing, then  $(1 - \Psi_r)$  is the contribution of the two walls. For the budget of one wall, the sky-view factor is  $\Psi_w$ , the road-view factor is  $\Psi_w$  (per symmetry), and the facing wall-view factor is  $(1 - 2\Psi_w)$ .

## 2.7. SOLAR RADIATION

### 2.7.1. Direct Solar Radiation

Because of shadow effects, special computations are required to estimate the solar flux received either by the walls or the roads.

Let  $S^\downarrow$  be the direct solar radiation received by a horizontal surface at the first atmospheric model level; the roof surface receives this amount of radiation. Let  $\theta$  be the angle between the sun direction and the canyon axis, and  $\lambda$  be the solar zenith angle (from zenith). Let us first consider a road perpendicular to the sun's direction ( $\theta = \pi/2$ , Figure 2);  $\lambda_0 = \arctan(w/h)$  is defined as the zenith angle for which the sun begins to illuminate the road. It can be noted that, whatever the sun position, one of the two walls is in shadow, the other one is partially in light.

The mean direct solar fluxes received by both walls and by the road, for a street direction perpendicular to the sun, are:

$$S_w^\downarrow \left( \theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} \frac{1}{2} \frac{w}{h} S^\downarrow & \text{if } \lambda > \lambda_0 \\ \frac{1}{2} \tan(\lambda) S^\downarrow & \text{if } \lambda < \lambda_0, \end{cases}$$

$$S_r^\downarrow \left( \theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} 0 & \text{if } \lambda > \lambda_0 \\ \left( 1 - \frac{h}{w} \tan(\lambda) \right) S^\downarrow & \text{if } \lambda < \lambda_0. \end{cases}$$

In order to take into account the other canyon orientations, one should replace  $w$  by  $w/\sin(\theta)$  in the above expressions, and then multiply the wall fluxes by  $\sin(\theta)$ . Then let  $\theta_0$  be the critical canyon orientation for which the road is no longer in the light, or for which the radiation is minimum when the sun is high enough, i.e.:

$$\theta_0 = \arcsin \left( \min \left[ \frac{w}{h} \frac{1}{\tan(\lambda)}; 1 \right] \right).$$

Averaging a flux with respect to the canyon orientation is performed with two integrations, one between  $\theta = 0$  and  $\theta = \theta_0$ , and the other one between  $\theta = \theta_0$  and  $\theta = \frac{\pi}{2}$ . The direct solar fluxes for walls, roads and roofs then read:

$$S_r^\downarrow = S^\downarrow \left[ \frac{2\theta_0}{\pi} - \frac{2}{\pi} \frac{h}{w} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right], \tag{13}$$

$$S_w^\downarrow = S^\downarrow \left[ \frac{w}{h} \left( \frac{1}{2} - \frac{\theta_0}{\pi} \right) + \frac{1}{\pi} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right], \tag{14}$$

$$S_R^\downarrow = S^\downarrow. \tag{15}$$

Note that from the previous equations, one can deduce the conservation relation  $S_r^\downarrow + 2\frac{h}{w} S_w^\downarrow = S^\downarrow$ .

2.7.2. *Solar Radiation Reflections*

The scattered solar radiation received by the surfaces ( $S_\star^\downarrow$ ) is directly deduced from the sky-view factors. Because of the canyon shape and the possible high albedo of the surfaces (white paint, snow), the shortwave radiative budget is computed by resolving a geometric system for an infinite number of reflections. The reflections are assumed to be isotropic: there is no specular reflection in this model. Details of the following calculations are given in Appendix A.

One defines  $M_\star$  as the sum of the reflections against the road and wall:

$$M_r = \frac{R_r(0) + (1 - \Psi_r) \overline{\alpha_r} (R_w(0) + \Psi_w \alpha_w R_r(0))}{1 - (1 - 2\Psi_w) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \overline{\alpha_r} \alpha_w}, \tag{16}$$

$$M_w = \frac{R_w(0) + \Psi_w \alpha_w R_r(0)}{1 - (1 - 2\Psi_w) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \overline{\alpha_r} \alpha_w}, \tag{17}$$

with

$$R_r(0) = \overline{\alpha_r} S_r^\downarrow + \overline{\alpha_r} S_r^\downarrow,$$

$$R_w(0) = \alpha_w S_w^\downarrow + \alpha_w S_w^\downarrow,$$

$$\overline{\alpha_r} = (1 - \delta_{\text{snow}_r})\alpha_r + \delta_{\text{snow}_r}\alpha_{r_{\text{snow}}}.$$

The total solar radiation absorbed by each of the surface types is:

$$S_r^* = (1 - \alpha_r)S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r)S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r)(1 - \Psi_r)M_w, \quad (18)$$

$$S_w^* = (1 - \alpha_w)S_w^\downarrow + (1 - \alpha_w)S_w^\downarrow + (1 - \alpha_w)(1 - 2\Psi_w)M_w + (1 - \alpha_w)\Psi_w M_r, \quad (19)$$

$$S_R^* = (1 - \alpha_R)S_R^\downarrow + (1 - \alpha_R)S_R^\downarrow. \quad (20)$$

Note that in these equations, a specific albedo of the surfaces (glass, wet surface) for the direct solar radiation would change only the  $\alpha_\star S_\star^\downarrow$  terms.

## 2.8. ANTHROPOGENIC FLUXES

Due to human activity, heat and moisture are released towards the atmosphere. The two main sources arise from domestic heating and from combustion. Domestic heating is explicitly resolved by supposing a constant internal temperature, whatever the external temperature. The default value is 290.15 K (17 °C). The heat is then released towards the wall/roof surfaces and then towards the atmosphere through the conduction flux formulation.

The combustion source is split into two contributions in the TEB model: traffic and industry. For each, the heat and moisture fluxes, averaged on the town surface ( $H_{\text{traffic}}$  and  $LE_{\text{traffic}}$ ,  $H_{\text{industry}}$  and  $LE_{\text{industry}}$ ) are specified by the user (from available information on the town activity).

However, these fluxes do **not** directly modify the surface energy budgets since they are released into the air. The traffic related fluxes will modify the canyon air budget (they are incorporated in Equation (24), see next section). The industry fluxes are assumed to influence the atmosphere directly.

## 2.9. TURBULENT FLUXES

### 2.9.1. Treatment of the Urban Roughness Sublayer, Momentum Fluxes

In this section, the method to compute the turbulent fluxes between the surfaces and the atmospheric model will be presented. The resolution of the atmospheric model is far too low to be able to represent the urban roughness sublayer motions. The atmospheric models do not usually parameterize the exchange processes in this layer; this is done by using the surface scheme. If the first atmospheric level is outside the roughness sublayer, the traditional surface-layer formulations can be used to compute the turbulent fluxes. The problem is that the roughness sublayer

can have a substantial extension over an urban surface (several tens of metres), and the first level of the atmospheric model (often a couple of tens of metres) is often within it.

It is therefore necessary to take a closer look at the parameterization of the fluxes. Feigenwinter (1999) conducted measurements on a 50-m high mast in the city of Basel (Switzerland), and found that the mechanical properties in the roughness sublayer (such as profiles of velocity variances, non-dimensionalized velocity variances and spectra of wind components) behave similarly to rural surface layers. Furthermore, they concluded that these quantities are quite well-parameterized within the Monin–Obukhov similarity theory, if the local Obukhov length is applied.

Following their results, the TEB scheme computes the *momentum fluxes for the entire urban (or suburban) cover*, with a roughness length formulation and the stability coefficients of Mascart et al. (1995), whatever the relative positions of the atmospheric level and the roughness sublayer depth.

In contrast, Feigenwinter et al. (1999) found that the temperature characteristics, and in particular the turbulent heat flux, cannot be satisfactorily reproduced by the Monin–Obukhov similitude framework. They attribute this discrepancy to ‘thermal inhomogeneity and/or different source areas’. The use of one unique surface exchanging heat with the atmosphere (the classical surface-layer approach) becomes debatable.

The approach of the TEB scheme is to suppose that there are *two* major sources of heat from the artificial cover towards the atmosphere, leading to *two* turbulent heat fluxes. These two different surfaces are the *roofs* on the one hand, and the *canyon systems* on the other (see Figure 3). The two flux contributions are averaged relative to their horizontal areas; this is a means of representing the mixing in the urban roughness sublayer.

In suburban environments, the averaging of the sensible and latent heat fluxes from the greenspace artificial parts is similarly supposed to parameterize the roughness sublayer effects.

### 2.9.2. Considerations on the Turbulent Transfer of Moisture

Both for roof and roads, we explicitly assume that the transfer coefficients for turbulent heat and moisture fluxes are identical, but different from that for momentum. Very few direct measurements of turbulent moisture fluxes exist in the literature to check this hypothesis.

Roth and Oke (1993) and Roth (1993) computed statistics from data (including moisture measurements) gathered during 10 days in summer in a suburb of Vancouver. The suburb was composed of 36% artificial cover, and of 64% greenspace. They showed poor correlation between temperature and moisture characteristics, and suggested this was due to spatial inhomogeneity. They concluded that, in their case, the mixing for moisture was less efficient than for heat. However, in the absence of rain during this period, the evaporation arose from the greenspace.

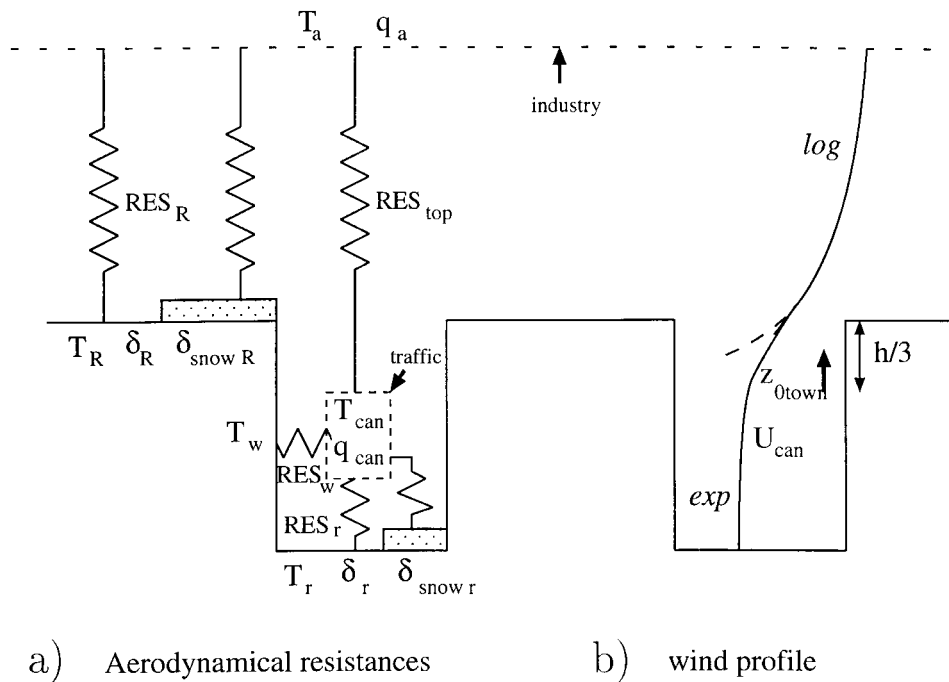


Figure 3. Scheme options for: (a) aerodynamic resistances; (b) wind profile within and above the canyon.

Therefore, it is not possible to draw conclusions about any specific formulation for the moisture flux in the TEB model.

Other latent heat flux data exist, but again during dry periods. Grimmond and Oke (1999a) gathered data from seven North American cities, but five of them are for suburban regions. The two most purely urban cases, central Mexico city, presented in detail in Oke et al. (1999), and an industrial site in Vancouver, show a very small evaporative flux, equal to 4% and 10% of the net radiation (during the day) for the two sites, respectively.

### 2.9.3. Roughness Length for Momentum Fluxes

The momentum fluxes are computed for the entire urban surface. However, one difficulty lies in the determination of the roughness length to use in urban areas. Wieringa (1993) reviewed some experimental roughness length estimations for rather homogeneously built-up areas. Dense low building roughness lengths were found to lie between 0.4 and 0.7 m, and those for regularly-built towns ranged from 0.7 to 1.5 m. In these experiments, they are approximately equal to 1/10 of the house or building heights. Bottema (1997) presents a model computing roughness lengths from building shapes and relative positions (normal or staggered). He found the modeled  $z_{0town}$  to be in agreement with the available measurements. Sensitivity experiments with his model show that the ratio  $z_{0town}/h$  ranges from 0.05 to 0.1,

except for very sparsely built areas. Therefore, as a first approximation, the roughness length in the TEB model is set equal to  $z_{0_{\text{town}}} = h/10$ , (with an arbitrary limit of 5 m), but it can be specified independently, either from in-situ measurements or from more complex formulations (see, for example, the recent review of Grimmond and Oke, 1999b).

#### 2.9.4. Heat Fluxes between Roofs and Atmosphere

The turbulent heat fluxes to/from the roofs are also recovered from classical boundary-layer laws, because the roof heights are supposed uniform, using a roughness length of 0.15 m (as observed by Sturrock and Cole, 1977). Again the stability coefficients of Mascart et al. (1995) are used to compute the aerodynamic resistance  $RES_R$ . The effect on temperature and specific humidity of the difference in height between the atmospheric level and the roof level is corrected using the Exner function  $\Pi = (p/p_0)^{R_d/C_{p_d}}$ , where  $p$  is the pressure ( $p_s$  and  $p_a$  are the surface pressure and the first level pressure in the atmospheric model respectively),  $p_0$  is a reference pressure (equal to 1000 hPa), and  $R_d$  the gas constant for dry air. We define

$$\hat{T}_a = T_a \Pi_s / \Pi_a,$$

$$\hat{q}_a = q_a q_{\text{sat}}(\hat{T}_a, p_s) / q_{\text{sat}}(T_a, p_a).$$

The heat and moisture turbulent fluxes between roof and atmosphere read:

$$H_R = C_{p_d} \rho_a (\hat{T}_a - T_{\text{can}}) / RES_R,$$

$$LE_R = L_v \rho_a (\hat{q}_a - q_{\text{can}}) / RES_R,$$

where  $\rho_a$  is the air density at first atmospheric level, and  $C_{p_d}$  the heat capacity of dry air.

#### 2.9.5. Wind Inside the Canyon

The computation of the wind inside the canyon is necessary to estimate the heat fluxes between the surfaces and the canyon. The vertical wind speed along the walls,  $W_{\text{can}}$ , as well as the horizontal wind speed in the canyon,  $U_{\text{can}}$ , must be defined. Rotach (1995) presents turbulence measurements in and above a road in the center of Zurich (Switzerland), for which the canyon aspect ratio is  $h/w \approx 1$ . Rotach (1995) observed that the standard deviation of the vertical wind speed,  $\sigma_w$ , in the upper part of the canyon, is almost equal to the friction velocity  $u_*$ , whatever the stability or wind direction above. Feigenwinter et al. (1999) finds that  $\sigma_w/u_*$  is, on the contrary, increasing with height for unstable conditions. However, their value of  $\sigma_w/u_*$  near the roof level (extrapolated using a Monin–Obukhov function) was approximately 1.15, which is of the same order of magnitude as the Rotach (1995) results. They also found that for stable to weakly unstable conditions,  $u_*$

presents a maximum between the roughness sublayer and the inertial sublayer above. However,  $u_*$  does not depart by more than 10% from its value in the inertial sublayer, and is assumed constant with height in the scheme.

Then, assuming that all this holds true for other canyon aspect ratios, the vertical wind speed along the walls reads:

$$W_{\text{can}} = u_* = \sqrt{C_d} |\mathbf{U}_a|, \quad (21)$$

where  $\mathbf{U}_a$  is the wind velocity at the first atmospheric model level. The drag coefficient,  $C_d$ , is computed from the temperatures and humidities in and above the canyon, and from the roughness length,  $z_{0\text{town}}$ , taking into account the stability effects according to Mascart et al. (1995).

The horizontal wind speed,  $U_{\text{can}}$ , is estimated at half the height of the canyon. First, the horizontal wind speed at the top of the canyon is deduced from the logarithmic law above it (Figure 3, right side), and the displacement height is equal to two thirds of the building height from the road surface (i.e., at  $h/3$  under the roof level, which is the zero height of the atmospheric model, a classical assumption for plant canopies). Furthermore, in order to consider all canyon orientations, and since only the along canyon wind is considered, an integration over  $360^\circ$  is performed. At canyon top, this gives:

$$U_{\text{top}} = \frac{2}{\pi} \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_{0\text{town}}}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_{0\text{town}}}\right)} |\mathbf{U}_a|,$$

where  $\Delta z$  is the height of the first atmospheric model level above the roofs.

To calculate  $U_{\text{can}}$ , a vertical profile of the wind inside the canyon, is assumed. An exponential form is chosen, as is done in vegetation canopies, e.g., Arya (1988). Such a profile applied at half-height gives:

$$U_{\text{can}} = U_{\text{top}} \exp(-N/2),$$

where  $N$  must be determined. Rotach (1995) finds from his case study ( $h/w = 1$ ), that  $U_{\text{can}} \approx 0.75U_{\text{top}}$ . Studies in corn fields ( $h/w \sim 4$ ), which could be assimilated to narrow streets, give  $U_{\text{can}} \approx 0.4U_{\text{top}}$  (Arya, 1988). Therefore, the parameter  $N = 0.5h/w$  should be appropriate. Then

$$U_{\text{can}} = \frac{2}{\pi} \exp\left(-\frac{1}{4} \frac{h}{w}\right) \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_{0\text{town}}}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_{0\text{town}}}\right)} |\mathbf{U}_a|. \quad (22)$$

### 2.9.6. Sensible and Latent Heat Fluxes in the Canyon

The turbulent heat fluxes between the canyon air and the atmosphere are computed from the temperature and humidity inside the canyon. The fluxes between surfaces



and canyon air follow an empirical formulation. The air characteristics inside the canyon are deduced from the continuity between the fluxes arising from the surfaces and the flux with the atmosphere (inspired by the vegetation canopy scheme of Deardorff, 1978).

The heat fluxes are used in the energy budget conservation equations involving the surface temperatures. This is why a precise approach has been chosen, specific to each surface. Figure 3 displays a summary of the TEB options.

#### *Fluxes between canyon air and atmosphere*

Above the canyon, the fluxes are estimated from classical surface boundary-layer laws. However, in these formulae, the air characteristics in the canyon ( $T_{\text{can}}$  and  $q_{\text{can}}$ ) are used instead of the surface characteristics. The aerodynamic resistance above the canyon, called  $\text{RES}_{\text{top}}$ , is calculated with  $z_{0_{\text{town}}}$  using the stability coefficients of Mascart et al. (1995) (this formulation leads to different drag coefficients for momentum fluxes and for heat or moisture fluxes).

The heat and moisture turbulent fluxes between canyon and atmosphere then read:

$$H_{\text{top}} = C_{p_d} \rho_a (\hat{T}_a - T_{\text{can}}) / \text{RES}_{\text{top}},$$

$$LE_{\text{top}} = L_v \rho_a (\hat{q}_a - q_{\text{can}}) / \text{RES}_{\text{top}}.$$

#### *Fluxes between walls, roads and canyon air*

Between the canyon surfaces (road and walls) and the canyon air, the Rowley et al. (1930) and Rowley and Eckley (1932) aerodynamic formulations are used. They were obtained from in-situ measurements; these formulae are also used in the canyon circulation model of Mills (1993). Other formulations of similar form exist in the literature (see e.g., Sturrock and Cole, 1977, either from wind-tunnel or in-situ measurements).

For simplicity, the same value is chosen for both road and walls. The resistance is independent of the stability inside or above the canyon. It reads:

$$\text{RES}_r = \text{RES}_w = \left( 11.8 + 4.2 \sqrt{U_{\text{can}}^2 + W_{\text{can}}^2} \right)^{-1}. \quad (23)$$

Finally, the heat fluxes between the canyon surfaces and the canyon air read:

$$H_r = C_{p_d} \rho_a (T_r - T_{\text{can}}) / \text{RES}_r,$$

$$H_w = C_{p_d} \rho_a (T_w - T_{\text{can}}) / \text{RES}_w,$$

$$LE_r = L_v \rho_a \delta_r (q_{\text{sat}}(T_r, p_s) - q_{\text{can}}) / \text{RES}_r,$$

$$LE_w = 0.$$

Notice the form of the latent heat flux, where the fraction of wet road,  $\delta_r$ , is applied outside of the parentheses. Therefore, the evaporation from the surface occurs when  $q_{\text{sat}}(T_r) > q_a$ , even if very little water remains. The same humidity treatment is performed for roofs.

### 2.9.7. Canyon Temperature and Humidity

These quantities can be considered as output of a meteorological forecast. They are computed diagnostically: the equilibrium between thermodynamic fluxes for the canyon air is assumed to be valid at each time step. *The anthropogenic flux due to traffic is also taken into account.* Note that in this formula,  $H_{\text{traffic}}$ , representative of the whole urban surface, has been scaled to the road surface.

$$H_{\text{top}} = (1 - \delta_{\text{snow}_r})H_r + \frac{2h}{w}H_w + H_{\text{traffic}}\frac{1}{1 - a_{\text{bld}}} + \delta_{\text{snow}_r}H_{\text{snow}_r}, \quad (24)$$

$$LE_{\text{top}} = (1 - \delta_{\text{snow}_r})LE_r + LE_{\text{traffic}}\frac{1}{1 - a_{\text{bld}}} + \delta_{\text{snow}_r}LE_{\text{snow}_r}. \quad (25)$$

Then

$$T_{\text{can}} = \frac{(1 - \delta_{\text{snow}_r})\frac{T_r}{\text{RES}_r} + \frac{2h}{w}\frac{T_w}{\text{RES}_w} + \frac{\hat{T}_a}{\text{RES}_{\text{top}}} + \frac{H_{\text{traffic}}}{C_{p_d}\rho_a(1 - a_{\text{bld}})} + \delta_{\text{snow}_r}\frac{H_{\text{snow}_r}}{C_{p_d}\rho_a}}{(1 - \delta_{\text{snow}_r})\frac{1}{\text{RES}_r} + \frac{2h}{w}\frac{1}{\text{RES}_w} + \frac{1}{\text{RES}_{\text{top}}}}, \quad (26)$$

and,

$$q_{\text{can}} = \frac{(1 - \delta_{\text{snow}_r})\frac{\delta_r q_{\text{sat}}(T_r, p_s)}{\text{RES}_r} + \frac{\hat{q}_a}{\text{RES}_{\text{top}}} + \frac{LE_{\text{traffic}}}{L_v\rho_a(1 - a_{\text{bld}})} + \delta_{\text{snow}_r}\frac{LE_{\text{snow}_r}}{L_v\rho_a}}{(1 - \delta_{\text{snow}_r})\frac{\delta_r}{\text{RES}_r} + \frac{1}{\text{RES}_{\text{top}}}}. \quad (27)$$

### 2.9.8. Averaged Fluxes at Town Scale

As mentioned above, the averaging operation performed to obtain the turbulent fluxes at town scale is in itself a way to solve the problem of the roughness sublayer: It mimics the mixing of the different sources of turbulent heat fluxes, and then produces *fluxes that are representative of the upper part of the surface layer*, above the roughness sublayer. The energy fluxes released by the industrial activities are also added at this stage.

The total heat fluxes from the artificial material areas towards the atmosphere are then:

$$H_{\text{town}} = a_{\text{bld}}H_R + (1 - a_{\text{bld}})H_{\text{top}} + H_{\text{industry}}, \quad (28)$$

$$LE_{\text{town}} = a_{\text{bid}}LE_R + (1 - a_{\text{bid}})LE_{\text{top}} + LE_{\text{industry}}. \quad (29)$$

In order to have the total turbulent fluxes  $H$ ,  $LE$  from the surface towards the atmospheric model, these fluxes should be averaged with those computed by the vegetation scheme for the other land surfaces (city parks, gardens, fields, forest, bare soil) and those from water covered surfaces (rivers, lakes, sea).

### 3. Validation of the Radiative Aspects

#### 3.1. HEAT ISLAND AT NIGHT

The results of the TEB model are now compared to the heat island episode in the Grand-view district of Vancouver (Nunez and Oke, 1976, 1977; simulated in Johnson et al., 1991). This is a calm clear-sky night. This case allows the validation of the longwave budget and wall and road surface temperature evolutions (then the conduction fluxes), both for the road and walls. The temperature profile is assumed to be neutral (no thermal turbulent fluxes between the canyon and the atmosphere). However, turbulent exchanges exist between walls and roads through the canyon air. This is the main difference with respect to the SHIM model of Johnson et al. (1991). Another important difference is the explicit conduction flux treatment in the TEB model, instead of the force-restore method in their model.

The urban characteristics are adapted from Johnson et al. (1991). The road sky-view factor is still 0.51, but the wall sky-view factors must be changed in the TEB model, since they are identical for both walls, and are averaged. The same initial temperatures are chosen. The thermal conductivities and heat capacities\* are estimated in order to keep the same thermal admittance ( $\mu = (\lambda C)^{\frac{1}{2}}$ ) as in Johnson et al. (1991). The wall depth fits the diurnal penetration depth used in the force-restore method:  $D = (\frac{\lambda \tau_{\text{day}}}{C\pi})^{\frac{1}{2}}$ . The downward radiative fluxes are proportional to the air temperature at the fourth power, starting from  $339 \text{ W m}^{-2}$ .

Figure 4 shows the results of the TEB model, for road surface temperature and longwave fluxes, compared with those of Johnson et al. (1991). The comparison is performed for the road surface temperature and longwave budget, and for the wall surface temperatures and longwave budgets.

The two models give very similar results, even with the slightly simpler TEB geometry. The net radiation fluxes are correctly reproduced (differences less than  $10 \text{ W m}^{-2}$ ), and surface temperatures depart by less than 1 K from the observed near-surface air temperatures. Note also that the net radiation budget for a horizontal surface exposed to the sky starts at  $-64 \text{ W m}^{-2}$  and ends at  $-45 \text{ W m}^{-2}$ , and surface temperature ends 3 K lower than the canyon case (not shown). The exchange of sensible heat flux between the walls and road is on the order of  $7 \text{ W m}^{-2}$

\*  $C_w = 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ;  $\lambda_w = 0.81 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  $C_r = 1.94 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ ;  $\lambda_r = 1.0103 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ .

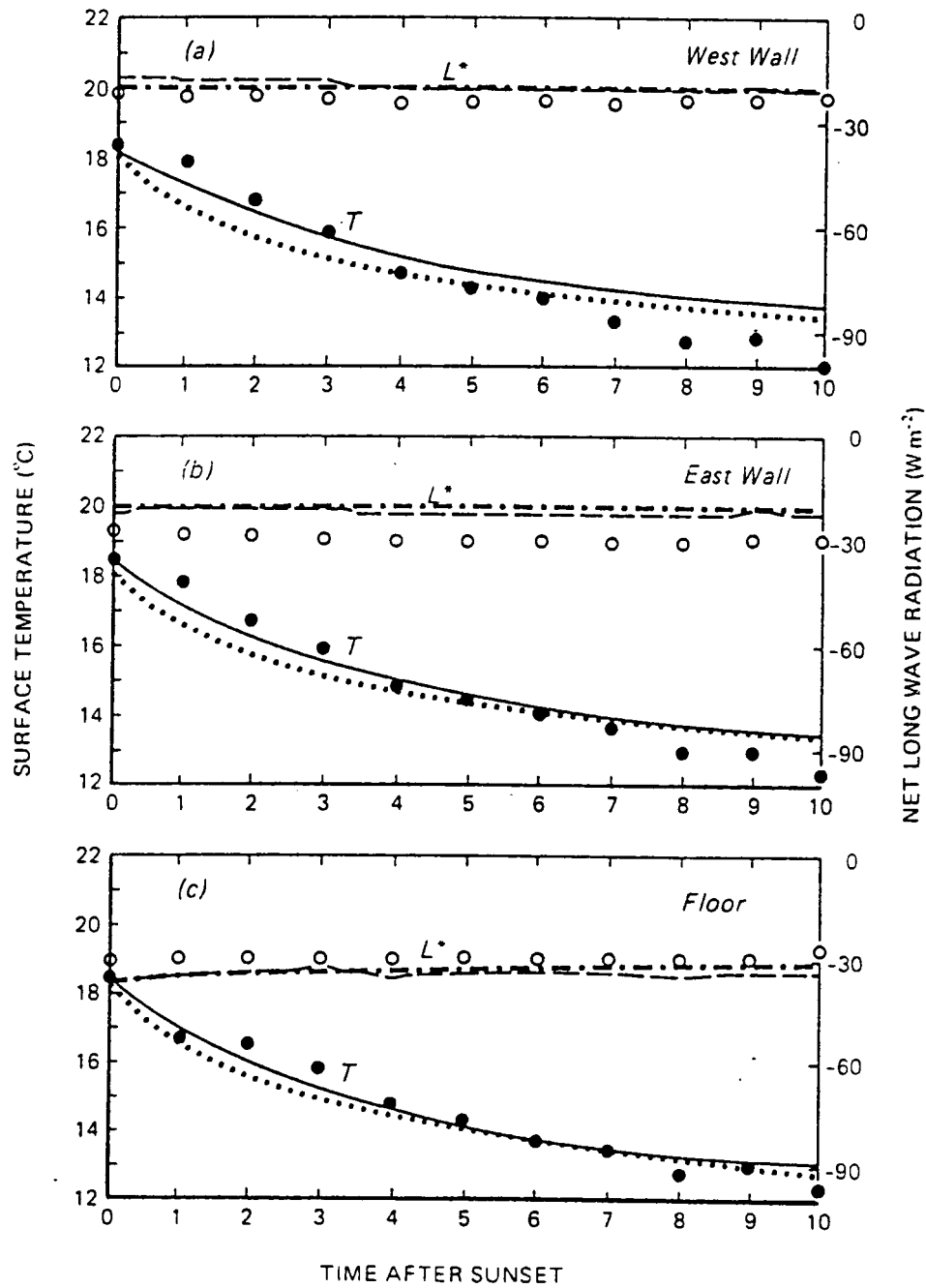


Figure 4. Comparison between modelled surface temperature (full line: SHIM; dotted line: TEB) and net long wave radiation (dashed line: SHIM; dashed-dotted line: TEB) and measurements (dots): (a) west wall, (b) east wall, (c) floor. The TEB model results are identical for both walls. Night time situation of September 9/10 1973 (figure from Johnson et al., 1991; figure 5).

(from the wall towards the road). This small value explains the similarities between SHIM and TEB for such ideal conditions.

### 3.2. SHORTWAVE BUDGET

The relations (18)–(20) parameterize the shortwave trapping by the city geometry. Experimental data exist to validate this representation – Aida (1982) built four models of urban structure with cubic concrete blocks of 15-cm width, and measured the solar radiation reflected by this surface. Model 0 is the flat reference surface; models 1 and 2 consist, respectively, of canyons oriented north-south and east-west; finally, model 3 contains north-south and east-west crossing canyons. The canyons and block aspect ratios are equal to unity. These geometries fortunately are close to the one chosen for the TEB model. Models 1 and 2 should be together represented in TEB by 50% roof and 50% road; model 3 contains only 25% roofs.

Figure 5 (from Aida, 1982) shows the measurements of surface albedo, as dots, compared with the total, effective albedo (at the first model level) obtained from the direct shortwave TEB computation results. The roof albedo is adjusted using Aida model 0 summer observations. It varies between 0.36 and more than 0.50, depending on solar zenith angle. The albedo for road and wall surfaces is taken as a constant, equal to 0.40, because all reflections are supposed isotropic for these surfaces.

The observed albedo for parallel canyons does not depend on direction; they show an important albedo decrease, compared to the flat reference surface (model 0). The results of the TEB model nearly coincide with them. This validates both the orientation-averaged calculations for shortwave radiation, at least at urban-scale, and the multiple reflection computations. The TEB model slightly overestimates the increase of radiative trapping when crossing roads are considered (Aida model 3). This probably arises from the hypothesis that roads are far longer than wide, while it is clearly not the case in the Aida model. However, the difference is limited to a few percent on the town albedo, five times less than the trapping effect for the Aida study.

The effect of canyon shape on the effective canyon albedo computed in TEB (i.e., the ratio of reflected solar energy from the canyon over the downward solar energy) is now investigated. Figure 6 displays the effective albedo as a function of canyon shape and zenith angle, for surfaces with albedos of 40%, as above. For a flat surface, the albedo is then 40%, but decreases rapidly as the canyon shape  $h/w$  increases: for  $h/w = 1$ , the albedo is as low as 18%, and between 10 and 2% for  $h/w = 3$ . The elevation of the sun above the horizon has no effect for  $h/w = 1$  (Aida case); the dependence upon zenith angle found above is explained by the flat surface albedo only. Tall buildings further increase the trapping effect, with greater efficiency for high sun. The effective albedo always behaves as in Figure 6

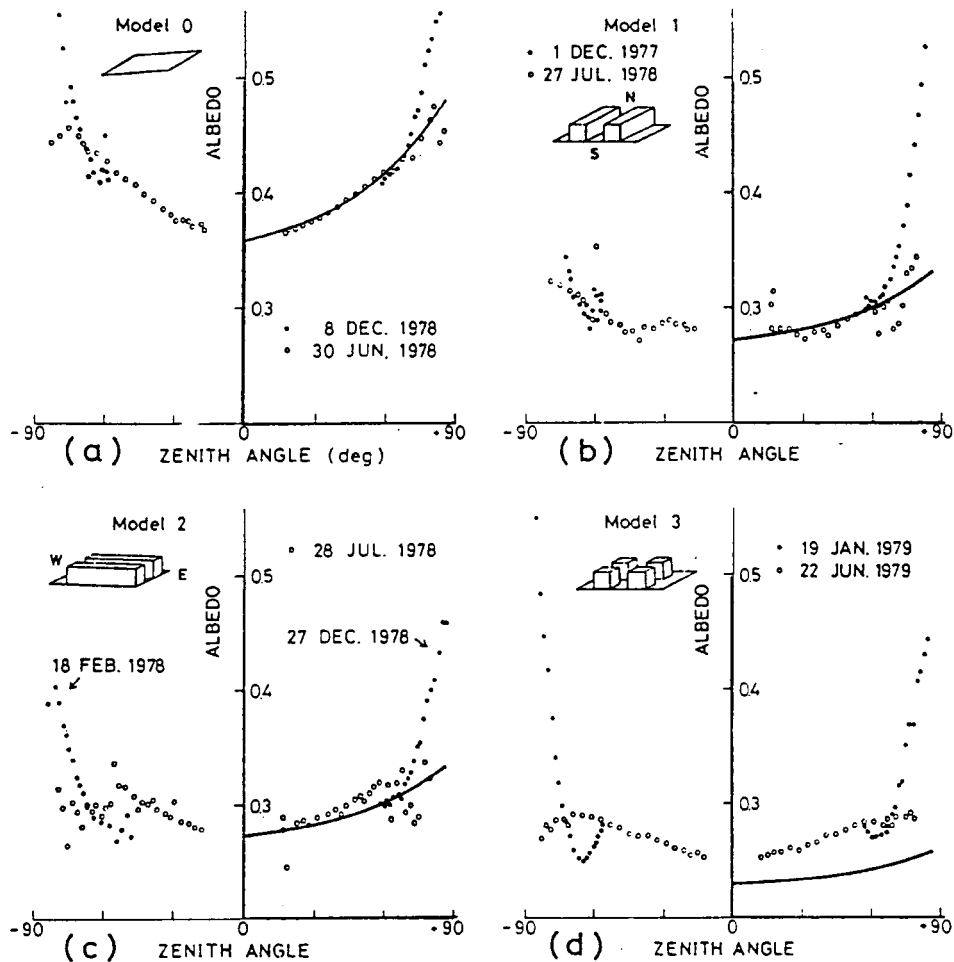


Figure 5. Urban albedo as measured by Aida (dots) for various models (see inset) and parameterized by the TEB model (superimposed lines): (a) roof albedo fitted on Aida observations for a flat concrete surface; (b) and (c) albedo parameterized for uni-directional Aida models 1 and 2; (d) albedo parameterized for crossing-roads Aida model 3;  $h/w = 1$ . Road and wall albedos are equal to 0.40 in TEB computations. Road fraction is equal to 50% in models 1 and 2, and 75% in model 3. (figure from Aida, 1982; figure 5).

for identical wall and road albedos (not shown), even if the singular point with no effect of zenith angle is not found for the same canyon aspect ratio.

The albedo behaviour is different for more realistic albedo values, in the presence of bright walls and dark roads (for example, with albedos of 25% and 8% respectively, Figure 7). For the sun at the zenith, the albedo decrease is similar as above, but when the sun directly illuminates the walls, the albedo decreases slower with respect to canyon shape, and can even increase if the sun is low enough. When  $h/w = 1$ , the effective albedo is as high as the flat road albedo for the sun

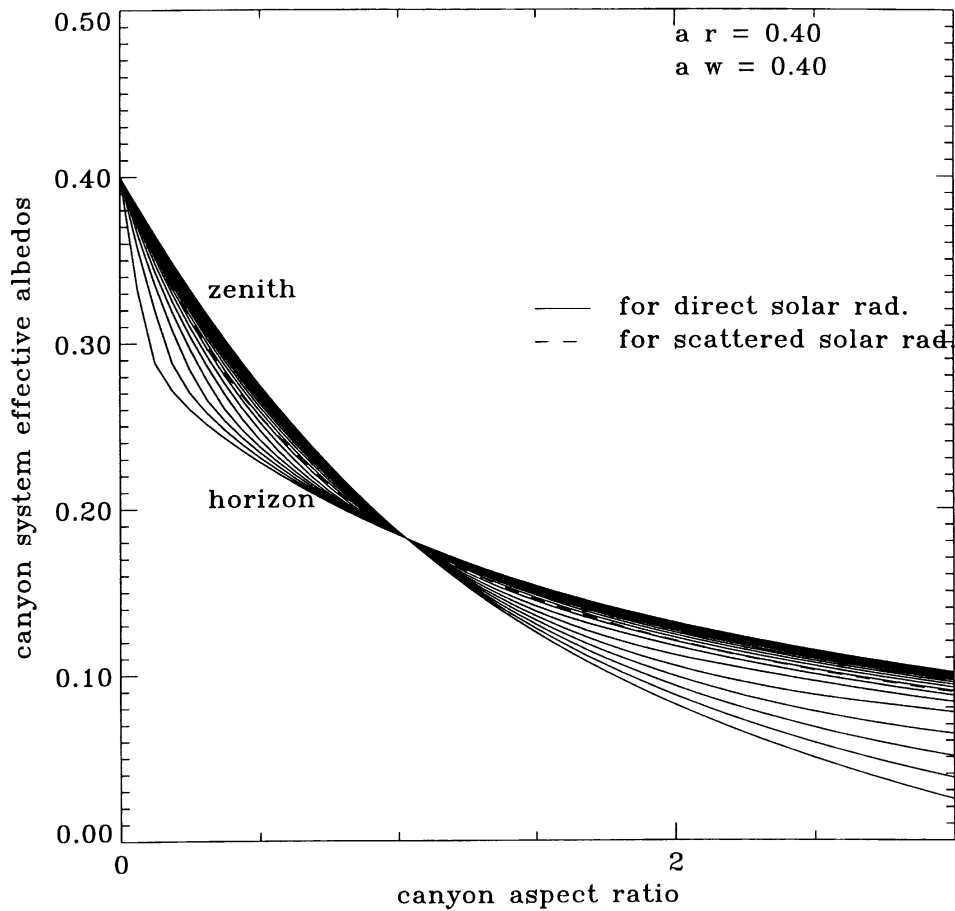


Figure 6. Canyon effective albedo as a function of canyon shape and solar zenith angle (from zenith to  $5^\circ$  above horizon every  $5^\circ$ ). Effective albedo for scattered shortwave flux is displayed using a dashed line. Road and wall surface albedos are both equal to 40%. Note that the part of the albedo due to the roofs is not present in this figure.

just above the horizon. Note that the effective albedo with the sun at the zenith is always much smaller than when the sun is low. Therefore, trapping effects will be important in summer, because the sun is high at noon, but the weaker solar energy will not be captured as efficiently in winter.

At this stage, some of the TEB model basics – geometry, radiative (both infrared and solar) scheme and conduction formulation – have been validated against observations. The two main uncertainties remaining are the turbulent flux formulation, and the hydrological aspects. These will be addressed in the following section through sensitivity experiments.

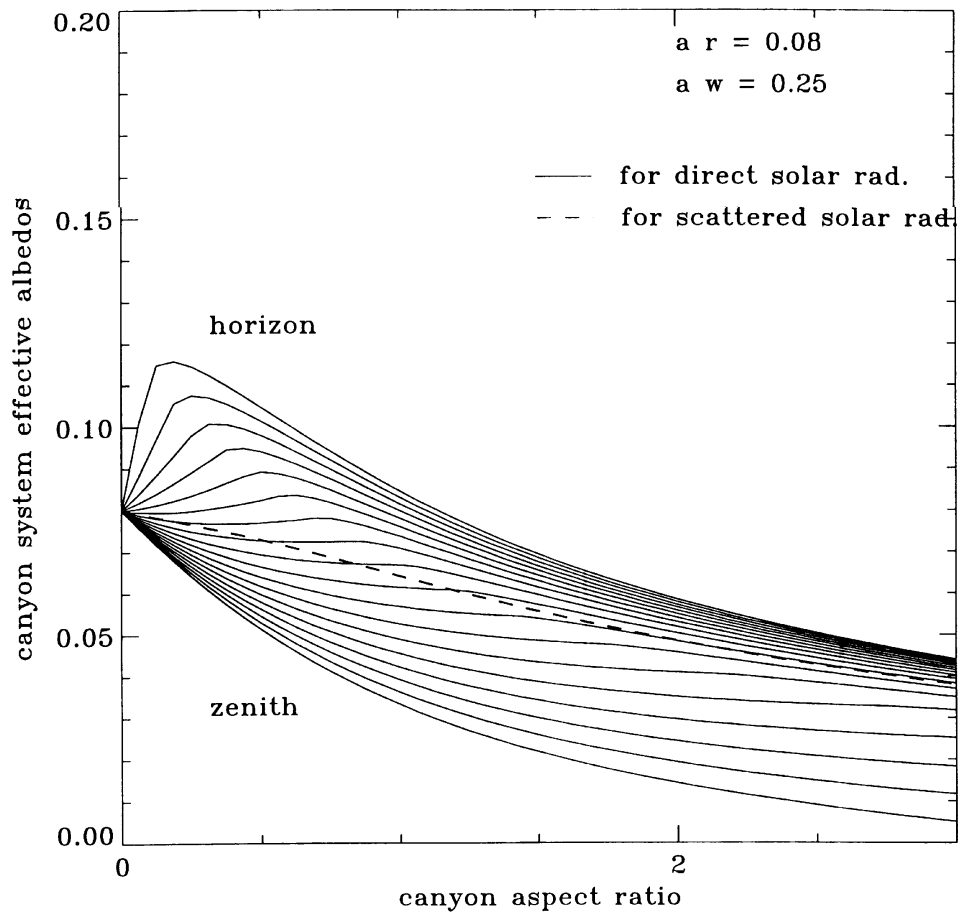


Figure 7. As in Figure 6, except that walls are bright (albedo is 25%) and roads are dark (albedo is 8%).

#### 4. Sensitivity Experiments

In this section, the TEB model is run using several long meteorological forcing time series in order to investigate its ability to represent the energetics of the urban atmosphere. This allows the study of the scheme response to a large variety of weather conditions encountered in the real atmosphere. Unfortunately, such data (with forcing, observed surface temperatures and area-averaged energy fluxes) are not available for densely urbanized areas. Therefore, the measurements of two field experiments dedicated to vegetation surface scheme studies are used as replacements. The first one is the Hapex Mobilhy case (André et al., 1988), which took place in southern France in 1986. It is representative of a mid-latitude oceanic climate region. The second one is the first year of the 18 year-long Valdai experiment (Russia, near Moscow, see Schlosser et al., 1997), representing a continental



TABLE III

Urban characteristics for the sensitivity experiments. Only the parameters different from the reference experiment are shown. Composition of the layers is displayed with the corresponding layer thickness.

Experiment name → parameter ↓	Reference	Buildings	Suburban	Insulated	Insulated, Ti
$a_{\text{town}}$	100%		70%		
$a_{\text{bld}}$	50%				
$h/w$	1	3	0.5		
$z_{0\text{town}}$ (m)	5		1		
$T_{i\text{bld}}$ (K)	290.15				Variable
$d_{R_1}$ (dense concrete) (cm)	5				
$d_{R_2}$ (aerated concrete) (cm)	40				
$d_{R_3}$ (insulation layer) (cm)	5			20	20
$d_{w_1}$ (dense concrete) (cm)	2				
$d_{w_2}$ (aerated concrete) (cm)	12.5				
$d_{w_3}$ (insulation layer) (cm)	2			8	8
$d_{r_1}$ (asphalt) (cm)	5				
$d_{r_2}$ (dry soil) (cm)	10				
$d_{r_3}$ (dry soil) (cm)	100				
$\alpha_R$	15%				
$\alpha_w$	25%				
$\alpha_r$	8%				
$\epsilon_R$	90%				
$\epsilon_w$	85%				
$\epsilon_r$	94%				

climate. Two comments are necessary: first, this is not a validation of the scheme because no urban flux outputs or surface temperatures are available for these data sets. Second, the temperature and downward radiative fluxes can be questionable during heat island episodes. In anticyclonic periods, the countryside forcing temperature data are probably lower than what would be the case in reality over the city centres in these regions, since air is not advected from the countryside but representative of the urban area. Consequently, the sensible heat fluxes will be overestimated during calm cold events. They are probably correct if the wind is large enough. This limitation probably only makes the city representative of areas a little further north of the actual study areas, and does not alter the conclusions drawn from the study.

#### 4.1. OCEANIC CLIMATE: THE HAPEX-MOBILHY CASE

A reference run is performed with the characteristics described in Table III. It represents a medium sized city, with streets as wide as the buildings are high; the roof and road fractions are the same. The walls and roofs are made with concrete, with a tiny insulation layer in the interior. The thermal parameters for wall and roofs are from Oke (1987), those for roads (one asphalt layer and two dry soil layers) are from Mills (1993). Note that road and wall albedos are the same as those used in the Figure 7 discussion (Section 3.2). A small anthropogenic flux is added for both the car traffic and industry ( $20 \text{ W m}^{-2}$  during the day, and  $5 \text{ W m}^{-2}$  during the night). For the vegetation part of the suburban environment run (Subsection 4.1.3), the ISBA scheme is used (Noilhan and Planton, 1989). The run starts on 1 January 1986 and lasts one year.

##### 4.1.1. Diurnal Cycles

The mean diurnal cycles of surface fluxes for March, June, September and December are shown in Figure 8. The diurnal cycles separate into two categories: cold cycle (December) and temperate or warm cycle (others months).

In the warm season, the radiative loss during the night is mainly counterbalanced by the building heat release, with small heat turbulent fluxes. During the morning, the heat storage in roads and buildings is the main budget term. Then the turbulent sensible heat flux becomes dominant, and its maximum is two to three times larger than the ground flux. This hysteresis behaviour is well known in urban climatology (see e.g., Grimmond and Oke, 1995; Grimmond et al., 1991; or Ross and Oke, 1988). The latent heat flux is very small compared to the others. It is maximum in the morning due to the evaporation of rainfall or dew that accumulated during the night, but is very low in the afternoon.

The partition between the turbulent heat flux and ground flux during the day is modified when the building height is larger, as can be seen if the canyon aspect ratio is increased to  $h/w = 3$  (Figure 9). The storage efficiency is improved by the increase of wall surface, and the energy amount available for turbulent heat flux is reduced. In our case, the ground fluxes becomes the dominant term of the daytime budget in September. Such an effect of dampening of the turbulent flux has been observed in Mexico, and is documented by Oke et al. (1999). During their observation period (seven days) the daytime  $G/Q^*$  is as large as 0.58, while  $H/Q^*$  is only 0.38.

During the cold season (Figure 8), this budget cycle is modified by the heat release/storage by the buildings. During the day, the turbulent heat flux is reduced because of the small solar input, but the main difference occurs during the night. The air temperature being much smaller than the building interior, the heat release is more important than the longwave loss, and a turbulent heat flux towards the atmosphere is generated. This phenomenon is greatly enhanced in the continental case (see Section 4.2).

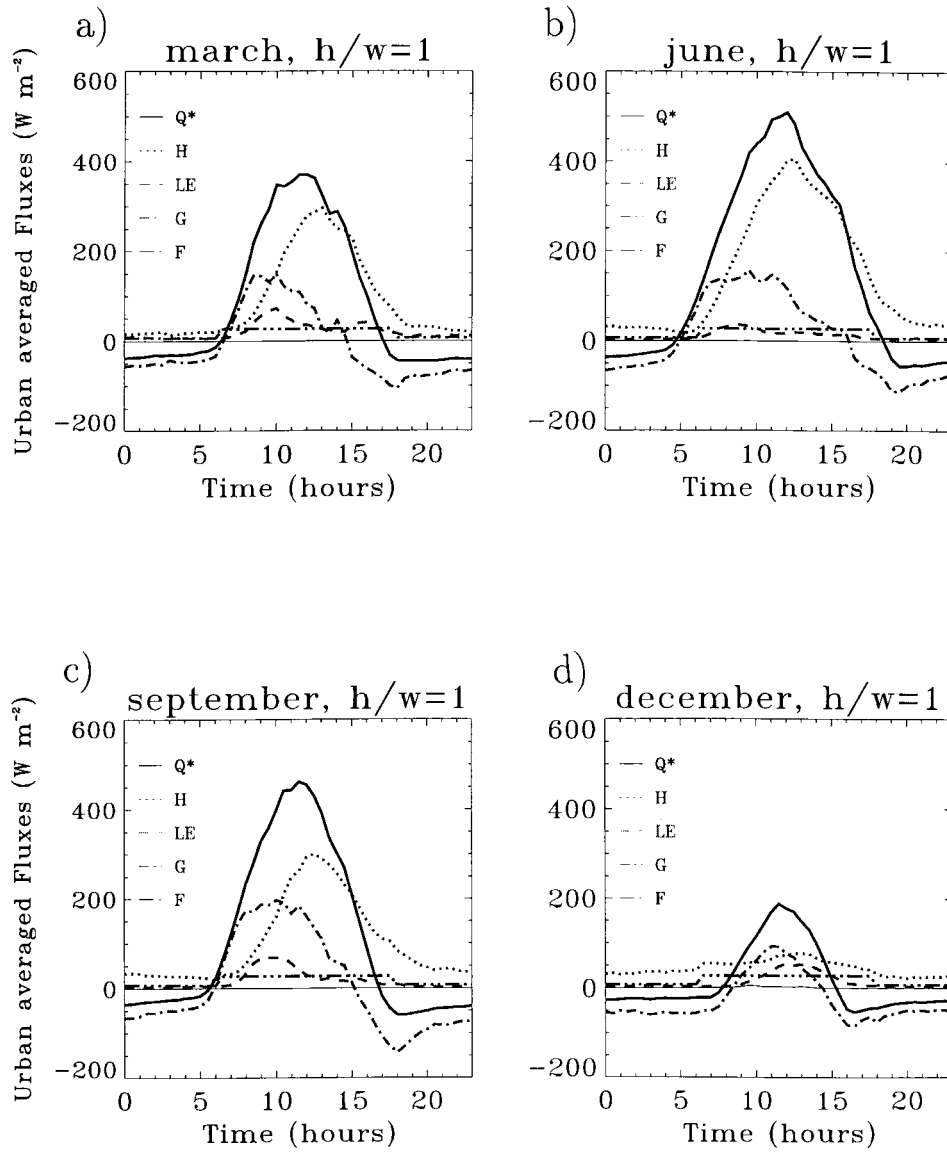


Figure 8. Monthly averaged energy budget diurnal cycles for the reference simulation for the HAPEX-MOBILHY case ((a) March; (b) June; (c) September; (d) December). Sources are: Net radiation ( $Q^*$ , full line); Anthropogenic combustion sources ( $F$ , dashed-triple dot). Sinks are: Sensible heat flux ( $H$ , dotted), latent heat flux ( $LE$ , dashed), ground fluxes ( $G$ , dashed-dot). Negative ground flux represents heating by the buildings' interior.

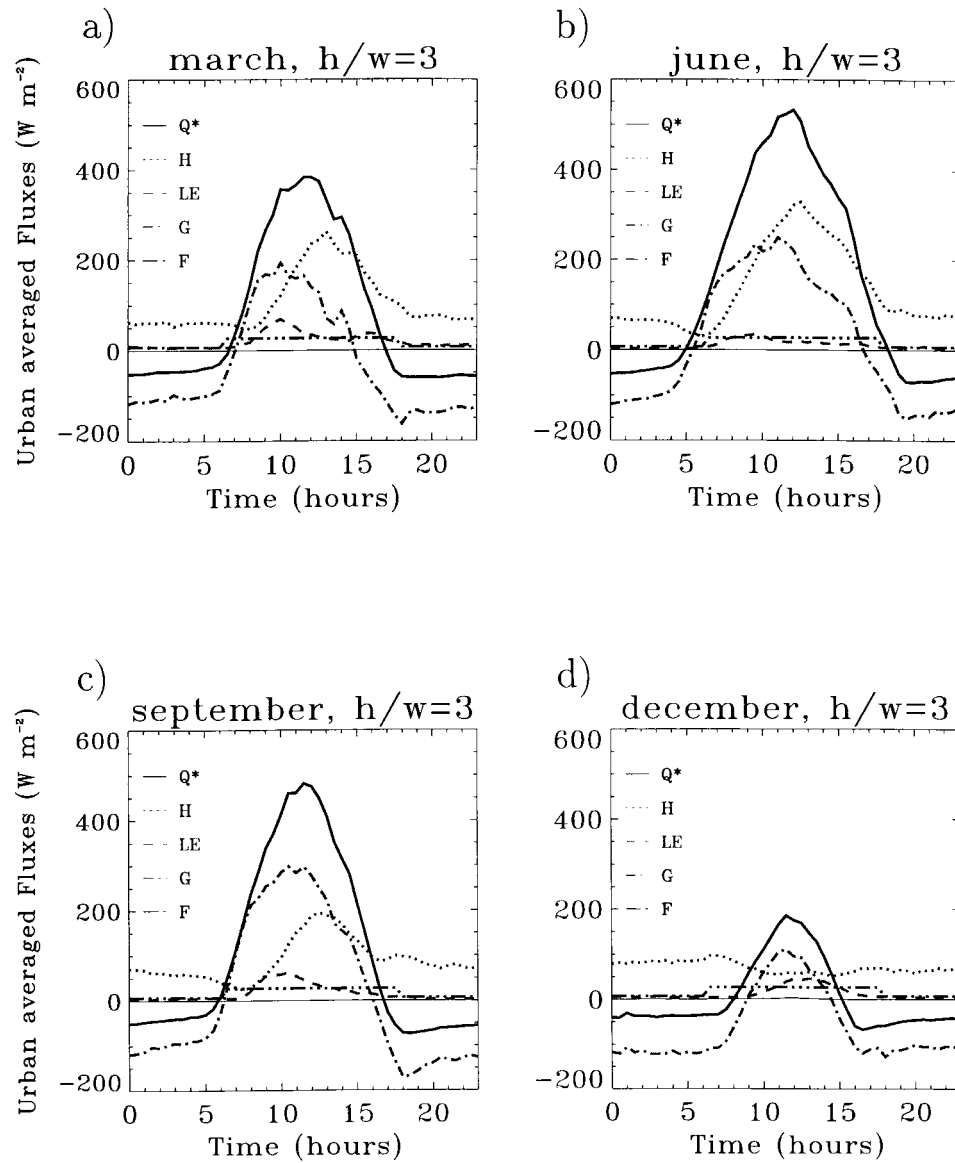


Figure 9. Monthly averaged energy budget diurnal cycles for the high building simulation for the HAPEX-MOBILHY case: (a) March; (b) June; (c) September; (d) December. Same line convention as in Figure 8.

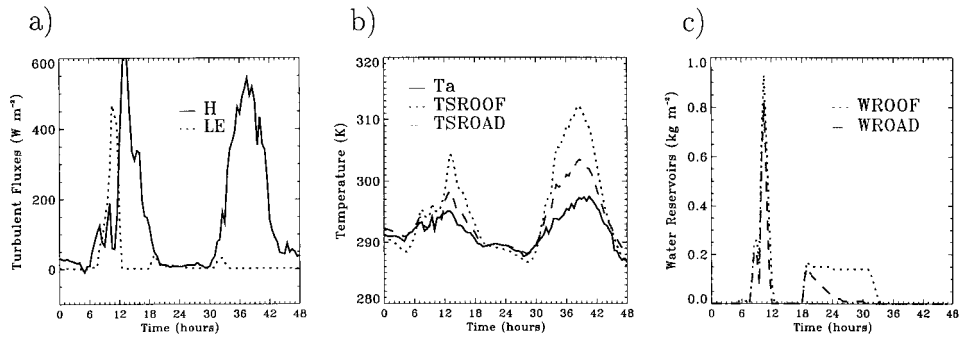


Figure 10. Two consecutive summer days in the reference simulation for the HAPEX-MOBILHY case (from July 6, 0000 UTC to July 8, 0000 UTC). A rain shower occurs in the morning and evening of the first day: (a) sensible heat flux (solid line,  $\text{W m}^{-2}$ ) and latent heat flux (dots,  $\text{W m}^{-2}$ ); (b) air temperature (solid line, K), roof surface temperature (dots, K), road surface temperature (dashed, K); (c) roof surface reservoir (dots,  $\text{kg m}^{-2}$ ), road surface reservoir (dashed,  $\text{kg m}^{-2}$ ).

This sensitivity experiment shows that the TEB model is then able to construct a realistic diurnal cycle, without any ad-hoc assumption about the time hysteresis between ground and turbulent heat fluxes. It is possible to reproduce conditions where the heat storage during the day is sufficient to limit or even overtake the turbulent heat flux. It also suggests that the latent heat flux can be negligible in models dedicated to long term urban energy studies.

#### 4.1.2. Shower Event

The fact that the latent heat flux is much lower on average than the other contributions to the energy budget does not mean that it is negligible *when smaller time scales are considered*. For example, two consecutive days in July are presented in Figure 10. A rain shower occurs during the morning of the first day, and a relatively weaker one in the evening of the same day. The downward solar radiation is almost the same during these two days (maxima are  $850 \text{ W m}^{-2}$  at noon, not shown).

During the first day, the latent heat flux is the main energy sink in the budget, three times larger than the sensible heat flux. One millimetre of water is evaporated in three hours, similarly on roofs and streets, until all the water has been consumed. This has an effect on surface temperatures, which are unable to rise significantly until water is evaporated.

The evaporation of the evening shower during the night is negligible for roofs, but not for roads ( $20 \text{ W m}^{-2}$ ), even if much smaller than during the day. This is due to the exchange formulation, which allows mixing between the surface and the canyon air, and then transport towards the atmosphere. This explains the decrease of the water reservoir on the roads during the night, though the difference was not present during the day.

The second day is almost dry, and shows much higher temperatures for a similar input radiation. Differences of 5 K for roads and 10 K for roofs are simulated the

second day. To our knowledge, no direct measurements of latent heat fluxes over towns are available for rainy or wet surface conditions; few such measurements exist, and only for dry conditions. Grimmond and Oke (1999a) presents urban and suburban energy budgets for seven north-American cities, but without rain events. However, a combined measurement of area-averaged sensible heat flux and surface temperatures could probably be used to estimate the instantaneous latent heat flux after shower events. At the very least, the model temperature features could be compared to observations, providing an indirect validation of the simulated fluxes.

#### 4.1.3. Annual Cycle and Sensitivity Experiment

Sensitivity experiments on town geometry are performed (buildings, medium town, suburban area). The annual cycles are displayed in Figure 11.

An important feature is the similarity of the net radiative flux for high buildings ( $h/w = 3$ ) or medium sized ones ( $h/w = 1$ ). This suggests that most of the radiative trapping (both for shortwave and longwave) occurs for medium buildings. The similarity in net shortwave radiation trapping for medium or high cities can be explained from Figure 7: for this albedo setting, the canyon shape increase between  $h/w = 1$  and  $h/w = 3$  is a little more efficient for a low or high sun than for the mid-sky sun encountered in mid-latitude summers.

The building height has a significant impact on the sensible heat flux, courtesy of the larger surface exchange. In winter, early spring and late autumn periods, the sensible heat flux is *larger* than the net radiation. The energy is supplied by the domestic heating (negative G terms on the figures). In our case it reaches  $30 \text{ W m}^{-2}$  for  $h/w = 1$ , and  $70 \text{ W m}^{-2}$  for  $h/w = 3$ . In summer, the diurnally averaged ground flux is near zero, and almost all the net radiation is transferred as sensible heat flux. Such values of anthropogenic fluxes are compatible with those listed in Oke (1988) for mid-latitude cities (from  $20$  to  $40 \text{ W m}^{-2}$  for year averages).

In the suburban environment, due to the fraction of vegetation present, the latent heat flux is increased and the sensible heat flux reduced (up to  $40 \text{ W m}^{-2}$  loss). One can note that the net radiation is lower ( $10 \text{ W m}^{-2}$ ), because radiative trapping is reduced.

Comparison of the annual cycle reproduced for countryside crops or bare soil is shown in Figure 12; the main difference is the much smaller radiative trapping. The contribution due to shortwave radiation trapping is visible in summer ( $30$ – $40 \text{ W m}^{-2}$  less than in the reference experiment). The smaller infrared input is compensated by lower temperatures at night (not shown), comparable to roof temperatures. When vegetation is present, the latent heat flux is the main component of the energy budget, the plant roots extracting water from deep within the soil and evaporating this in warm seasons. The energetic behaviour of a bare soil layer (here  $20 \text{ cm}$  deep) is much closer to the town surface energy budget, especially the suburban one. This is why the urban canopy is, for the time being, often simulated by bare soil in atmospheric research models. It is shown here that it is a good enough approximation for climatic or large-scale runs, once the radiative properties of the

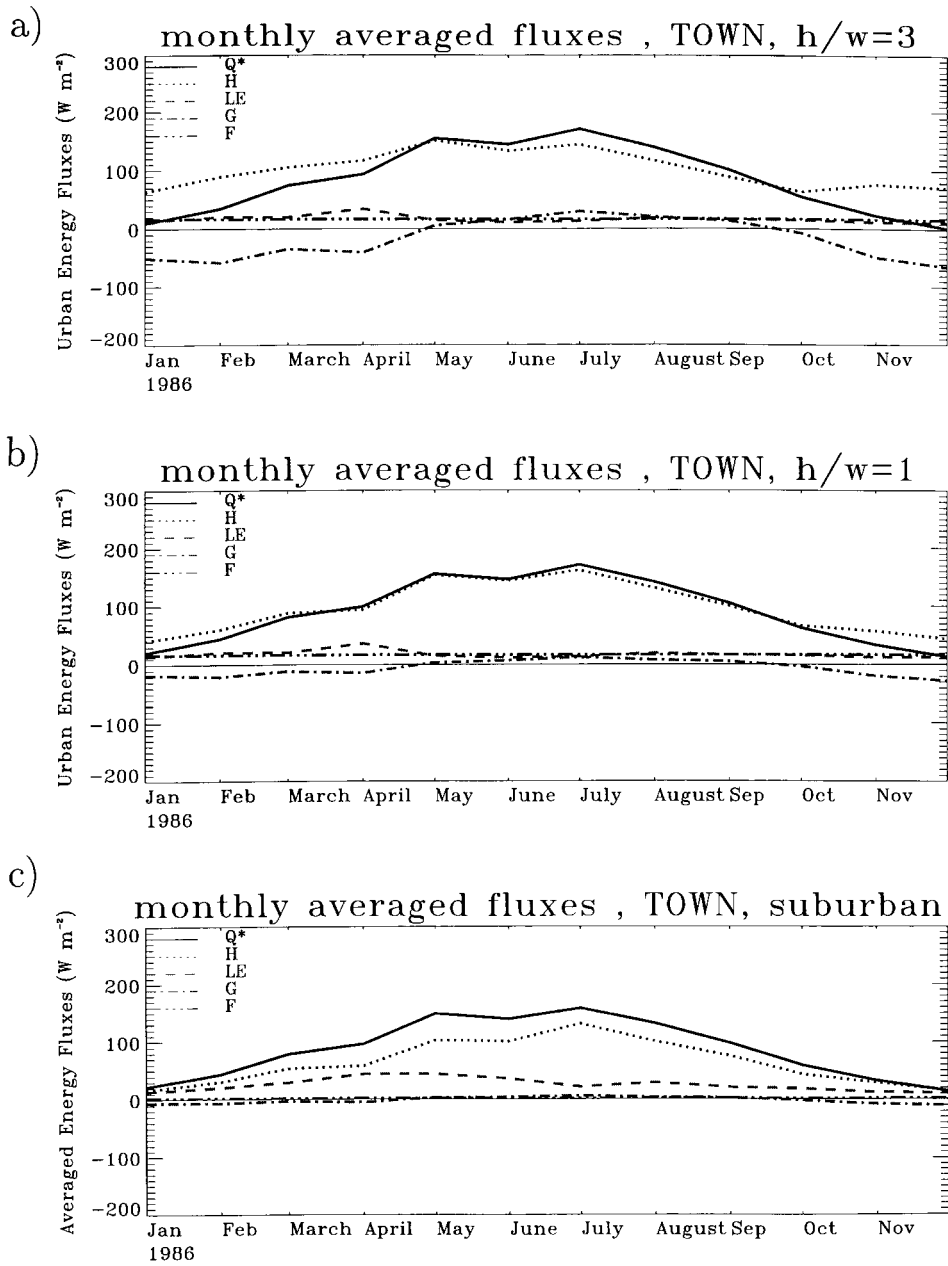


Figure 11. HAPEX-MOBILHY case: monthly averaged energy budget for three city types: (a) high buildings; (b) medium size city (reference simulation); (c) suburban area. Same line convention as in Figure 8.

soil are tuned to reproduce the trapping. An estimation of the anthropogenic flux by domestic heating is also necessary (as is shown in the continental case). However, a bare soil scheme can not correctly forecast the air temperatures in the canyon, and thus heat island intensities. Moreover, small-scale studies around an urbanized area do need a dedicated town model. The limit of the bare soil substitution is reached when purely urban areas are resolved in the atmospheric model. The TEB scheme is primarily aimed to these horizontal resolutions (from a couple hundred metres to tens of kilometres).

#### 4.2. CONTINENTAL COLD CLIMATE: THE VALDAI CASE

Extreme continental meteorological conditions are now considered, with very cold winters, significant snow falls, and relatively warm summers. A large number of people are affected by such weather, because such climates are typical of metropolises in Canada, the U.S.A. and Asia. Domestic heating is known to play an important role in the urban energy budget for such conditions, and the ability of the TEB scheme to estimate this flux is now investigated. Furthermore, the importance of conduction through the surfaces allows the testing of, in a better way than with the oceanic forcing, the sensitivity of the scheme to the buildings' internal temperature and to the wall and roof structures.

The same qualitative characteristics about the energy flux evolution and repartition are found for urban diurnal cycles as in the Hapex-Mobilhy case. The focus of this study is on the annual cycle (Figure 13). The disparity between summer and winter is enhanced as compared to the previous case, especially with respect to the energy forcing: net radiation and building heat release. During winter, if buildings are built with the same material and insulation as in the oceanic region, the heat release from the buildings is as high as  $150 \text{ W m}^{-2}$  averaged for the month, all of this being transformed into sensible heat flux towards the atmosphere. The main part of this energy loss occurs through the walls, because the snow mantel of several tens of centimetres on the roofs acts as a supplementary insulation layer. The presence of snow explains the nearly zero latent heat flux during winter. The amount of energy necessary to melt it is shown by the thin solid line in Figure 13. Melting of the roof snow occurs (in this case) one month before the total disappearance of snow as observed in the countryside (not shown).

A sensitivity experiment on the insulation characteristics of the TEB scheme has been performed to test its response to the extremely cold weather conditions in winter. First, the internal wall and roof insulation layer was set four times thicker than the default value ('insulated' experiment). The internal building temperature is also allowed to vary down to  $283.15 \text{ K}$  ( $10 \text{ }^\circ\text{C}$ ) in winter ('insulated,  $T_i$ ' experiment). It is seen that the TEB formulation for the heating flux (prescribed internal temperature) is mainly sensitive to the wall and roof structure, and less to the internal temperature. Moreover, high building experiments (not shown) produce values up to  $200 \text{ W m}^{-2}$  or  $250 \text{ W m}^{-2}$  (insulated walls or not) for these fluxes in



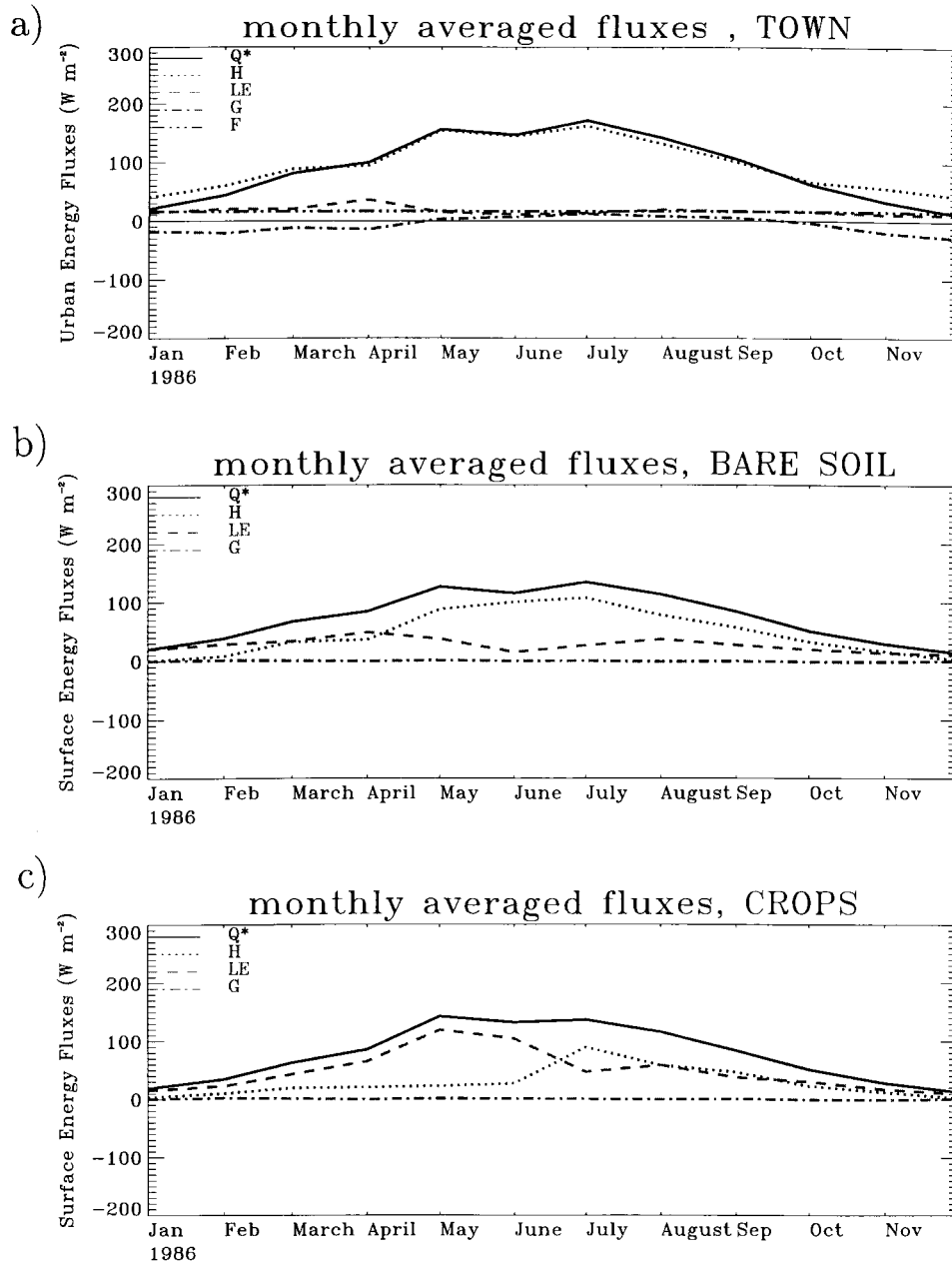


Figure 12. HAPEX-MOBILHY case: monthly averaged energy budget for three landscape types: (a) medium size city (reference simulation); (b) bare soil (20 cm deep); (c) crops. Same line convention as in Figure 8.

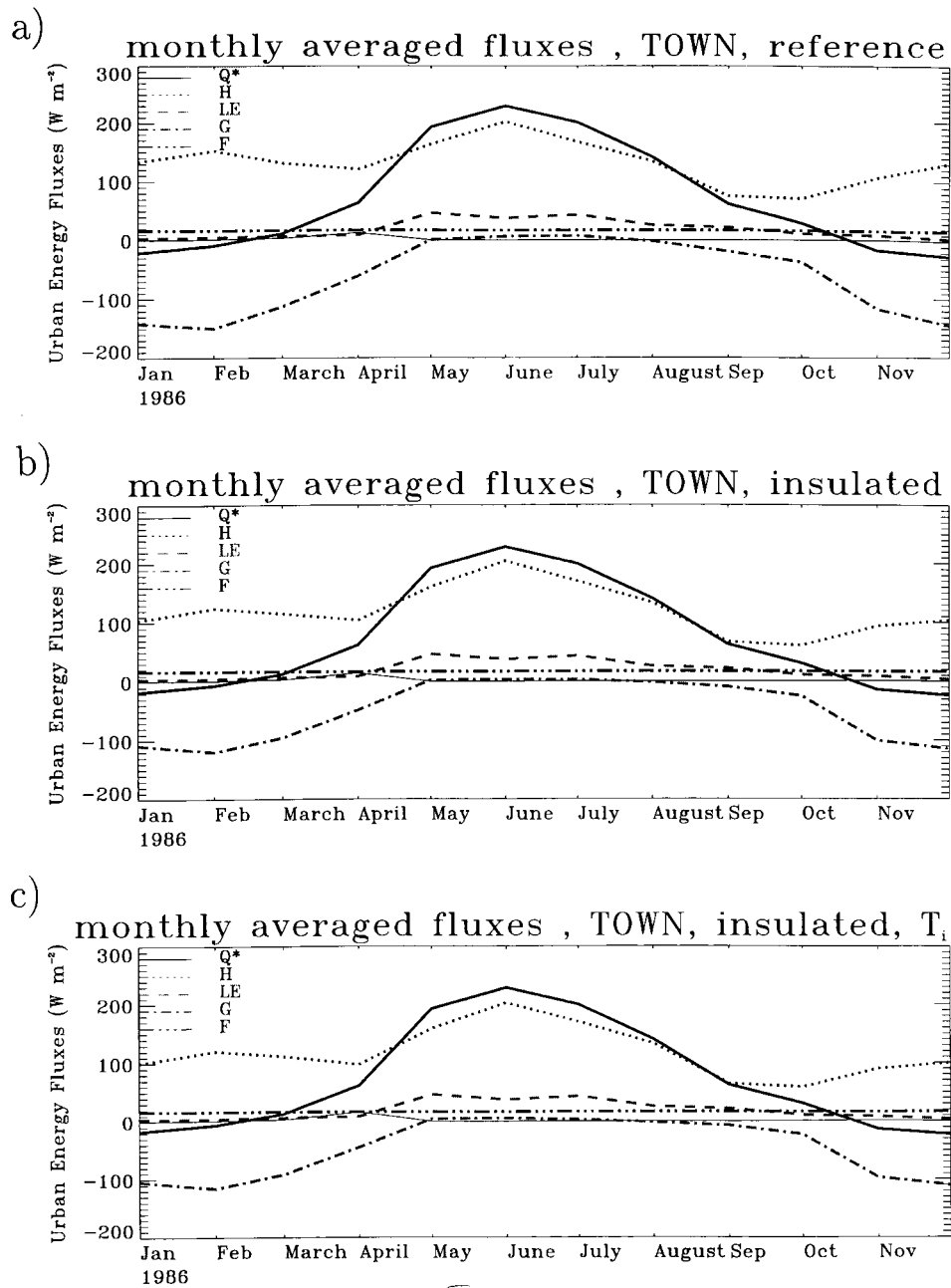


Figure 13. VALDAI case: monthly averaged energy budget for three city construction materials: (a) medium size city (reference simulation); (b) insulation increased (see Table III); (c) insulation increased, and internal building temperature varies from 283.15 K (10 °C) (winter) to 290.15 K (17 °C) (summer). Same line convention as in Figure 8. The thin solid line corresponds to the amount of energy necessary for melting.

winter. The building height is then a key parameter, not only for radiative trapping, but mostly for the conduction and surface turbulent flux exchange.

These very large fluxes seem realistic. Estimates of anthropogenic fluxes exist for some high latitude cities (Oke, 1988); for example, a value typical for Montreal ranges from  $153 \text{ W m}^{-2}$  in winter to  $57 \text{ W m}^{-2}$  in summer. The component dedicated to domestic heating can then be of the order of  $100 \text{ W m}^{-2}$  in winter; Moscow and Manhattan annual anthropogenic fluxes can be even 25 and 50% larger respectively.

## 5. Conclusion

The TEB surface scheme has been developed from various elements corresponding to the state of the art in urban climatology, and is aimed at representing the energy exchanges between cities and the atmosphere in a prognostic way. A simplification of the real city geometry was necessary. To our knowledge, this is the first time that the well-known canyon geometry is used to represent a city as part of the surface of an atmospheric model. An additional hypothesis of isotropy for the street directions has been added, in order to be representative of a city *quartier* (as defined in Mestayer and Anquetin, 1995). This allows the use of the scheme at horizontal scales larger than the road width, for local to regional impact studies. This also has the advantage that the scheme can be simplified to three surface energy budgets: one each for the roofs, the roads and the walls. The TEB model is then relatively easy to include in an atmospheric model, because only a few averaged parameters are needed, and the number of prognostic variables is comparable to that present in vegetation schemes for atmospheric models (see Tables I and II).

This relatively simple description of the town geometry is compensated by a complete physical package, as detailed in Sections 3 and 4. All weather conditions can be treated, day or night, and even precipitation events, without any ad-hoc assumption or tuning of the parameters. The radiative trapping is the subject of an original development, and is validated by comparison with specific measurements. One can then *be confident in the radiative energy inputs*. The sensitivity experiments showed that:

- the partition and diurnal hysteresis between the turbulent sensible heat fluxes and ground fluxes are correctly recovered by the scheme.
- the heat storage during the day can be greater than the turbulent heat flux. This effect is enhanced by high buildings.
- the latent heat can be neglected on average at the monthly time scale, but is very important when relatively short (daily) time scales are considered.
- the energy input from the building heat release can exceed the net radiation, especially in winter in continental climates. The model outputs are comparable to the few available estimates of city heat release.

The suburban experiment showed that the classical bare soil formulation used to represent cities in atmospheric models is good enough to represent the fluxes for large temporal or spatial averages; therefore, climatic or large-scale atmospheric models may not need an urban scheme at the present time. The prescription of the anthropogenic heat release still remains a problem. In contrast, town meteorological forecasts and mesoscale regional and local studies need such a scheme, as intensively urbanized energetics are very specific. An atmospheric model, coupled both to an aerosol radiatively active atmosphere (to have the correct radiative downward fluxes) and an urban surface scheme (to correctly distribute these fluxes), is necessary.

Long term in-situ measurements needed to validate an urban surface scheme are lacking. However, the TEB model behaves correctly compared to what is currently known from urban climatology. The next step will be the study of urban induced mesoscale flows, as validation data exist for typical situations (mainly heat-island episodes). This work is under way.

### Acknowledgements

The author would like to thank Dr. J. Noilhan for his continuous help, and Dr. P. Bougeault and A. Boone for assistance in the preparation of the manuscript.

### Appendix A: Solar Radiation Reflections

Suppose hereafter that the direct and scattered albedos for each surface are identical. If this is not the case, only the first direct solar reflection would be modified.

When the first reflection occurs, the fluxes stored by the road and wall,  $A_r$  and  $A_w$ , are respectively:

$$A_r(0) = (1 - \alpha_r)(S_r^\downarrow + S_r^\downarrow),$$

$$A_w(0) = (1 - \alpha_w)(S_w^\downarrow + S_w^\downarrow).$$

The reflected parts  $R_r$  and  $R_w$  are:

$$R_r(0) = \alpha_r(S_r^\downarrow + S_r^\downarrow),$$

$$R_w(0) = \alpha_w(S_w^\downarrow + S_w^\downarrow).$$

After  $n$  reflections:

$$A_r(n + 1) = A_r(n) + (1 - \alpha_r)(1 - \Psi_r)R_w(n).$$

$$A_w(n + 1) = A_w(n) + (1 - \alpha_w)\Psi_w R_r(n) + (1 - \alpha_w)(1 - 2\Psi_w)R_w(n),$$

$$R_r(n + 1) = +\alpha_r(1 - \Psi_r)R_w(n),$$

$$R_w(n + 1) = +\alpha_w\Psi_w R_r(n) + \alpha_w(1 - 2\Psi_w)R_w(n).$$

Then,

$$A_r(n + 1) = A_r(0) + (1 - \Psi_r)(1 - \alpha_r) \sum_{k=0}^n R_w(k),$$

$$A_w(n + 1) = A_w(0) + \Psi_w(1 - \alpha_w) \sum_{k=0}^n R_r(k),$$

$$+ (1 - 2\Psi_w)(1 - \alpha_w) \sum_{k=0}^n R_w(k),$$

and

$$\sum_{k=0}^n R_r(k) = (1 - \Psi_r)\alpha_r \sum_{k=0}^{n-1} R_w(k) + R_r(0),$$

$$\sum_{k=0}^n R_w(k) = \Psi_w\alpha_w \sum_{k=0}^{n-1} R_r(k) + (1 - 2\Psi_w)\alpha_w \sum_{k=0}^{n-1} R_w(k) + R_w(0).$$

Solving this geometric system yields, in the case of an infinite number of reflections,

$$\sum_{k=0}^{\infty} R_r(k) = \frac{R_r(0) + (1 - \Psi_r)\alpha_r(R_w(0) + \Psi_w\alpha_w R_r(0))}{1 - (1 - 2\Psi_w)\alpha_w + (1 - \Psi_r)\Psi_w\alpha_r\alpha_w} = M_r,$$

$$\sum_{k=0}^{\infty} R_w(k) = \frac{R_w(0) + \Psi_w\alpha_w R_r(0)}{1 - (1 - 2\Psi_w)\alpha_w + (1 - \Psi_r)\Psi_w\alpha_r\alpha_w} = M_w.$$

The total solar radiation stored by road and wall is then:

$$S_r^* = (1 - \alpha_r)S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r)S_r^\uparrow + (1 - \alpha_r)(1 - \Psi_r)M_w,$$

$$S_w^* = (1 - \alpha_w)S_w^\downarrow + (1 - \alpha_w)S_w^\uparrow + (1 - \alpha_w)(1 - 2\Psi_w)M_w + (1 - \alpha_w)\Psi_w M_r.$$

### References

Aida, M.: 1982, 'Urban Albedo as a Function of the Urban Structure – A Model Experiment (Part I)', *Boundary-Layer Meteorol.* **23**, 405–413.

- André, J., Goutorbe, J., Perrier, A., Becker, F., Bessemoulin, P., Bougeault, P., Brunet, Y., Brutsaert, W., Carlson, T., Cuenca, R., Gash, J., Gelpe, J., Hildebrand, P., Lagouarde, J., Lloyd, C., Mahrt, L., Mascart, P., Mazaudier, C., Noilhan, J., Otlé, C., Payen, M., Phulpin, T., Stull, R., Shuttleworth, J., Schmugge, T., Taconet, O., Tarrieu, C., Thépenier, R., Valencogne, C., Vidal-Madjar, D., and Weill, A.: 1988, 'Evaporation over Land Surfaces: First Results from HAPEX-MOBILHY Special Observing Period', *Ann. Geophys.* **6**, 477–492.
- Arnfield, J., Herbert, J. M., and Johnson, G. T.: 1998, 'A Numerical Simulation Investigation of Urban Canyon Energy Budget Variations', in *Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium*.
- Arya, S. P.: 1988, *Introduction to Micrometeorology*, Academic Press, Inc., New York, 303 pp.
- Best, M. J.: 1998, 'Representing Urban Areas in Numerical Weather Prediction Models', in *Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium*.
- Bottema, M.: 1997, 'Urban Roughness Modelling in Relation to Pollutant Dispersion', *Atmos. Environ.* **18**, 3059–3075.
- Deardorff, J.: 1978, 'Efficient Prediction of Ground Temperature and Moisture with Inclusion of a Layer of Vegetation', *J. Geophys. Res.* **83**, 1889–1903.
- Feigenwinter, C., Vogt, R., and Parlow, E.: 1999, 'Vertical Structure of Selected Turbulence Characteristics above an Urban Canopy', *Theor. Appl. Climatol.* **62**, 51–63.
- Grimmond, C. and Oke, T.: 1999a, 'Heat Storage in Urban Areas: Local-Scale Observations and Evaluation of a Simple Model', *J. Appl. Meteorol.* **38**, 922–940.
- Grimmond, C. and Oke, T.: 1999b, 'Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form', *J. Appl. Meteorol.* **38**, 1262–1292.
- Grimmond, C. S. B., Cleugh, H. A., and Oke, T. R.: 1991, 'An Objective Urban Heat Storage Model and its Comparison with Other Schemes', *Atmos. Environ.* **25B**, 311–326.
- Grimmond, C. S. B. and Oke, T. R.: 1991, 'An Evapotranspiration-Interception Model for Urban Areas', *Water Resour. Res.* **27**, 1739–1755.
- Grimmond, C. S. B. and Oke, T. R.: 1995, 'Comparison of Heat Fluxes from Summertime Observations in the Suburbs of Four North American Cities', *J. Appl. Meteorol.* **34**, 873–889.
- Johnson, G. T., Oke, T. R., Lyons, T. J., Steyn, D. G., Watson, I. D., and Voogt, J. A.: 1991, 'Simulation of Surface Urban Heat Islands under 'Ideal' Conditions at Night. Part I: Theory and Tests Against Field Data', *Boundary-Layer Meteorol.* **56**, 275–294.
- Mascart, P., Noilhan, J., and Giordani, H.: 1995, 'A Modified Parameterization of Flux-Profile Relationship in the Surface Layer Using Different Roughness Length Values for Heat and Momentum', *Boundary-Layer Meteorol.* **72**, 331–344.
- Menut, L.: 1997, *Etude expérimentale et théorique de la couche limite Atmosphérique en agglomération Parisienne (Experimental and Theoretical Study of the ABL in Paris Area)*, Ph.D. Thesis, University Pierre et Marie Curie, Paris, France, 200 pp.
- Mestayer, P.G. and Anquetin, S.: 1995, 'Climatology of Cities', in F.-S. Rys and A. Gyr (eds.), *Diffusion and Transport of Pollutants in Atmospheric Meso-Scale Flow Fields*, Atmospheric Sciences Library, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 165–189.
- Mills, G. M.: 1993, 'Simulation of the Energy Budget of an Urban Canyon-I. Model Structure and Sensitivity Test', *Atmos. Environ.* **27B**, 157–170.
- Noilhan, J.: 1981, 'A Model for the Net Total Radiation Flux at the Surfaces of a Building', *Building Environ.* **16**, 259–266.
- Noilhan, J. and Planton, S.: 1989, 'A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models', *Mon. Wea. Rev.* **117**, 536–549.
- Nunez, M. and 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.
- Nunez, M. and Oke, T. R.: 1977, 'The Energy Balance of an Urban Canyon', *J. Appl. Meteorol.* **16**, 11–19.
- Oke, T. R.: 1987, *Boundary Layer Climates*, 2nd edn., Methuen, London, 435 pp.
- Oke, T. R.: 1988, 'The Urban Energy Balance', *Prog. Phys. Geogr.* **12**, 471–508.

- Oke, T., Spronken-Smith, R., Jáuregui, E., and Grimmond, C.: 1999, 'The Energy Balance of Central Mexico City during the Dry Season', *Atmos. Environ.* **33**, 3919–3930.
- Petersen, R. L.: 1997, 'A Wind Tunnel Evaluation of Methods for Estimating Surface Roughness Length at Industrial Facilities', *Atmos. Environ.* **31**, 45–57.
- Richards, K. and Oke, T. R.: 1998, 'Dew in Urban Environments', in *Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium*.
- Ross, S. L. and Oke, T. R.: 1988, 'Tests of Three Urban Energy Balance Models', *Boundary-Layer Meteorol.* **44**, 73–96.
- Rotach, M. W.: 1995, 'Profiles of Turbulence Statistics in and above an Urban Street Canyon', *Atmos. Environ.* **29**, 1473–1486.
- Roth, M.: 1993, 'Turbulent Transport: Relationships over an Urban Surface. II: Integral Statistics', *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **119**, 1105–1120.
- Roth, M. and Oke, T.: 1993, 'Turbulent Transport: Relationships over an Urban Surface. II: Spectral Characteristics', *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **119**, 1071–1104.
- Rowley, F.B., Algren, A. B., and Blackshaw, J. L.: 1930, 'Surface Conductances as Affected by Air Velocity, Temperature and Character of Surface', *ASHRAE Trans.* **36**, 429–446.
- Rowley, F. B. and Eckley, W. A.: 1932, 'Surface Coefficients as Affected by Wind Direction', *ASHRAE Trans.* **38**, 33–46.
- Schlosser, C.A., Robock, A., Vinnikov, K., Speranskaya, N., and Xue, Y.: 1997, '18-Year Land Surface Hydrology Model Simulations for a Midlatitude Grassland Catchment in Valdai, Russia', *Mon. Wea. Rev.* **125**, 3279–3296.
- Seaman, N. L., Ludwig, F. F., Donall, E. G., Warner, T. T., and Bhumralkar, C. M.: 1989, 'Numerical Studies of Urban Planetary Boundary-Layer Structure under Realistic Synoptic Conditions', *J. Appl. Meteorol.* **28**, 760–781.
- Soux, A., Oke, T. R., and Voogt, J. A.: 1998, 'Modelling and Remote Sensing of the Urban Surface', in *Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium*.
- Sturrock, N. and Cole, R.: 1977, 'The Convective Heat Exchange at the External Surface of Buildings', *Building Environ.* **12**, 207–214.
- Taha, H.: 1999, 'Modifying a Mesoscale Meteorological Model to Better Incorporate Urban Heat Storage: A Bulk-Parameterization Approach', *J. Appl. Meteorol.* **38**, 466–473.
- Terjung, W. H. and O'Rourke, P. A.: 1980, 'Influences of Physical Structures on Urban Energy Budgets', *Boundary-Layer Meteorol.* **19**, 421–439.
- Wieringa, J.: 1993, 'Representative Roughness Parameters for Homogeneous Terrain', *Boundary-Layer Meteorol.* **63**, 323–363.





## 12.4 L'expérience CAPITOU

<sup>1</sup> CNRM-GAME, Toulouse, France

<sup>2</sup> Laboratoire d'Aérodologie, Toulouse, France

<sup>3</sup> INRA/EPHYSE, Villenave d'Ornon, France

<sup>4</sup> Univ. of Western Ontario, Canada

<sup>5</sup> Univ. of Birmingham, UK

<sup>6</sup> Univ. of British Columbia, Canada

<sup>7</sup> CNRM-GAME/Vigo University, Spain

<sup>8</sup> IRSN, France

<sup>9</sup> ONERA, Toulouse, France

## The Canopy and Aerosol Particles Interactions in TOulouse Urban Layer (CAPITOUL) experiment

V. Masson<sup>1</sup>, L. Gomes<sup>1</sup>, G. Pigeon<sup>1</sup>, C. Lioussé<sup>2</sup>, V. Pont<sup>2</sup>, J.-P. Lagouarde<sup>3</sup>, J. Voogt<sup>4</sup>, J. Salmond<sup>5</sup>, T. R. Oke<sup>6</sup>, J. Hidalgo<sup>7</sup>, D. Legain<sup>1</sup>, O. Garrouste<sup>1</sup>, C. Lac<sup>1</sup>, O. Connan<sup>8</sup>, X. Briottet<sup>9</sup>, S. Lachéradé<sup>9</sup>, P. Tulet<sup>1</sup>

With 12 Figures

Received 14 May 2007; Accepted 21 December 2007

Published online 4 December 2008 © Springer-Verlag 2008

### Summary

The CAPITOUL experiment is a joint experimental effort in urban climate, including the energetic exchanges between the surface and the atmosphere, the dynamics of the boundary layer over the city and its interactions with aerosol chemistry. The campaign took place in the city of Toulouse in southwest France, for one year, from February 2004 to February 2005. This allowed the study of both the day-to-day and seasonal variability of urban climate processes. The observational network included surface stations (meteorology, energy balance, chemistry), profilers and, during intensive observing periods, aircraft and balloons.

The urban Surface Energy Balance differs between summer and winter: in summer, the solar heat stored during the previous daytime period is enough to maintain the heat release at night, but in winter, almost all the energy comes from the anthropogenic heat released by space heating. Both processes produce the well known Urban Heat Island (UHI).

The city is shown to impact the entire boundary layer on specific days, when an urban breeze is observed. In winter-time, fog is found to be modified due to the vertical structure of the nocturnal boundary layer above the city (which is slightly unstable and not stable).

The measurements of aerosol properties in and downwind the city permitted documentation of the urban aerosol as well as the chemical transformation of these aerosols, in particular the ageing of carbonaceous aerosols during transport. The Toulouse aerosol is mainly composed of carbonaceous particles. There is important seasonal variation in the ratio of black carbon to organic carbon, in the concentration of sulfates and nitrates and in the related radiative aerosol impacts.

SF<sub>6</sub> was released as a tracer in a suburban area of Toulouse during anticyclonic conditions with weak winds. The tracer measurements show dispersion was mainly driven by the surface sensible heat flux, and was highly sensitive to the urban heat island and also to the transport of boundary layer clouds.

Modeling was fully integrated into the campaign. Surface energy balance and urban boundary layer processes have already been used to complement the analyses of the physical processes observed during the campaign. Companion papers detail most of these observation or modeling studies.

---

Correspondence: Valéry Masson, CNRM-GAME, 42 avenue G. Coriolis, 31057 Toulouse, France (E-mail: valery.masson@meteo.fr)

## 1. Introduction

Cities create their own micro- and local climates. Hence city residents are subjected to modified thermal and moisture environments as well as increased air pollution. Moreover, economic activities are concentrated in cities, so that important issues of resource use, cost and liveability are related to modified urban climates: for example the possible modification of the energy demand in terms of winter heating and of summer air-conditioning. Thus, improved knowledge of the physical and chemical processes in the urban boundary layer (UBL) is of primary importance to advance understanding of both urban climates and their impacts. Several approaches are used in the community: direct measurement, laboratory experiments, and finally modelling.

Numerous experimental campaigns have been carried out recently in urban or suburban environments. In response to societal demand, most campaigns focus on the description of air quality (e.g. MEDCAPHOT-TRACE over Athens (Klemm 1995), and ESQUIF, ESCOMPTE on Paris and Marseilles – Menut et al. 2000; Cros et al. 2004), by documenting at the regional scale the chemical emissions and pollution in the boundary layer. Knowledge of the chemical composition of urban aerosols and their related radiative impact have also been improved during these campaigns (Liousse et al. 2004; Cachier et al. 2005; Cousin et al. 2005; Mallet et al. 2005, 2006), but the coupling between aerosols and fluid dynamics was not studied.

In fact, few campaigns measure the physical, thermodynamic and even chemical processes at the urban scale. In Europe, the ESCOMPTE-UBL campaign (Mestayer et al. 2005) in and near the coastal city of Marseille (France) documented energy exchanges in a summer period (Grimmond et al. 2005), and the complex interactions between sea breezes and the urban boundary layer (Bastin and Drobinski 2005; Lemonsu et al. 2006a, b; Pigeon et al. 2006). The BUBBLE experimental campaign (Rotach et al. 2005) was conducted in Basel (Switzerland) for a period of a year. Detailed measurements were carried out within the urban canopy, providing advances to knowledge of the structure of turbulence in street canyons and on the annual cycle of the energy balance. These continuous

measurements were supplemented by urban boundary layer sampling using profilers and a tethered balloon during a month-long period of intensive observation in the summer. The combined measurements made it possible to document turbulence within the urban boundary layer. Because of the geography of the two cities – Marseille is a coastal city, Basel is located in an alpine valley – the flow within the boundary layer is mainly generated by topographic circulations (sea-breeze and slope-breeze, respectively) rather than by the city itself. A main reason for the CAPITOUL campaign was therefore to focus on a city where the flow in the atmospheric boundary layer, during anticyclonic conditions, is significantly influenced by the city itself.

In the United States, two recent field projects have examined the detailed flow characteristics in cities: URBAN 2000 in Salt Lake City (Allwine et al. 2002) and more recently Joint-Urban 2003 in Oklahoma City (Allwine et al. 2004). The principal scientific objective of these studies was to study pollutant dispersal in central city areas, in order to build modelling and intervention strategies in the event of chemical or biological terrorist attacks. These campaigns were based on passive tracers ( $\text{SF}_6$ ) released at various sites. Observations were made using surface instrumentation, remote sensing and helicopters. Modelling and data assimilation (to improve in real time the field of wind in the dispersal models) studies were also included in these campaigns.

Numerical modelling is an efficient tool for studying urban micro- and local climates for several reasons. Firstly, when coupled with experimental studies, it permits better understanding of the processes because whilst observations are limited, in space, time and the nature of the observed quantities, modelling can help to fill these gaps, through the resolution of complete physical equations. When observations are limited to a few stations or along an aircraft flight path, modelling can simulate the fuller spatial and temporal evolution of the 3D boundary layer. For example, modelling allowed Sarrat et al. (2006) to study the interaction processes between nocturnal UBL specific turbulence and Nox/Ozone chemistry. Secondly, models can be used to characterise conditions in cities other than where observations have been made (assuming

the model has been validated against such observations), in order to study the urban climates anywhere. A review of recent modelling studies of urban climate is presented by Masson (2006).

The present paper introduces an experimental campaign dedicated to the study of urban climate in Toulouse: the processes causing it, their effects, and their intra-annual variability. It is called the Canopy and Aerosols Particles Interactions in Toulouse Urban Layer (CAPITOUL) experiment. Section 2 presents the objectives, Sect. 3 outlines the experimental network and Sect. 4 summarizes some of the initial results, most being detailed in separate papers in this issue of *Meteorology and Atmospheric Physics*.

## 2. Objectives of the campaign

The CAPITOUL campaign aims to quantify the effects and causes of the interactions between the urban surface, the development and 3D-structure of the urban boundary layer (UBL) and of urban aerosols, on the scale of the city down to the scale of the districts. Unlike the BUBBLE campaign it is not the aim to document turbulence within the canopy, but rather to quantify the role of the city (by its turbulent exchanges above the urban canopy) on the UBL, and the urban-generated air circulation that develops within the UBL (both urban breeze and urban plume). The focus is on the description and analysis of the influence of the city on the boundary-layer circulations, especially during anticyclonic situations. In order to show significant urban effects on flow, the city needs to be away from areas influenced by mountain or sea-breezes. This study emphasizes description and explanation of the temporal variability of the processes during an annual cycle. It also incorporates modelling aspects, with a view to improving the research and weather forecast models for cities.

More precisely, the objectives of CAPITOUL are as follows:

### 2.1 Comprehension of urban surface – atmosphere exchanges

Energy exchanges at the surface can be written, according to Oke (1988):

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

where  $Q^*$  is the net all-wave radiation (due to both solar and infra-red radiation exchanges),  $Q_F$  is the anthropogenic heat releases related to human activities,  $Q_H$  is the turbulent flux of sensible heat between the surface and the atmosphere (by convention here  $Q_H$  positive is a gain for the atmosphere),  $Q_E$  is the turbulent flux of latent heat which is due to evaporation and condensation of water at the surface,  $\Delta Q_S$  is the net energy storage uptake by or released from surfaces (buildings, roads, soils) and  $\Delta Q_A$  is the flux related to temperature advection by the horizontal air flow below the canopy top. The advective flux can be significant in the presence of strong horizontal gradients within the boundary layer, as in the immediate vicinity of the coast (1 km) in condition of sea breeze (Pigeon et al. 2007a). Over Toulouse, advection plays a role at the scale of the whole boundary layer (it does for urban breeze or urban plume), but it does not modify the energy exchanges in and at the immediate vicinity of the canopy: these exchanges are in quasi-equilibrium with the atmospheric conditions in the inertial surface layer. In that case the energy balance reduces to:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S \quad (2)$$

The objective is to document these energy exchanges, and their causes, during an annual cycle. Some of the most interesting aspects are:

- description of the various fluxes in a variety of weather conditions, continuously over a year,
- estimation from energy consumption of anthropogenic flux  $Q_F$ , from the tower measurements
- behaviour of evaporation after rainy conditions
- modelling these fluxes

From these data, a complementary and innovative objective is to measure the turbulent processes of transfer of urban aerosols from the canopy towards the atmosphere and both their chemical composition and microphysical properties.

### 2.2 Structure and development of the urban boundary layer

A principal goal of CAPITOUL is to quantify thermodynamical processes and surface-atmosphere interactions within the UBL. The experimental design thus spatially explores the

boundary layer using aircraft-based measurements, in addition to surface measurements. Moreover, the diurnal evolution of the UBL is studied for various seasons, focusing on anticyclonic conditions with weak winds. Particular interest is focused upon:

- the structure and evolution of the Urban Heat Island (UHI) and the humidity field are measured including their intra-urban structure and the vertical structure of the nocturnal boundary layer above the city.
- the dynamic and thermodynamic impact of the city on the urban boundary layer is observed, in order to demonstrate the urban breeze system and the urban plume.
- the impact of the city on fog formation, development and dissipation, due to the additional warmth of the nocturnal boundary layer is studied. In order to do that the spatial extent of urban and rural fog and their thermodynamic characteristics are observed.

### 2.3 Transformation of urban aerosols

One of the aims of this project is therefore to better understand the links existing between the dynamic properties of the UBL on the one hand, and the chemical properties and microphysics of aerosols during their residence in the atmosphere on the other. To this end, it is essential to document correctly the way in which the pollutants are transported, mixed and aged in the UBL. This study is therefore subdivided into four aspects:

- physical-chemical characterisation of the urban aerosol. This includes the chemical speciation of the urban aerosol near the source, including the mineral and organic composition of the particles, in relation to its granulometry, optical and hygroscopic properties.
- ageing of the urban aerosol. Characterisation of urban aerosol also requires studying the evolution of their physical-chemical properties following their initial emission into the UBL.
- radiative impact of the urban aerosol. One of the greatest sources of uncertainty in the prediction of the development of the urban climate probably is that related to the uncertainties involved in estimating the radiative forcing due to aerosols. These uncertainties should be re-

duced when more precise information on the first two aspects is obtained.

- vertical transport. Vertical transport processes play an important role in both ventilating pollutants emitted at the urban surface into the atmosphere and introducing pollutants emitted aloft down into street canyons, determining not only pedestrian exposure, but also the impact of urban-based particle emissions on urban and regional climates.

### 2.4 Heterogeneity of urban surface temperatures

Urban surfaces, due to their heterogeneous structure at small-scale (the orientation and material make-up of the surfaces), warm up very differently. This induces strong spatial heterogeneity of surface temperatures (Voogt and Oke 1997, 2003). This character influences heat exchange with the atmosphere (Voogt and Grimmond 2000). Another impact is the strong directional anisotropy in the thermal infrared (TIR) which has been characterized in previous experiments in Vancouver (Voogt and Oke 1998) and Marseille in summer conditions (Lagouarde et al. 2004). TIR airborne measurements were performed over the city of Toulouse and surrounding areas during CAPITOU using two cameras with the intent (i) of documenting anisotropy in conditions not met previously in winter and at night in particular (Lagouarde and Irvine, 2008, this issue), and (ii) of to study the surface heat island.

### 2.5 Short distance dispersion

Knowledge of the dispersion of gases and particles in the atmospheric boundary layer is essential in many environmental studies. Dispersion modelling becomes a high priority in an emergency response framework when there is an accidental release: for example, the AZF explosion on September 21st 2001 in a suburban area of Toulouse. Météo-France and IRSN (Institut de Radioprotection et de Sûreté Nucléaire) are involved in the national crisis cell when an accidental release occurs. The CAPITOU campaign provides an excellent experimental setting to validate modelling systems used for emergency response of short distance (a few kilometres) contaminant dispersion, because of the availabil-

ity of a complete description of the urban surface and boundary layer thermodynamics, together with SF<sub>6</sub> passive tracer dispersion measurements. The objective is to study dispersion in the boundary layer of a suburban area, since this is where industrial activities are most often located. When the surface heat flux is large, turbulence is dominated by large eddies or thermals with scales comparable to the boundary layer depth and the sensible heat flux at the surface plays a dominant role in maintaining the turbulence structure. It is thought that it is this structure that is responsible for special dispersion patterns, as shown by laboratory experiments (Willis and Deardorff 1976).

### 3. Experimental network

#### 3.1 Measurement strategy

The CAPITOU experiment was carried out from the beginning of March 2004 to the end of February 2005 in and over the city of Toulouse (43°3' 19" N, 1°26' 34" E). The urban area covers an area approximately 20 km across and encompasses 0.9 M inhabitants. A European city of this size is considered likely to generate an urban heat island of about 8° (Oke 1987) under optimum conditions, as well as city-induced three-dimensional air flow in the boundary layer.

Toulouse was chosen for several reasons:

- the city is relatively isolated from significant relief and coastlines, so that it is not influenced by local effects of valley or sea breezes. Small hills of less than 100 m elevation are present in the south-east part of the city. The meteorology is therefore mainly controlled by the synoptic flow, so in anticyclonic conditions, urban effects such as the urban heat island, an urban plume or an urban breeze circulation can develop.
- the old downtown area, with an area of approximately 3.5 km<sup>2</sup>, is relatively homogeneous in terms the building height (approximately 20 m) and construction materials (red brick walls and tile roofs) (Fig. 1). These characteristics suggest it favours the study of turbulent transport flows for a dense downtown area.



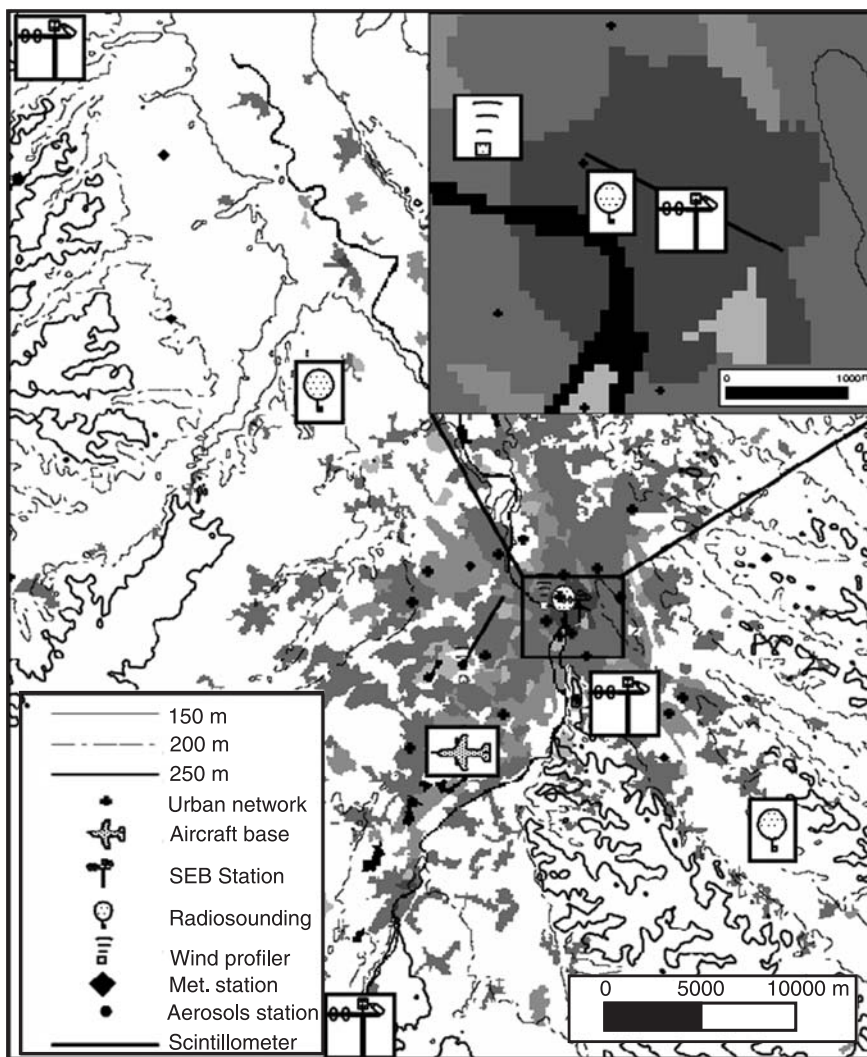
**Fig. 1.** View of Toulouse downtown roofs from the terrace of the central site

- the city has few polluting industries, the main economic activity being mainly space and aeronautics. The principal sources of air pollutants are the motor vehicle and space heating of buildings. This aids specific study of carbonaceous aerosols and sulphates. Furthermore, the relatively high insulation of the city, located in the south of France, allows us to study the impact of photochemistry on the aerosols.
- the Centre National de Recherches Météorologiques and other partners (Laboratoire d'aérodynamique, Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie and ORAMIP local air quality agency) are located in Toulouse which facilitates logistical aspects and the availability of a more comprehensive instrumentation. In particular, an instrumented aircraft is based in Toulouse, making it possible to carry out airborne measurements above the city when anticyclonic conditions appeared.

The experimental network includes fixed instrumentation that provides continuous observations and hence a complete annual time series of various processes (turbulent exchange, UHI, chemical composition of the aerosols, etc.). The measurement sites are briefly described in the Table 1 and Fig. 2. The experimental network is complemented during Intensive Observing Periods (IOPs), by airborne observations (aircraft, balloons), in order to document the three-dimensional structure of the urban boundary layer. The additional instrumentation deployed during IOPs is presented in Table 2. The 17 IOPs each lasting one or two days took place in different seasons in order to sample the annual cycle.

**Table 1.** Overview of the measurements during the one-year period of the CAPITOUL experiment. Grey shading indicates the periods when instruments are operational and data are validated

	2004												2005		
	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	01	02			
Energy fluxes (downtown)															
Energy fluxes at canyon top (downtown)															
Energy Fluxes (sub-urban)															
Energy fluxes (countryside)															
Aerosols (filters)															
Aerosols (microphysics)															
Aerosols (radiative properties)															
Aerosols (fast counters)															
Downtown Scintillometers															
Fixed IRT sensors															
Urban stations network															
Countryside met. Stations															
UHF radar, ceilometer (downtown)															
Sodar (suburban)															



**Fig. 2.** Overview of the CAPITOUL experimental network in and around the city of Toulouse

**Table 2.** list of Intensive Observing Period (IOP), describing the related main objective of the IOP (UBL: UBL structure; IRT: Infra-Red surface anisotropy; Fog: urban fog; SF<sub>6</sub>: dispersion study), as well as the extra instrumentation used. Grey indicates periods when instrumentation are operational and data validated

IOP number	1	2	3	4	5	IRT1	IRT2	IRT3	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Objective(s)	UBL	UBL SF6	UBL SF6	UBL	UBL SF6	IRT	IRT	IRT	Fog	Fog	UBL	Fog	Fog	UBL Fog	UBL	UBL	UBL IRT
date	2/3 March 2004	9/10 March 2004	26/27 June 2004	30 June 2004	1 to 4 July 2004	15 July 2004	29 Sept 2004	3/4 Oct. 2004	23/24 Nov. 2004	26 Nov. 2004	13 Dec. 2004	5 Jan. 2005	7 Jan. 2005	14 Jan. 2005	3/4 Feb. 2005	9/10 Feb. 2005	24/25 Feb. 2005
Urban RS																	
Countryside RS																	
Aircraft met.																	
Aircraft aerosols																	
Instrumented car(s)																	
Urban Aerosols																	
Urban CCN counter																	
Countryside aerosols																	
Surface SF6																	
Aircraft SF6																	
Daytime IRT flights																	
Nighttime IRT flight																	
Hand-held IRT																	

### 3.2 Year-long measurements

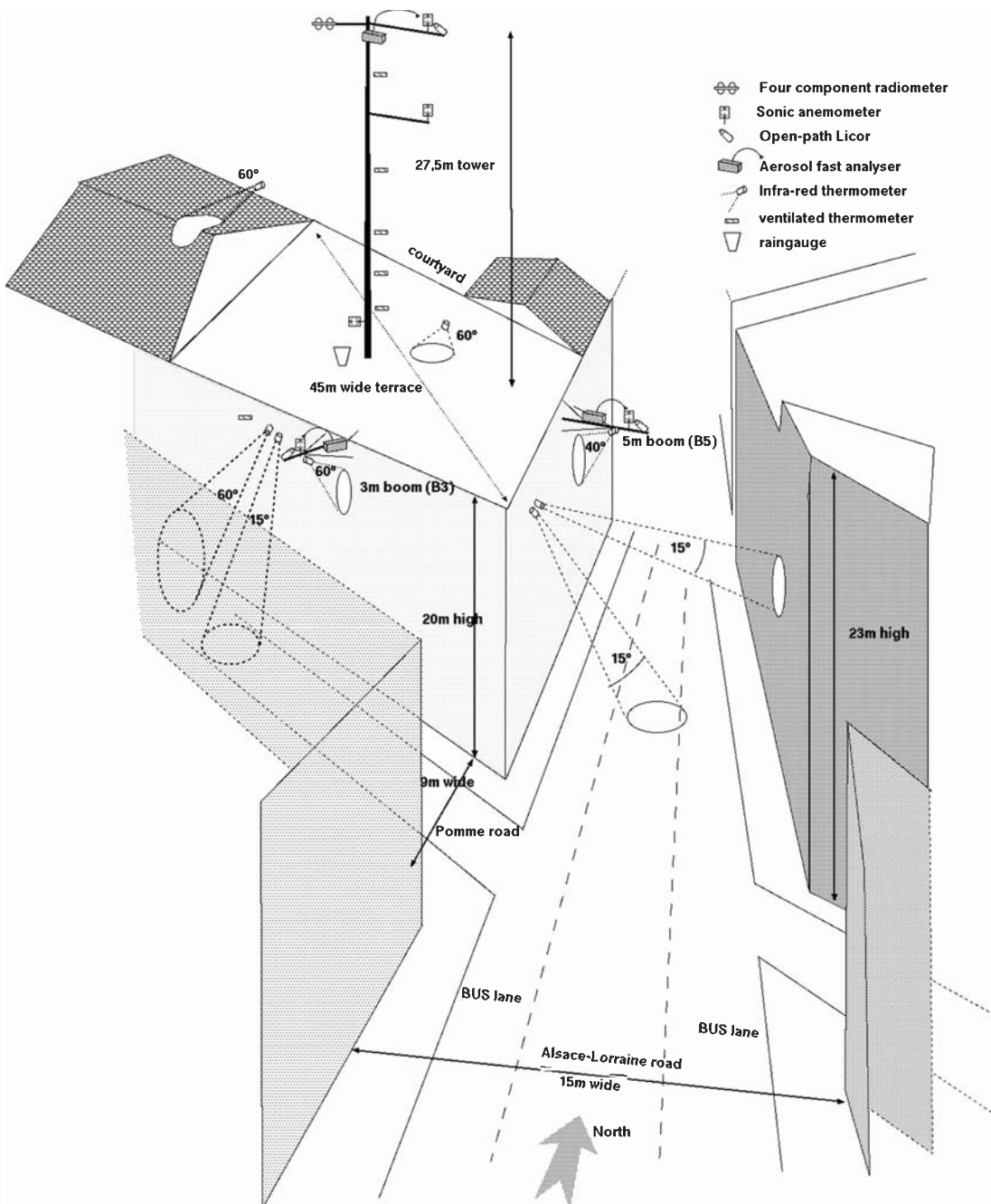
#### 3.2.1 Dense urban site

In order to document the surface-atmosphere energy exchange processes in the old downtown area of Toulouse, an observation site was installed there (schematised in Fig. 3). Sensors were mounted on a pneumatic tower (Hilomast NX30) to monitor the radiative and convective terms of the surface energy balance. The radiative fluxes were measured using radiometry and those of sensible heat, latent heat (evaporation) and carbon dioxide by eddy covariance techniques (Fig. 4 left). The base of the mast was on a roof at a height of 20 m, with the top of the mast being 47.5 m above the road. The turbulent instrumentation on the mast is described in Table 3. Six resistance thermometers (PT1000 Ohm) in Gill ventilated shields were installed at intervals up the mast. An additional temperature sensor is installed at the top of the adjacent street canyon (rue Pomme). The thermometers were calibrated to a precision of 0.1 °C. During operations the mast height was adjusted according to the wind speed: 47.5 m for winds < 70 km h<sup>-1</sup>, 38.5 m for winds 70–90 km h<sup>-1</sup>, and 26 m winds > 90 km h<sup>-1</sup> or for storm situations. Precipitation was measured by optical and tilting bucket rain-gauges. The advantage of the optical rain-gauge is that it provides good detection of the beginning and end of precipitation.

The Pomme and Alsace street canyons, adjacent to the mast site, were equipped with instrument booms which project above the street canyon. The booms were instrumented with turbulence sensors and optical particle counters (OPC model GRIMM 1.108, operating in fast-response mode to measure the 0.3–2.0 μm size fraction) (for details see Table 3). The booms extend across approximately one third of the width of the street away from the canyon wall (5 m for rue d'Alsace (Fig. 4 right) and 3 m for rue de Pomme). These two streets (aligned S–N and SE–NW) and another street (directed NE–SW) were equipped with infrared radiometers (Everest), to observe the surface radiation temperature of the vertical walls and the roads. All the instruments were sampled and recorded by two data acquisition computers (PCs) running Linux and supervised remotely using an Internet high-speed connection.

A large aperture scintillometer was operated in the city centre between March 2004 and February 2005. These instruments have shown good promise in urban areas of Tokyo (Kanda et al. 2002), Basel (Roth et al. 2006) and Marseille (Lagouarde et al. 2004). The aim was to further validate the method of using scintillometry to assess urban heat fluxes, particularly in winter conditions. The scintillometer used is an optical (0.93 μm) large aperture model (15 cm diameter) built by Wageningen University (Netherlands). The emitter and the receiver were





**Fig. 3.** Schematic view of the central site

installed on the roofs of two high buildings resulting in an average optical beam height of about 15–20 m above the mean roof level over a path length of 1832.5 m. The set-up was chosen so that the central mast site was near the middle of the optical path in order to compare sensible heat fluxes obtained by this method and by the classical eddy covariance method. Moreover, a special configuration was also installed during the first few months of the experiment: it consists

of associating one emitter with two similar receivers very close to each other to determine the transverse wind speed (Churnside 1992). The results of this configuration are also investigated.

The aerosol measurements were conducted in the city centre, on the roof of the central post office, approximately 20 m above the level of the road. An exhaustive size-resolved chemical speciation of the aerosols including mineral aerosol, organic aerosol and trace elements (Calvo



**Fig. 4.** Left: the pneumatic tower for surface energy balance observations; Right: 5 m turbulence-aerosol measurement boom at the top of Alsace-Lorraine street canyon

**Table 3.** Summary of surface energy balance measurements

	<b>Turbulence</b>	<b>Radiation</b>	<b>Temperature</b>	<b>Humidity</b>	<b>Particules</b>	<b>Precipitation</b>
City center (mast top)	Sonic Gill HS 50 Licor 7500 Grimm 1.108	CNR1 Kipp and Zonen	HMP232 Vaisala	HMP232 Vaisala	Grimm 1.108	qualimetrics and optical rain gauge ORG115
City center (mast intermediate)	Sonic Gill HS 50					
City center (mast bottom)	Young 81,000					
City center Pomme street boom	Sonic Young 81,000 Licor 7500		P 1000 Ohm		Grimm 1.108	
City center Alsace street boom	Sonic Young 81,000 Licor 7500				Grimm 1.108	
Suburban site Université	Sonic Metek USA1	Schenk	PT 100 Ohm	HMP45 Vaisala		
Paul Sabatier Rural site	Krypton KH20 Aerodynamical	Schenk	PT 1000 Ohm	HMP45 Vaisala		qualimetrics
Le Fauga Rural site	Sonic Gill R2	CNR1 Kipp and Zonen	PT 1000 Ohm	HMP45 Vaisala		qualimetrics
Saint Sardos	Krypton KH20					

et al. 2008, this issue) was established from filters in two particle size ranges (PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub>). Weekly sampling was carried out. At the same time, the total number concentration of aerosol particles with sizes ranging between a few nanometers and a few microns was measured by using a condensation particle counter (CPC model TSI 3010). The routine measurements of PM<sub>2.5</sub> and PM<sub>10</sub> made by the ORAMIP local air quali-

ty agency (<http://www.ORMIP.org>) provide further data from many other sites in Toulouse that extend the measurements made here.

### 3.2.2 Suburban site

In order to study the variability of energy exchanges in urban areas, an additional surface energy balance station was installed on a 17 m

**Table 4.** Summary of surface and mobile meteorological stations

	Temperature	Humidity	Wind	Radiation	Precipitation
Urban micro-stations network	rotronic hygroclip (2 m)	rotronic hygroclip (2 m)			
Urban micro-stations network	rotronic hygroclip (2 et 6 m)	rotronic hygroclip (2 et 6 m)			
Mondouzil	PT 1000 Ohm (2 m)	HMP45 Vaisala (2 m)	Young (10 m)	Schenk (2 m)	qualimetrics
Launac	PT 1000 Ohm (2 m)	HMP45 Vaisala (2 m)	Young (10 m)	Schenk (2 m)	qualimetrics
Auzeville	PT 1000 Ohm (2 m)	HMP45 Vaisala (2 m)	Young (10 m)		qualimetrics
Instrumented cars	PT 100 Ohm (2 m)	HMP45 Vaisala (2 m)			

high roof in a suburban area in the south-east part of Toulouse. Turbulence and radiation flux measurements were made using instruments mounted on a 10 m mast. The instrumentation is described in Table 3.

### 3.2.3 Rural sites

Toulouse is mainly surrounded by agricultural land, mostly cereal fields. Two rural sites were equipped to document the behaviour of the surface energy balance of the countryside. This was a necessary step to gauge the perturbations induced by the city compared to the rural environment. The Fauga site (Poutier et al. 2002), located 15 km to the south of Toulouse, is typical of grassland. The instrumentation at this site is described in Table 3. The Saint-Sardos site, 40 km to the NW of Toulouse (De Rosnay et al. 2006 and Table 3), was located in a maize field. These two sites were equipped to monitor soil humidity and soil temperature. Three other sites were equipped with instruments to monitor basic weather conditions (Mondouzil, Auzeville, Launac) and radiation fluxes (Table 4).

A solar photometer (CIMEL) was installed at the Fauga site as part of the AERONET/PHOTONS measurement network, to consider certain optical microphysics and properties of aerosols in the atmospheric column. This automatic photometer measures direct solar brightness at four wavelengths every 15 min in order to calculate the aerosol optical depth (AOD) and its spectral dependence (Angström coefficient). Measurement of the sky brightness also makes it possible to deduce the equivalent granulometric distribution for the atmospheric column. These parameters are used to calculate the single scattering albedo. The data are available on the site [aeronet.gsfc.nasa.gov](http://aeronet.gsfc.nasa.gov).

### 3.2.4 Mini-station network

A network of 21 temperature and humidity measurement sites is installed in various districts representative of the urban area. These stations provide continuous measurements for the duration of the experiment to aid analysis of the urban heat island and horizontal structure of the urban moisture field. Instruments were mounted 6 m above the road surface. The instrumentation is described in Table 4. A suburban site was also equipped with instruments at two levels (2 and 6 m), to consider the vertical variation of temperature and humidity.

### 3.2.5 Profilers

An UHF radar was installed in the downtown area to continuously measure the wind profile above the city. At the same site a modified ceilometer (VAISSALA CT25K) simultaneously observed the development of the boundary layer from the reflectivity of water vapour and aerosols.

### 3.2.6 Inventory of urban land use and energy use

An inventory of the energy consumption for the period of the campaign was conducted at the city scale (Pigeon et al. 2007b). This inventory takes account of releases from traffic, electricity, gas and other energy use (fuel oil, wood, coal use are minor in Toulouse). Traffic data were provided by the Transport Service of Toulouse and by the urban planning agency of Toulouse. This includes the daily traffic realised over the year by section of lane (typically 200 m). These data are available in a geographic information system (GIS). Moreover, a permanent network of 21 sensors provides hourly traffic counts, which provides the temporal variability of traffic flows.

For electricity, load carried every 10 minutes for the 14 lines serving the city were available. For gas, the daily consumption by the whole city was provided. Finally, statistical data were provided regarding consumption by other energy uses. This data set was analysed in relation to the characteristics of land use (Masséra 2005) and an inventory of energy consumption was established at a horizontal resolution of 100 m.

### 3.2.7 Laboratory analysis of the radiative properties of materials

In order to interpret the energy and atmospheric data, and to conduct the modelling, a characterisation of the building/road materials occurring in Toulouse was completed. A dedicated database was created, to give simultaneous information in three domains: a list of the main materials present in the city, the optical properties of each (spectral and directional) and their spatial variability in a given class. The spectral range covers the entire optical domain from the visible to infrared wavelengths (Briottet et al. 2006).

Measurements were conducted with an ASD spectroradiometer (400–2500 nm) at 20 cm resolution for outdoor measurements, and with a goniometer for bidirectional laboratory measurements at the same spatial resolution. A database of about 550 individual spectra was created. In the infrared domain (3–14  $\mu\text{m}$ ), a SOC 400 spectroradiometer was used at a 1.27 cm spatial resolution and a database of about 100 individual spectra was created. All spectra can be divided into 4 classical urban classes: road, pavement, paving materials used in public squares and wall. For each class, the spatial variability of urban materials has been quantified (Lachérade et al. 2005).

Furthermore, to achieve a complete material classification over an entire urban area, an airborne campaign was conducted using a high spatial (20 cm) and high spectral (eight bands) image sensor. To this aim, a new code, ICARE, was developed to estimate the ground optical properties whatever the irradiated ground conditions. This model takes into account the relief, the spatial heterogeneity of the scene and atmospheric effects (Lachérade et al. 2008, this issue).

## 3.3 Intensive observation periods

### 3.3.1 Airborne measurements

To document the urban boundary layer at fine spatial resolution, an instrumented Piper-Aztec twin-engine aircraft made flights above the Toulouse urban area. During an IOP, flights were made in the morning (i.e. at the time of boundary layer growth), and during early afternoon, at times when conditions favour development of urban effects in the boundary layer (as shown by the numerical study of Lemonsu et al. (2002) on the urban breeze on Paris). The aircraft flew flight legs at constant heights (150 m, 1100 m, 1700 m in summer; 150 m, 1100 m in winter) above the downtown area, and these were supplemented by pseudo-vertical soundings above the countryside. The length of the flight legs is approximately 100 km in the main wind direction and 50 km in the transverse direction. In this way the fields of horizontal wind (with a  $0.5 \text{ m s}^{-1}$  precision), temperature, humidity and pressure were measured at several heights in the boundary layer. Given the speed of the aircraft and the sampling frequency of 1 Hz, the spatial resolution is equivalent to about 70 m.

Aerosol measurements were also performed onboard the aircraft. These measurements together with the surface ones enable description of the development of the physico-chemical and radiative properties of aerosol according to altitude and distance from source. The airborne measurements also facilitate study of the ageing of the urban aerosol by measuring the Angström coefficient using a 3-wavelength nephelometer. Measurements of ozone and black carbon concentrations, and the aerosol particle counts, help to locate and characterize the urban plume. These data which describe the 3D-field of aerosol concentration and/or extinction also provide better input for radiative transfer studies.

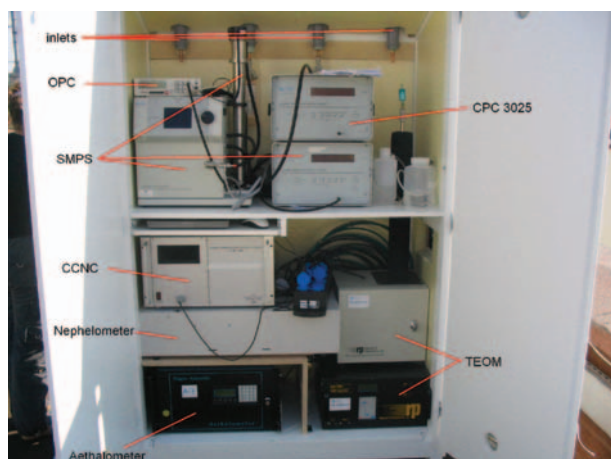
The airborne measurements are complemented by radiosoundings (Vaissala-92GPS probes), released simultaneously from two sites: a courtyard in the historical downtown area, and a rural site 20 km upstream from the downtown area (according to the wind direction, a site to the NW or the SE is used). Up to 5 urban–rural radiosounding pairs are conducted on IOP days, including night-time, dawn, morning, midday, and afternoon or evening soundings. The simul-

taneous measurement of urban and rural soundings allows quantification of (i) the daytime temperature or height difference between urban and rural boundary layers, and (ii) the nocturnal thermal structure (intensity of the inversion, height of the mixed layer downtown), intensity of the UHI with height, and the so-called “cross-over” effect (i.e., when air over the UHI during the night is colder than at the same height over the surrounding countryside).

### 3.3.2 Aerosol measurements

In the central city area, various instruments allowed us to retrieve the different aerosol properties (Gomes et al. this issue; Calvo et al. this issue). Aerosol particles were collected on filters in three size class (PM 1, PM 2.5 and PM 10) for chemical analysis of mineral, organic and trace element fractions. In addition, the mass concentration of PM 2.5 was monitored with a TEOM. The aerosol size distribution was obtained from a SMPS and an OPC for the particle size range between 15 and 600 nm and between 0.3 and 20  $\mu\text{m}$ , respectively. The optical properties (scattering and absorption) were measured by combining a nephelometer and an aethalometer. Finally, information on the hygroscopic properties of the particles also could be obtained episodically using a cloud condensation nuclei counter (Fig. 5).

During the summer IOP (25 June–10 July), a mobile laboratory instrumented for measure-



**Fig. 5.** Instruments to monitor the physical and radiative properties of the aerosols during CAPITOUL IOPs on the roof of the Toulouse central Post Office (see text for details)

ments of gases ( $\text{CO}$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ) and aerosols (filters for aerosol chemical speciation, optical counter for aerosol size and nephelometer and aethalometer for optical properties) was installed at Escalquens (SE of Toulouse), in order to study the ageing of urban aerosols downwind of Toulouse.

### 3.3.3 Instrumented vehicle

Two light vehicles were instrumented with temperature and humidity sensors in ventilated shields and to measure roadway temperature (Everest radiometer). The vehicles included a GPS to geo-locate the measurements. The instrumentation is described in Table 4.

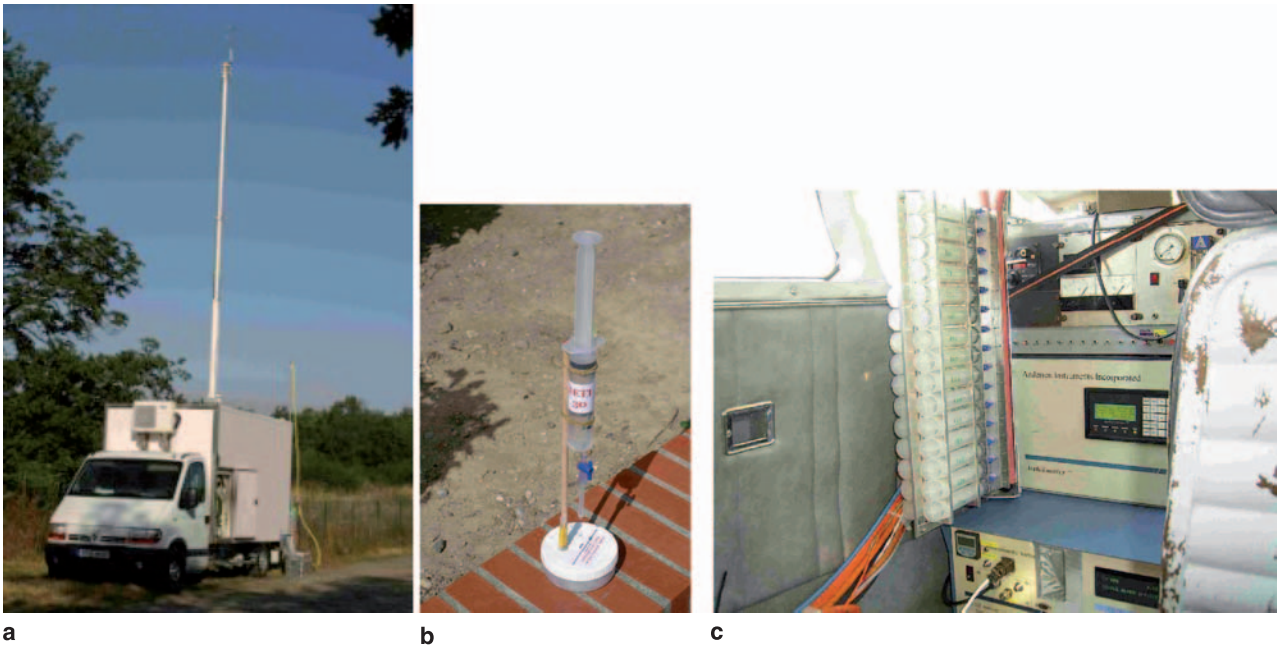
### 3.3.4 Thermal infra-red measurements

Thermal infra-red (TIR) measurements were performed using 2 TIR cameras (INFRAMETRICS M740 and FLIR SC2000), placed onboard the aircraft with backward inclinations of 10 and 50°. At the aircraft operating altitudes, the two cameras provide a spatial resolution ranging between 2 m and 6 m, and 1.5 m and 3 m, respectively. Several short flight legs at 300 m above the surface were flown in different directions centred on the city centre. In order to document the diurnal and seasonal variability of surface temperature, dedicated TIR flights were done in summer, autumn and winter, in the morning, afternoon and at night. The night-time flights are relatively novel and allow study of the impact of anthropogenic heat on surface temperature heterogeneity in winter.

Furthermore, in order to retrieve surface temperatures from the aircraft imagery, radiosoundings were done once during each flight (from the city center), and ground truth surface temperature measurements (see Sect. 3.2.1) were completed using hand-held infra-red thermometers (Minolta/Land Cyclops Compac 3 IR thermometer) on roads, walls and some roofs on several blocks in the city centre.

### 3.3.5 $\text{SF}_6$ measurements

The tracer dispersion campaign took place over 6 days of weak winds and various convective boundary layers (9–11 March and 1–3 July 2004), and included  $\text{SF}_6$  releases at ground level monitored by both surface and airborne measure-



**Fig. 6.** Instruments to measure SF<sub>6</sub> dispersion: (a) The laboratory van equipped with a telescopic 10 m mast. SF<sub>6</sub> is released at 2 m 50 of height (seen behind the van). (b) Ground sampling with a drop by drop system. (c) Aircraft rack including 30 gas syringes

ments (Lac et al. 2008, this issue). The SF<sub>6</sub> was released at ground level during the period between 1 h and 3 h, in a suburban area (Fig. 6a). Sampling took place at ground-level (20 cm) and at altitudes of 100 m and 200 m aboard the Piper-Aztec, at distances between 280 m and 5000 m from the release point. At ground-level, samples were taken from the road edges and spaced from 100 m to 200 m (Fig. 6b). The sampling system for airborne measurements consisted of a rack including 30 gas syringes (Fig. 6c). Samples were later analyzed by gas chromatography in the IRSN laboratory van (Fig. 6a). The van was also equipped with an ultrasonic anemometer on a 10 m telescopic mast, allowing measurement of the mean and fluctuating wind components, and hence turbulence intensities and fluxes (heat and horizontal momentum). The van was located at the SF<sub>6</sub> release location.

#### 4. First results

In this section are summarized the first scientific results obtained from CAPITOUL, most of them being detailed in specific papers in this special issue. The reader is invited to refer to these papers for a more complete presentation of the scientific results he/she is interested in.

##### 4.1 Intra-annual variability of the surface energy balance (SEB)

The measurements carried out in Toulouse confirm previous results performed in dense urban environments. For example, the large heat storage ( $\Delta Q_S$ ) on sunny days, makes it possible to maintain a positive sensitive  $Q_H$  heat flux during the night (BUBBLE – Rotach et al. 2005 – ESCOMPTE – Grimmond et al. 2005 – Mexico City – Oke et al. 1999). Certain aspects of the urban energy balance that are infrequently or not included in previous work were studied here. For example, the intra-annual variability of the fluxes and the simultaneous assessment of the anthropogenic heat flux from both field observations and energy consumption data.

Table 5 shows the seasonal variability of the SEB for Toulouse downtown, as measured from the tower (anthropogenic heat flux is derived from other measured quantities as explained hereafter). The most interesting thing about net radiation is wintertime: it is almost zero. The solar input is completely counterbalanced by the long-wave loss, caused by the heated surfaces. When comparing turbulent fluxes to the net radiation, as is usually done (e.g. Grimmond et al. 2005), one observes values of  $Q_H/Q^*$  larger than one for spring and autumn, and a mean-

**Table 5.** Seasonal variation of surface energy balance observed from beginning of March 2004 to end of February 2005 for the dense old core of Toulouse

SEB quantity	$Q^*$ $W m^{-2}$	$Q_F$ $W m^{-2}$	$Q_H$ $W m^{-2}$	$Q_E$ $W m^{-2}$	$Q_H/Q^*$	$Q_E/Q^*$	$Q_H/(Q^* + Q_F)$	$Q_E/(Q^* + Q_F)$
Spring	81	26	83	24	1.02	0.30	0.77	0.23
Summer	123	15	105	32	0.86	0.26	0.76	0.24
Autumn	33	42	59	16	1.78	0.49	0.78	0.22
Winter	-1	76	61	14	-119	-28	0.81	0.19

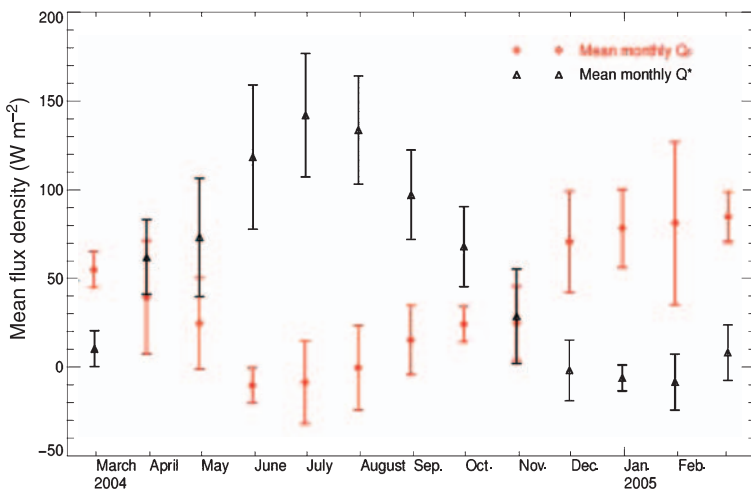
ingless value for winter. This is because another source of energy, namely  $Q_F$ , feeds the turbulent exchanges in addition to net radiation. Then, over Toulouse, the total energy is found to split as 78% into sensible heat flux and 22% into latent heat flux. This partitioning is almost constant during the whole year, with very few contrasts between the four seasons.

Over the city centre of Lodz, Poland, Offerle et al. (2006),  $Q_H$  varies between 50% and 60% of the available energy at a seasonal scale over two years. The difference could be attributed to the fact that Lodz site has more vegetated areas than Toulouse centre site (30% instead of 8%). Seasonal differences are also observed over Basel during BUBBLE (on two sites with 16% and 31% of vegetation): in winter, latent heat flux is just slightly smaller than the sensible heat flux, while in summer  $Q_H$  is twice as large as  $Q_E$  (Christen and Vogt 2004, their Fig. 10). This suggests that at the seasonal scale and for moderate climate cities, the energy partitioning variability is primarily dependant on vegetation evapotranspiration process (even in city centres), and only secondary on climatic conditions variability.

#### 4.2 Anthropogenic fluxes

The anthropogenic heat flux is first estimated from direct measurements of the SEB (at the central site). Instantaneous knowledge of the anthropogenic heat flux is not available, because only the residual, e.g.  $\Delta Q_S - Q_F$ , is known. However, Pigeon et al. 2007b show that over an extended period, the integral of storage becomes sufficiently small to be considered negligible. The monthly evolution of the anthropogenic heat flux deduced by this method is shown on Fig. 7. While the anthropogenic heat flux is around  $20 W m^{-2}$  during summertime, it increases in autumn and is a maximum in winter, reaching on average  $80 W m^{-2}$ , when space heating is important. In winter, anthropogenic heat becomes the main energy source of the urban canopy.

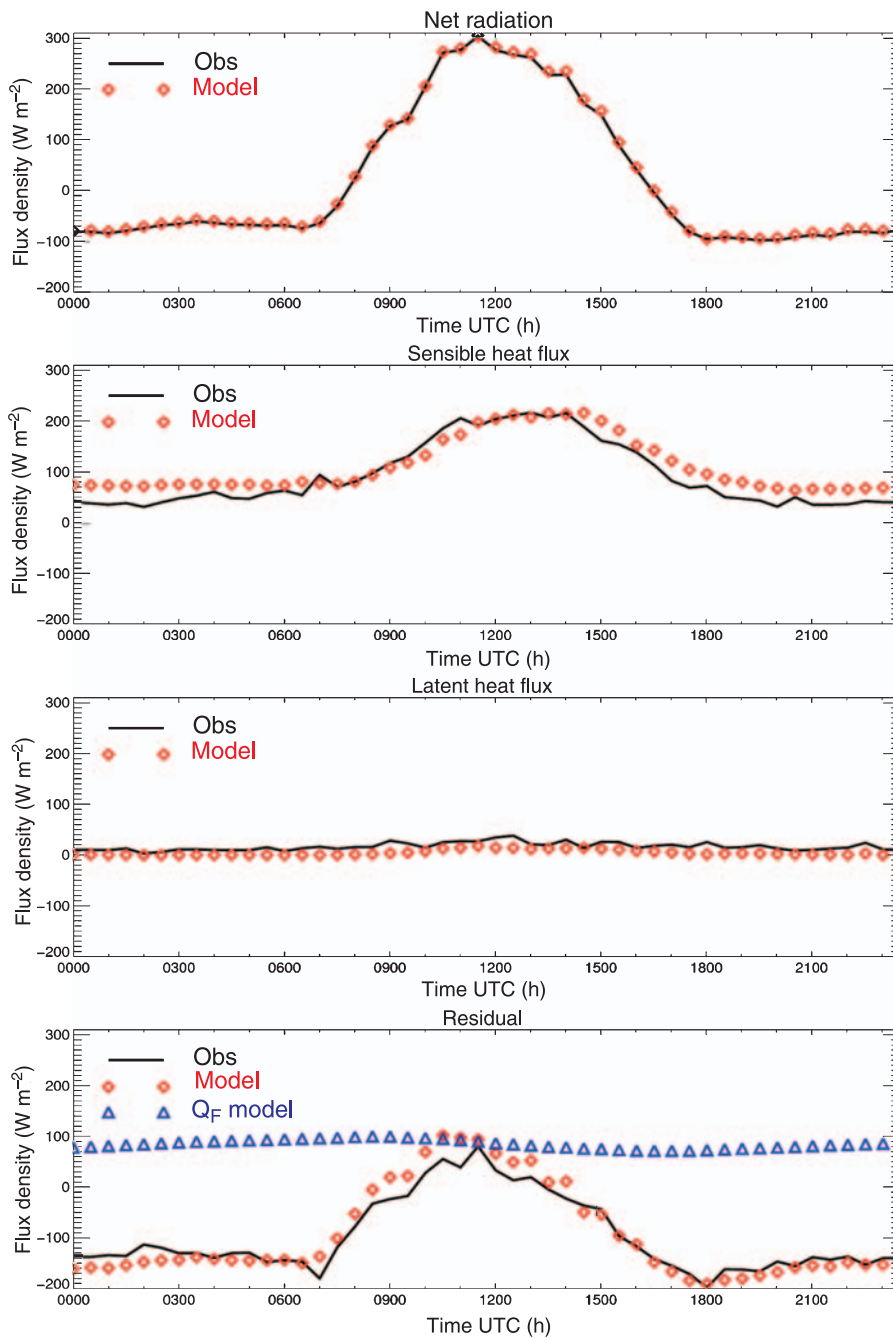
The estimation of  $Q_F$  from SEB residuals shows good agreement with the average energy consumption inventory (Pigeon et al. 2007b) for the area within a 500 m radius around the instrument tower (Table 6), and appears to reproduce the anticipated annual cycle of the anthropogenic flux.

**Fig. 7.** Annual cycle of net radiation (black) measured at the top of the central site tower, and of anthropogenic heat flux (red), estimated from the integrated residual method. Vertical bars indicate day-to-day variability

**Table 6.** Estimation of  $Q_F$  with a method based on surface energy balance observations and an inventory of energy consumption for the dense old core of Toulouse

	Winter (DJF)	Spring (MAM)	Summer (JJA)	Fall (SON)
SEB observations ( $W m^{-2}$ )	84	24	18	41
Inventory ( $W m^{-2}$ )	69	44	29	41

The energy balance measurements were used to validate the numerical Town Energy Balance (TEB) (Masson 2000; Masson et al. 2002; Lemonsu et al. 2004) urban scheme (Pigeon and 2008, this issue). The daily cycle of SEB terms computed by the model, averaged over for a 9 day cold wintertime period from 20 to 28 February 2005, are presented in Fig. 8 and compared with the observations from the tower. The diurnal cycle of the sensible heat flux is well reproduced,



**Fig. 8.** Comparison between TEB simulated and observed components of the surface energy balance. Mean diurnal cycle for the period 20–28 February 2005



with the correct intensity during the day. During the night, observations show a significant positive  $Q_H$  ( $50 \text{ W m}^{-2}$ ). This feature is specific to urban areas, and is due here to space heating. TEB reproduces the strong nocturnal sensible heat flux, although it is overestimated by  $25 \text{ W m}^{-2}$ . The simulation of the residual is correct ( $-95 \text{ W m}^{-2}$  observed,  $-92 \text{ W m}^{-2}$  modelled, see also bottom panel of Fig. 8) and the modelling of heating in TEB produces an anthropogenic heat flux as large as  $87 \text{ W m}^{-2}$ .

#### 4.3 Urban breeze circulation: observation and simulation

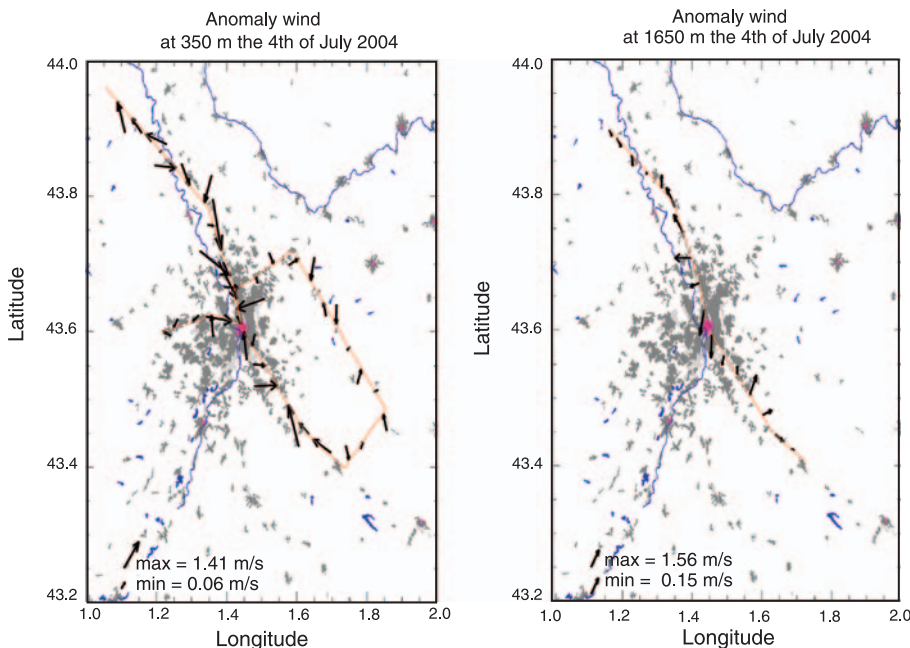
The urban breeze circulation is a concept presented by Oke (1987) by analogy with a sea or lake breeze: the thermal contrast related to differential warmth of two surfaces forms a horizontal pressure gradient that tends to produce air movement. At low level, the flow is directed from the colder towards the warmer surface, with a counter-flow forming aloft. In the case of a city, this leads to convergence at low-levels and divergence at the top of the boundary layer. This phenomenon has already been simulated (e.g. Lemonsu and Masson 2002). The airborne measurements deployed during CAPITOUL allow us to observe the characteristics of such a breeze experimentally, on the very hot summer day of July, 4th 2004 (Hidalgo et al. 2008a, this issue).

Figure 9 shows the anomaly of the wind field (in relation to the synoptic wind) measured during the afternoon by the instrumented aircraft. Convergence of a few metres per second forms at low levels (the flight altitude is 300 m), and a divergence of wind occurs at the top of the boundary layer. This breeze is created by a difference in the surface sensible heat flux of approximately  $300 \text{ W m}^{-2}$  between the city and the countryside in the afternoon, and extends horizontally to 2 to 3 times the mean size of the city.

This urban breeze episode was simulated with the MESONH model (Lafore et al. 1998) by Hidalgo et al. (2008b, this issue). Simulation reproduces the chronology and intensity of the events (UHI, diurnal heating and heat fluxes) well. The breeze is formed at the end of the morning in the model. The reproduced speeds are comparable with those of the observations. The mean vertical velocity above the city associated with this breeze reaches  $0.5 \text{ m s}^{-1}$ .

#### 4.4 Urban fog

In general previous work shows that fog is rarer in downtown environments. Radiation fog appears frequently in winter in the countryside, when surfaces and the overlying air cool during the night (Oke 1987). The fog is thus formed near the soil surface, and extends to the base of the nocturnal inversion, then thickens thereafter



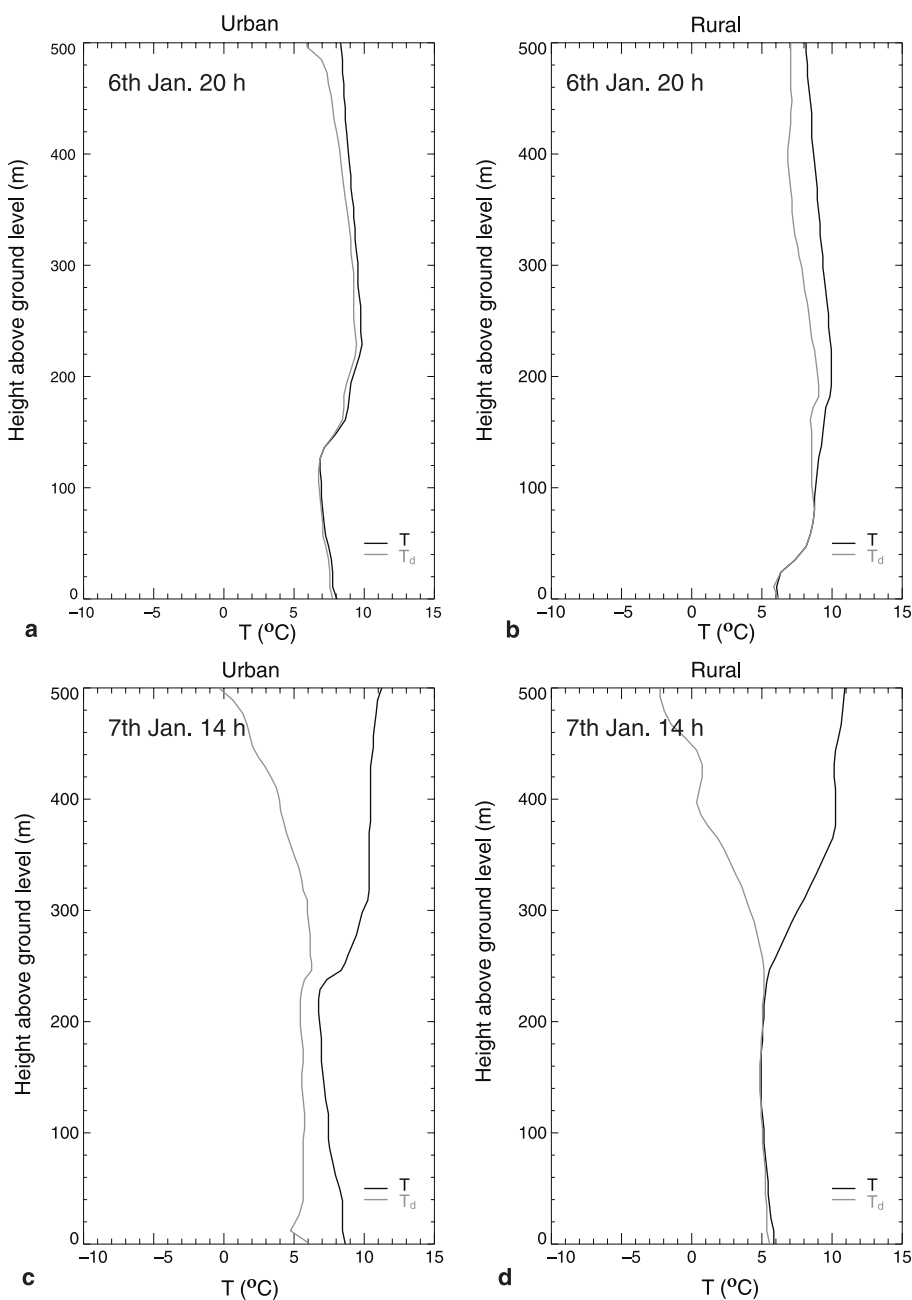
**Fig. 9.** Urban breeze during the afternoon of the 4th of July, 2004. Left: aircraft wind anomaly in the lower boundary layer (convergence). Right: aircraft wind anomaly in the entrainment zone (divergence)

by radiative cooling at the top of the fog. On the other hand, in cities the anthropogenic fluxes (winter heating) or nocturnal heat release (summertime  $\Delta Q_S$ ) produces upward sensible heat flux, forming a slightly convective layer typically 100 m–200 m deep instead of the classical nocturnal inversion.

Therefore one expects that downtown areas are characterized by fog which forms later and dissipates sooner. The CAPITOU measurements confirm these facts, but also demonstrate, in several cases of fog, a counter-intuitive phenome-

non: when urban fog does manage to form, the fog in the downtown area is thicker (in height) than in the countryside.

Figure 10 shows the radiosoundings carried out on 6th January 2005 in the evening (20 UTC) and on the afternoon of the next day (14 UTC), in the downtown area (left panel) and in the countryside (right panel). It shows that in the countryside, a temperature inversion develops in the first few tens of metres, and that fog was formed there. It thickens in the classic manner during the night, to reach its maximum height the next



**Fig. 10.** Urban fog evolution: (a) urban and (b) rural radiosoundings on the evening of 6th of January, 2005. (c) urban and (d) rural radiosoundings in the afternoon of 7 January 2005. Black line is temperature, grey line is dew point temperature

day. On the other hand, the layer of fog in downtown immediately (from 20 UTC) reaches its maximum height, yielding a fog layer 3 times thicker than that in the countryside. The hypothesis advanced to explain this, which has to be detailed by modelling, is that when humidity is sufficient, fog is formed almost everywhere in the (slightly convective) mixed nocturnal urban boundary layer (of approximately 100 m in this case). Moreover, the high concentration of urban aerosol (mainly of black carbon, see below) in the city probably plays an important role in the development and especially the dissipation of the fog.

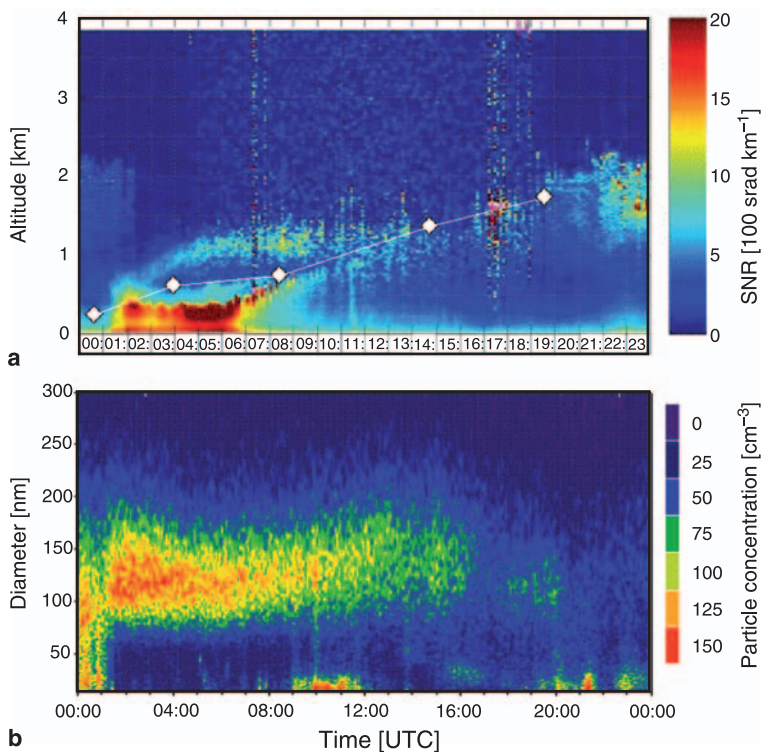
#### 4.5 New insights on urban aerosol

CAPITOUL confirms that urban aerosol is mainly composed of carbonaceous materials (BC plus OC) which is generally larger than 50% in the PM 2.5 fraction). Main influent sources are combustions: traffic and winter-time space heating. In winter, the Toulouse aerosol is enriched in ammonium nitrate due to the low ambient temperature which enhances the reaction between gas phase ammonia and nitric acid to form ammonium nitrate particles. In summer, the aerosol (crustal part plus carbonaceous part) is enriched

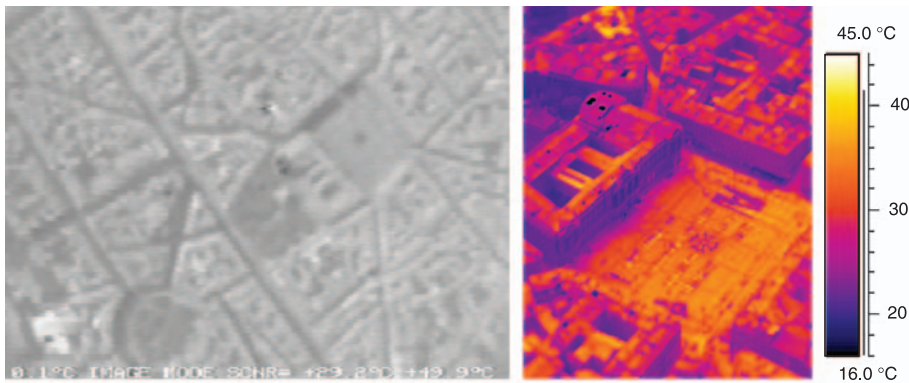
by sulphates and secondary organic aerosol due to the higher occurrence of photochemical activity. Trace element concentrations are low in Toulouse compared to the more polluted cities of Europe except for nickel and chromium (Calvo et al. 2008).

It is a current observation that the concentrations of aerosols downtown increase with the decrease of the boundary layer height (lid effect) during diurnal or seasonal cycles. The measurements of aerosol concentration compared with those of the boundary layer height from either radiosoundings or using the VAISALA ceilometer during CAPITOUL clearly show the existence of a relation between chemistry and atmospheric dynamics (Fig. 11).

CAPITOUL underlines the importance of the ratio BC/OC in the determination of the radiative impact of the aerosol. OC dominates in the accumulation mode by constituting most of the scattering component. BC, which is the most absorbing component, dominates in the ultra-fine mode and causes a sharp reduction in the value of the single scattering albedo (SSA). SSA therefore varies between 0.6 and 0.8 (diurnal average of 0.7) in this urban atmosphere, indicating an overall absorbing aerosol that is controlled by BC emissions. Additional observations allowed



**Fig. 11a.** Evolution of the boundary layer on the 27th June 2004, observed by the VAISALA modified ceilometer (color) and the radiosoundings (white diamonds). **(b)** Evolution of aerosol particles concentration per size class on the same day



**Fig. 12.** Examples of thermal images acquired over the Capitol square with the two TIR cameras: INFRAMETRICS M740, 2004 October 4, 11:11:51 UT (left) and FLIR SC2000, 2004 July 11, 13:47:23 UT (right)

us to estimate a daily direct radiative forcing for the period of June–July 2004 using a radiative transfer model (Mallet et al. 2005; Roger et al. 2006). Simulations show that aerosols significantly reduce the solar energy reaching the surface mainly by absorption of solar radiation in the atmosphere (Gomes et al. 2008, this issue). The obtained results indicate that the heating rate within the UBL is considerably enhanced with an average value of  $4.5 \text{ K day}^{-1}$  during daytime.

Particle concentrations in the  $0.3\text{--}2.0 \mu\text{m}$  size band observed at the top of the urban canopy layer follow the expected diurnal pattern in concentrations, with particle number increasing through the night to a peak during the early morning and decreasing through the afternoon period. However, comparison between two street canyons with different traffic flows, orientation and geometry shows considerable variation in particle number at the top of the urban canopy layer. In summer the concentrations of particles were highest during the day at the top of rue Alsace (due to the large volume of traffic) but at the top of the (narrow) Pomme street during the night (Salmond et al. 2006). This suggests that these (agglomeration mode) particles may have been stored within this narrow street canyon from earlier times and not efficiently vented into the atmosphere (this is confirmed by wavelet analysis of the coherent structures).

#### 4.6 Spatial, annual and diurnal heterogeneities of the surface temperature field

The aspects of the urban heat/cool island relate to average temperatures, however, spatial heterogeneity of urban surface temperatures is known to be large (Voogt and Oke 2003). Lagouarde

and Irvine (2008, this issue), analyze the directional variations in upwelling thermal infra-red radiation (anisotropy) and find a hot-spot effect of up to 5 K in the morning and 14 K in the afternoon (in winter), due to solar irradiation of the different surface facets. On winter nights, no azimuthal effect exists, as expected, but a zenithal dependence of 1 K is found between zenithal angles  $0^\circ$  and  $60^\circ$ . This dependency is due to the proportion of roof/wall seen by the sensor since the walls are warmer than the roofs, due to canyon trapping and possibly heating effects. Hand-held IR measurements show a vertical gradient of 3 K in wall temperatures at night.

These radiative heterogeneities of the urban surface, shown by the TIR data acquired during the campaign, will be modelled on a domain of approximately 1 km with the Gastellu-Etchegorry (2008, this issue) model.

#### 4.7 Evaluation of dispersion modelling

Despite the fact that  $\text{SF}_6$  releases were released in the same area and under almost the same meteorological conditions (convective conditions and same strength and direction of the wind), tracer measurements show the plume behaves differently from inhomogeneous turbulence (Lac et al. 2008, this issue). The dispersion appears to be mainly driven by the surface turbulent sensible heat flux that in turn is strongly sensitive to the time of day or to the transport induced by boundary layer clouds.

The dispersion modelling system PERLE, which is dedicated to operational emergency use in case of accidental release, has been evaluated with data from the  $\text{SF}_6$  CAPITOUL campaign. PERLE is based on the meso-scale

model MESO-NH, running at 2 km horizontal resolution, together with the Lagrangian stochastic model SPRAY. MESO-NH applied to the CAPITOUL SF<sub>6</sub> IOPs demonstrates an ability to supply realistic meteorological and turbulent fields to the dispersion model at this resolution. The urban surface scheme TEB strongly influences the structure of the ABL by reproducing the UHI. SPRAY then correctly predicts the general behaviour of the contaminant plume, the spatial distribution and location of concentration maxima in a coherent way using the meteorological and turbulent input fields. The main discrepancy between observation and measurement concerns the lateral spread of the plume, which is systematically underestimated under strongly unstable conditions. The diagnostic formulation of the standard deviation of the turbulent velocity components, which is based on the isotropic turbulence assumption, seems to be partially responsible for the lack of agreement. Different ways to improve performance are to be investigated.

## 5. Conclusions

The CAPITOUL campaign aimed to describe interactions between an urban surface, atmospheric circulations in the ABL (including the urban breeze circulation, fog and dispersion) and aerosols. The campaign took place over the city of Toulouse (in the southwest of France) for a whole year in order to detail seasonal variability of the physical and chemical processes under study.

The comprehensive nature of the observation campaign generated preliminary results concerning a wide range of urban climate questions. CAPITOUL confirms some results from previous studies. Examples are the importance of sensible heat storage in the urban surface energy budget and the large quantity of BC observed during diurnal pollution peaks. CAPITOUL also improved knowledge of several UBL processes and phenomena:

- A method to assess the anthropogenic heat flux using standard SEB measurements was developed (Pigeon et al. 2007b), and tested against heat inventories. Even for a city within a maritime temperate climate such as Toulouse, wintertime space heating produces a large anthropogenic heat flux, which becomes the main energy input of the canopy in winter. The modelling of the anthropogenic heat flux by TEB has also been validated (Pigeon et al. 2008).
- An urban breeze circulation was observed on a warm summer day (Hidalgo et al. 2008a). While the city air is colder than that of the countryside in the morning, the sensible heat flux becomes larger during the afternoon ( $300 \text{ W m}^{-2}$  in the city, almost zero in the countryside), leading to the urban breeze circulation. Aircraft measurements show that an urban breeze starts in early afternoon, with convergence at low levels (with convergent winds between  $1$  and  $2 \text{ m s}^{-1}$ ), and divergence in the upper BL and the entrainment zone. This episode has been successfully simulated by Hidalgo et al. (2008b).
- Urban fog observations were puzzling. Urban fog develops later than in the countryside and dissipates sooner, as expected, but when present the layer is deeper over the city. An hypothesis to explain this is that in contrast to the stable nocturnal in the rural surroundings, over the city the BL is mixed through a depth of more than 100 m due to urban warmth and mixes the fog through the whole layer.
- An increase of the relative abundance of black carbon in the ultra-fine mode causes a decrease of the single scattering albedo of aerosols from 0.9 to 0.5, which can lead to a diurnal average heating value of  $4.5 \text{ K day}^{-1}$  in the UBL (Calvo et al. 2008; Gomes et al. 2008). There was a strong link between the UBL height and aerosol concentration. Wavelet analysis of turbulent aerosol measurements showed that both the shape of the canyon and season influence aerosol venting out of (or into) canyons. This strong seasonal variability was also observed in the chemical speciation of the aerosol, throwing into relief the influence of various dominant sources (Calvo et al. 2008).
- Previous findings of the variability of urban surface temperature and thermal anisotropy were confirmed during daytime. The first observations of nocturnal thermal anisotropy were conducted (Lagouarde and Irvine 2008). No azimuthal anisotropy was found at night, but there is a zenithal dependence. This can be

linked to the fraction of roofs viewed and to the vertical gradient of wall surface temperatures.

- In-situ and aircraft SF<sub>6</sub> tracer measurements in and over a suburban area show the plume to behave differently relative to inhomogeneous thermally-driven turbulence (Lac et al. 2008). The data were used to validate a coupled meteorology-dispersion model used in emergency response cases.

Data from the CAPITOUL campaign are available to the scientific community on the campaign web site (<http://medias.cnrs.fr/capitoul>). Hence any interested scientist can use this unique coupled energetics/dynamics/aerosols dataset in order to improve knowledge of urban climate.

### Acknowledgements

Funding for this research was provided by Météo France and GAME, Région Midi-Pyrénées, the Natural Environment Research council (NERC) of UK, the Natural Sciences and Engineering Council of Canada (NSERC) and IRSN. 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 land-cover in Toulouse was performed by Stéphane Mahsera (student at ENSG) from original data provided by Serge Lasgouzes (GIS Service, Mairie de Toulouse) and Claude Bonrepos (Service Urbanisme, Mairie de Toulouse).

Thanks to M. Rey from ORAMIP for the collection of the filters during the EOP.

Thanks to Mr Brossard and Beaurain from the Monoprix group and Mr Durand from LRMD for providing the Monoprix supermarket roof for the dense urban site access. Thanks to Mr Bricourt from central Poste Office of Toulouse for the aerosol site.

### References

- Allwine JK, Shinn JH, Streit GE, Clawson KL, Brown M (2002) Overview of URBAN 2000. *Bull Am Meteorol Soc* 83: 521–36
- Allwine KJ, Leach MJ, Stockham LW, Shinn JS, Hosker RP, Bowers JF, Pace JC (2004) Overview of joint urban 2003 – An atmospheric dispersion study in Oklahoma City, Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone Symposium, 84th AMS Annual Meeting, Seattle WA, USA
- Bastin S, Drobninski P (2005) Temperature and wind oscillations along a gentle slope during sea-breeze events. *Bound Layer Meteorol* 114: 573–94
- Briottet X, Lachéradé S, Pallotta S, Miesch C, Tanguy B, Le Men H (2006) Acquisition and analysis of a spectral and bidirectional database of urban materials over Toulouse (France), SPIE Defense and Security Symposium, Targets and Backgrounds XII: Characterization and Representation Conference – SPIE 6239-29, 17–21 April 2006, Orlando (Kissimmee), Florida, USA
- Cachier H, Aulagnier F, Sarda R, Gautier F, Masclet P, Besombes J-L, Marchand N, Despiau S, Croci D, Mallet M, Laj P, Marinoni A, Deveau P-A, Roger J-C, Putaud J-P, Van Dingenen R, Dell'Acqua A, Viidanoja J, Martins-Dos Santos S, Lioussé C, Cousin F, Rosset R (2005) Aerosol studies during the ESCOMPTE Experiment: an overview. *Atmos Res* 74(1): 547–63
- Calvo AI, Pont V, Lioussé C, Dupré B, Mariscal A, Zouiten C, Gardrat E, Castera P, Lacaux CG, Castro A, Fraile R (2008) Chemical composition of urban aerosols in Toulouse, France during CAPITOUL experiment. *Meteorol Atmos Phys* 102: 307–23
- Christen A, Vogt R (2004) Energy and radiation balance of a central European city. *Int J Climatol* 24: 1395–421
- Churnside JH (1992) Wave propagation in random media (scintillation). *Congress Optical Remote Sensing*. Seattle WA, USA. 1993, pp. 235–47 [Note(s): XII, 487 p.] (24 ref.), ISBN 0-8194-1062-4
- Cousin F, Lioussé C, Cachier H, Bessagnet B, Guillaume B, Rosset R (2005) Aerosol modelling and validation during ESCOMPTE 2001. *Atmos Environ* 39: 1539–50
- Cros B, Durand P, Prejafon E, Kottmeier C, Perros PE, Peuch V-H, Ponche J-L, Robin D, Saïd F, Toupance G, Worthan H (2004) the ESCOMPTE Program: an overview. *Atmos Res* 69(3–4): 241–79
- De Rosnay P, Jean-Christophe C, Yann K, Jean-Pierre W, Francois L, Maria JE, Munoz SJ, Kauzar S, Joel B, Gilles B, Laurent C, Guy C, Gerard D, Roger D, Nour EDF, Francis F, Joost H, Alain K, Francois L, David S, Philippe W, SMOSREX (2006) A long term field campaign experiment for soil moisture and land surface processes remote sensing. *Remote Sens Environ* 102(3–4): 377–89
- Gastellu-Etchegorry JP (2008) 3D modeling of satellite spectral images, radiation budget and energy budget of urban landscapes. *Meteorol Atmos Phys* 102: 187–207
- Gomes L, Mallet M, Roger JC, Dubuisson P (2008) Effects of the physical and optical properties of urban aerosols measured during the CAPITOUL summer campaign on the local direct radiative forcing. *Meteorol Atmos Phys* 102: 289–306
- Grimmond CSB, Salmond JA, Oke TR, Offerle B, Lemonsu A (2005) Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: heat, mass (water, carbon dioxide) and momentum. *JGR-Atmospheres*, 109, D24, D24101, 19 pp; DOI: 10.1029/2004JD004936
- Hidalgo J, Pigeon G, Masson V (2008a) Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: observational data analysis approach. *Meteorol Atmos Phys* 102: 223–41
- Hidalgo J, Masson V, Pigeon G (2008b) Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: numerical simulations. *Meteorol Atmos Phys* 102: 243–62
- Kanda M, Moriwaki R, Roth M, Oke TR (2002) Area-averaged sensible heat flux and a new method to determine

- zero-plane displacement over an urban surface using scintillometry. *Bound Layer Meteorol* 105: 177–93
- Klemm O (1995) Transport and distribution of air pollutants in Athens (Greece), Aircraft measurements during MEDCAPHOT-TRACE. In: Moussiopoulos N et al. (eds) *Air pollution III*, vol. 3: Urban Pollution, Computational Mechanics Publication, pp. 161–68. Southampton
- Lac C, Bonnardot F, Camail C, Connan O, Maro D, Hebert D, Rozet M, Pergaud J (2008) Evaluation of a mesoscale dispersion modelling tool during the CAPITOUL experiment. *Meteorol Atmos Phys* 102: 263–87
- Lachérade S, Miesch C, Briottet X, Le Men H (2005) Spectral variability and bidirectional reflectance behaviour of urban materials at a 20 cm spatial resolution in the visible and near-infrared wavelength. A case study over Toulouse (France); *IJRS Lett* 26(17): 3859–66
- Lachérade S, Miesch C, Boldo D, Briottet X, Valorge C, Le Men H (2008) ICARE: a physically-based model to correct atmospheric and geometric effects from high spatial and spectral remote sensing images over 3D urban areas. *Meteorol Atmos Phys* 102: 209–22
- Lafore J-P, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Hereil P, Mascart P, Masson V, Pinty J-P, Redelsperger J-L, Richard E, Vila-Guerau de Arellano J (1998) The Méso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation. *Ann Geophys* 16: 90–109
- Lagouarde J-P, Irvine M (2008) Directional anisotropy in thermal infrared measurements over Toulouse city centre during the CAPITOUL measurement campaigns: first results. *Meteorol Atmos Phys* 102: 173–85
- Lagouarde J-P, Moreau P, Irvine M, Bonnefond J-M, Voogt J, Solice F (2004) Airborne experimental measurements of the angular variation in surface temperature over urban areas: case study of Marseille (France). *Remote Sens Environ* 37(5): 2508–17
- Lagouarde J-P, Irvine M, Bonnefond J-M, Grimmond CSB, Long N, Oke TR, Salmond JA, Offerle B (2006) Monitoring the sensible heat flux over urban areas using large aperture scintillometry: case study of Marseille city during the ESCOMPTE experiment. *Bound Layer Meteorol* 118(3): 449–76
- Lemonsu A, Masson V (2002) Simulation of a summer urban Breeze over Paris. *Bound Layer Meteorol* 104: 463–90
- Lemonsu A, Grimmond CSB, Masson V (2004) Simulation of the energy budget of an old mediterranean city core. *J Appl Meteor* 43: 312–27
- Lemonsu A, Bastin S, Masson V, Drobinski P (2006a) Stratification of the urban boundary layer of marseille under sea-breeze condition: joint analysis of doppler lidar and numerical simulations. *Bound Layer Meteorol* 118: 477–501
- Lemonsu A, Masson V, Pigeon G, Moppert C (2006b) Sea-town interactions over marseille: 3D urban boundary Layer and thermodynamic fields near the surface. *Theor Appl Climatol* 84(1–3): 171–8
- Lioussé C, Michel C, Bessagnet B, Cachier H, Rosset R (2004) 0D-Modelling of carbonaceous aerosols over greater Paris focusing on the organic particle formation. *J Atmos Chem* 51: 207–21
- Mallet M, Pont V, Lioussé C (2005) Modelling of strong heterogeneities in aerosol single scattering albedos over a polluted region. *Geophys Res Lett* 32: L09807
- Mallet M, Pont V, Lioussé C, Roger JC, Dubuisson P (2006) Simulation of aerosol radiative properties with the ORISAM-RAD model during a pollution event (ESCOMPTE 2001). *Atmos Environ* 40(40): 7696–705; DOI: 10.1016/j.atmosenv.2006.08.031
- Massera S (2005) Exploitation d'une base de données urbaines en vue d'extraire des paramètres utiles aux modèles météorologiques. Technical report, in french, Meteo France, available on request from the authors
- Masson V (2000) A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound Layer Meteorol* 94: 357–97
- Masson V (2006) Urban surface modelling and the meso-scale impact of cities. *Theor Appl Climatol* 84: 35–45
- 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 Meteor* 41: 1011–26
- Mestayer P, Durand P, Augustin P, Bastin S, Bonnefond J-M, Bénech B, Campistron B, Coppalle A, Delbarre H, Dousset B, Drobinski Ph, Druilhet A, Fréjafon E, Grimmond S, 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, Pigeon G, Puygrenier V, Roberts S, Rosant J-M, Saïd F, Salmond J, Talbaut M, Voogt J (2005) The urban boundary layer field experiment over marseille UBL/CLU-escompTE: experimental set-up and first results. *Bound Layer Meteorol* 114: 315–65
- Menut L, Vautard R, Flamant C, Abonne C, Beekmann M, Chazette P, Flamant PH, Gombert D, Guédalia D, Kley D, Lebevre M-P, Lossec B, Martin D, Mégie G, Sicard M, Perros P, Toupance G (2000) Measurement and modelling of atmospheric pollution over the Paris area: The ESQUIF Project. *Ann Geophys* 18: 1467–81
- Offerle B, Grimmond CSB, Fortuniak K, Klysik K, Oke TR (2006) Temporal variations in heat fluxes over a central European city centre. *Theor Appl Climatol* 84: 103–15
- Oke TR (1987) *Boundary layer climates*, 2nd edn. Methuen, London, 435 pp
- Oke TR (1988) *The urban energy balance*. *Prog Phys Geog* 12: 471–508
- Oke TR, Spronken-Smith RA, Jauregi E, Grimmond CSB (1999) The energy balance of central Mexico City during the dry season. *Atmos Environ* 33: 3919–30
- Pigeon G, Lemonsu A, Barrié J, Durand P, Masson V (2006) Urban surface network in a coastal city: network optimization using numerical simulations and analyses of urban thermodynamic island. *Bound Layer Meteorol* 120: 315–51
- Pigeon G, Lemonsu A, Grimmond C, Durand P, Thouron O, Masson V (2007a) Divergence of turbulent fluxes in the surface layer: case of a coastal city. *Bound Layer Meteorol* 124: 269–90; DOI: 10.1007/s10546-007-9160-2

- Pigeon G, Legain D, Durand P, Masson V (2007b) Anthropogenic heat release in an old European city (Toulouse, France). *Int J Climatol* 27(14): 1969–81
- Pigeon G, Moscicki MA, Voogt JA, Masson V (2008) Simulation of fall and winter surface energy balance over a dense urban area using the TEB scheme. *Meteorol Atmos Phys* 102: 159–71
- Poutier L, Briottet X, Serrot G, Miesch C, Coret L, Malaplate A, Lemaître F, Dedieu G, Demarez V, Kerr Y, Marty G, Lavenu F, Calvet JC, Fritz N, Stoll MP, Nerry F, Barillot P (2002) PIRRENE: a multidisciplinary research program about field radiometry. *Int Symp OPTRO' 2002-AAAF*, Paris, France, January 2002
- Roger JC, Mallet M, Dubuisson P, Cachier H, Vermote E, Dubovik O, Despiou S (2006) A synergetic approach for estimating the local direct aerosol forcing during the ESCOMPTE campaign. *J Geophys Res* 111: D13208; DOI: 10.1029/2005JD006361
- Rotach MW, Vogt R, Bernhofer D, Batchvarova E, Christen A, Clappier A, Feddersen B, Gryning S-E, Martucci G, Mayer H, Mitev V, Oke TR, Parlow E, Richner H, Roth M, Roulet Y-A, Ruffieux D, Salmond J-A, Schatzmann M, Voogt JA (2005) BUBBLE – an Urban Boundary Layer Meteorology Project. *Theor Appl Climatol* 81: 231–61; DOI: 10.1007/s00704-004-0117-9
- Roth M, Salmond JA, Satyanarayana ANV (2006) Methodological considerations regarding the measurement of turbulent fluxes in the urban roughness sublayer: the role of scintillometry. *Bound Layer Meteorol* 121: 351–75
- Salmond J, Pigeon G, Legain D, Masson V (2006) Vertical transport of pollutants at night in Toulouse, France, 6th International Conference on Urban Climate, Göteborg, Sweden
- Sarrat C, Lemonsu A, Masson V, Guédalia G (2006) Impact of urban heat island on regional atmospheric pollution. *Atmos Environ* 40: 1743–58
- Steyn DG (2003) Scaling the vertical structure of sea breezes revisited. *Bound Layer Meteorol* 107: 177–88
- Voogt JA, Grimmond CSB (2000) Modeling surface sensible heat flux using surface radiative temperatures in a simple urban area. *J Appl Meteor* 39(10): 1679–99
- Voogt JA, Oke TR (1997) Complete urban surface temperature. *J Appl Meteor* 36: 1117–32
- Voogt JA, Oke TR (1998) Effects of urban surface geometry on remotely-sensed surface temperatures. *Int J Remote Sens* 19: 895–920
- Voogt JA, Oke TR (2003) Thermal remote sensing of urban climates. *Remote Sens Environ* 86: 370–84
- Willis GE, Deardorff JW (1976) A laboratory model of diffusion into the convective planetary boundary layer. *Quart J Roy Meteor Soc* 102: 427–45



## 12.5 Le schéma de couche limite de surface

## Including Atmospheric Layers in Vegetation and Urban Offline Surface Schemes

VALÉRY MASSON AND YANN SEITY

*CNRM/GAME, Toulouse, France*

(Manuscript received 31 August 2007, in final form 23 January 2009)

### ABSTRACT

A formulation to include prognostic atmospheric layers in offline surface schemes is derived from atmospheric equations. Whereas multilayer schemes developed previously need a complex coupling between atmospheric-model levels and surface-scheme levels, the coupling proposed here remains simple. This is possible because the atmospheric layers interacting with the surface scheme are independent of the atmospheric model that could be coupled above. The surface boundary layer (SBL; both inside and just above the canopy) is resolved prognostically, taking into account large-scale forcing, turbulence, and, if any, drag and canopy forces and surface fluxes. This formulation allows one to retrieve the logarithmic law in neutral conditions, and it has been validated when coupled to a 3D atmospheric model. Systematic comparisons with 2-m observations and 10-m wind have been made for 2 months. The SBL scheme is able to model the 2-m temperature accurately, as well as the 10-m wind, without any use of analytical interpolation. The largest improvement takes place during stable conditions (i.e., by night), during which analytical laws and interpolation methods are known to be less accurate, and in mountainous areas, in which nocturnal low-level flow is strongly influenced by surface cooling. The prognostic SBL scheme is shown to solve the nighttime physical disconnection problem between surface and atmosphere models. The inclusion of the SBL into the urban Town Energy Balance scheme is presented in a paper by Hamdi and Masson in which the ability of the method to simulate the profiles of both mean and turbulent quantities from above the building down to the road surface is shown using data from the Basel Urban Boundary Layer Experiment (BUBBLE). The proposed method will allow the inclusion of the detailed physics of the multilayer schemes (e.g., the interactions of the SBL flow with forest or urban canopy) into a single-layer scheme that is easily coupled with atmospheric models.

### 1. Introduction

Surface–atmosphere exchanges, mainly momentum, water, and heat surface fluxes, drive the boundary layer evolution and influence the formation of low-level clouds and more generally the synoptic flows and climate system. The modeling of these fluxes is performed by specific surface schemes: soil–vegetation–atmosphere transfer schemes for vegetation [Chen et al. (1997) review the vegetation schemes used in the intercomparison exercise on the Cabauw, Netherlands, grass site], urban schemes for cities [see a review in Masson (2006)], or schemes dedicated to sea or ice surfaces. The degree of complexity of these schemes is wide. The simplest models are bucket models (e.g., Manabe 1969; Robock et al. 1995), with only one water reservoir in the

soil. Next are the so-called big-leaf models (Deardorff 1978; Noilhan and Planton 1989), with only one surface energy balance and no canopy. The more detailed schemes have several layers in the soil, several energy budgets (low vegetation, snow, and a tree canopy), and photosynthesis production to simulate the carbon cycle (Simon et al. 2005). The same degree of variability exists in the complexity of the physical processes described in urban schemes (Masson 2006).

However, this paper will not discuss the complexity of the physical and physiological processes of the soil or plants in these schemes. The topic of this paper is to discuss the coupling of surface schemes to atmospheric models. Independent of the complexity of the processes, two coupling methods are usually used (Fig. 1): single-layer and multilayer coupled schemes.

Single-layer coupled schemes are surface schemes that are forced by only one atmospheric layer (i.e., the lowest atmospheric layer of an atmospheric model, as in Fig. 1b). The surface schemes respond to atmospheric

---

*Corresponding author address:* Valéry Masson, CNRM/GAME, 42 av Coriolis, 31057 Toulouse, France.  
E-mail: valery.masson@meteo.fr

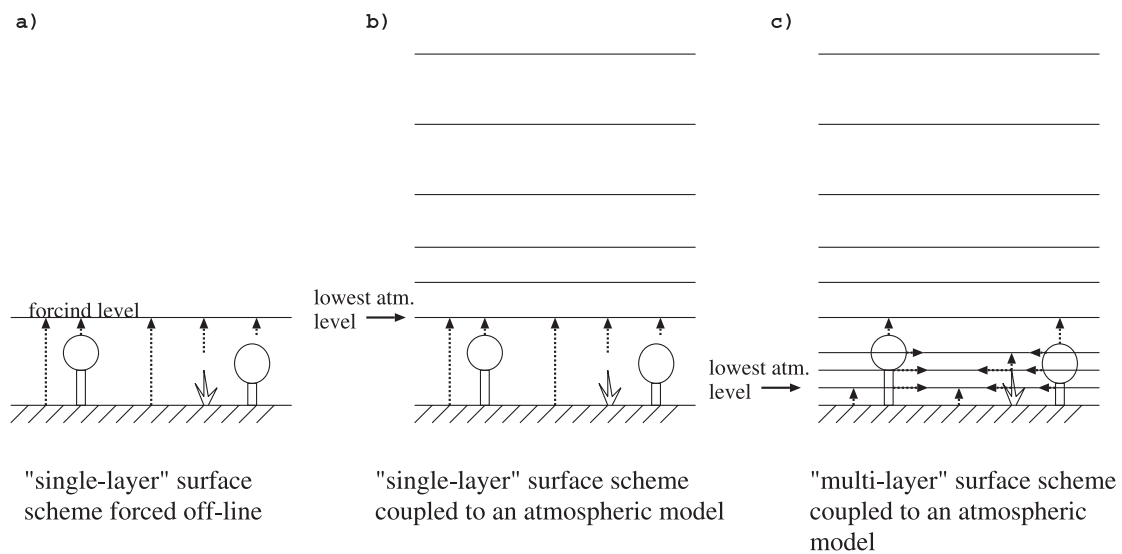


FIG. 1. Schematic view of surface scheme coupling: (a) single-layer surface scheme forced offline, (b) single-layer surface scheme forced by an atmospheric model, and (c) multilayer scheme forced by an atmospheric model. Dotted arrows show the interactions between surface and coupling/atmospheric forcing with the forcing level [in (a)], with the lowest atmospheric level [in (b)], and with all levels intersecting the canopy [in (c)].

variables at this level (temperature, wind, humidity, incoming radiation, etc.), and they produce averaged upward turbulent fluxes and radiative quantities (albedo, emissivity, and surface temperature). Note that this level is physically supposed to be high enough above the surface to be in the inertial sublayer (or constant flux layer), with most schemes using Monin–Obukhov theory to parameterize turbulent fluxes. These exchanges have been normalized in the Assistance for Land Surface Modeling Activities (ALMA) norm (Best et al. 2004; Polcher et al. 1998).

Because of the simplicity of this type of coupling, these surface schemes can be used offline (e.g., forced directly by observations; Fig. 1a), so that they can be used for a wide range of applications (e.g., hydrology). All of the schemes presented in the offline intercomparison by Chen et al. (1997) are single-layer schemes. These schemes can have a separate modeling of the soil and of the canopy, but the coupling with the atmosphere is always done at a forcing level above the canopy. The link between the forcing level and the soil/canopy to compute energy fluxes is usually done using systems of aerodynamical/stomatal resistances [as in Deardorff (1978)] that may depend on many factors, such as plant stress or atmospheric stability.

Multilayer coupled schemes are schemes that are coupled with several atmospheric levels (Fig. 1c). They interact not by surface fluxes (except for the lowest level), but directly throughout the prognostic-variable equations of the atmospheric model at each level. For example, drag forces by the obstacles (trees or build-

ings) will slow the wind and increase the turbulence, and heat (water) fluxes by these obstacles will produce differential heating (moistening) between the levels. Xinmin et al. (1999) use such a scheme coupled inline to a planetary boundary layer model to study the influence of the tree density in a forest on the air characteristic within the canopy at day and at night. Simon et al. (2005) recently built a multilayer scheme to describe precisely the water and carbon dioxide fluxes inside the Amazonian forest. For building canopies, Martilli et al. (2002), Coceal and Belcher (2004), and Kondo et al. (2005) present examples of multilayer schemes. The drawback of this high-resolution description of the atmospheric processes is an intimate coupling of the surface scheme and the atmospheric model. Furthermore, because atmospheric layers are thin near the surface (depth on the order of 1 m) so as to finely describe the air profile in the surface boundary layer (SBL), the time step of the atmospheric model must usually be much smaller to ensure numerical stability.

Such schemes are used when one wants to describe very finely the interaction between the atmosphere and the surface features. For example, low vegetation and soil will interact with air temperature near the surface (say at 1 m) while tree leaves exchange temperature and humidity with higher-level air (with other temperatures and humidity). This therefore allows a priori better simulation of the physical and physiological processes. Another point of interest in these schemes is the direct simulation of air characteristics down to the surface itself, allowing several specific applications

(wind stress in forest ridges, air temperature profile between buildings, etc.).

The objective of this paper is to implement into single-layer schemes the fine description of air profiles near the ground of the multilayer schemes. That way, the single-layer schemes will gain the explicit physical representation of the surface boundary layer as a result of additional air layers and still be coupled to atmospheric models through only one layer.

**2. Theory**

*a. Atmospheric equations*

The atmosphere can be described by dynamical (three wind components) and thermodynamical variables (heat content or temperature, water vapor, and possibly other water phase quantities). In this study, only the planetary boundary layer is considered, neglecting mean vertical velocity and horizontal turbulent fluxes. The Boussinesq hypothesis is applied for simplicity. However, the following derivation can be generalized to more complex equation systems. Only the theory is described in the main part of the paper. The numerics for implementation and coupling in models are discussed in the appendix.

Using mean horizontal wind components  $U$  and  $V$ , potential temperature  $\theta$ , and water vapor specific humidity  $q$ , without water phase changes, the equations describing the atmosphere evolution can be written as

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= \underbrace{-U \frac{\partial U}{\partial x} - V \frac{\partial U}{\partial y}}_{\text{Adv}} + \underbrace{fV}_{\text{Cor}} - \underbrace{fV_g}_{\text{Pres}} - \underbrace{\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}}_{\text{Turb}}, \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= \underbrace{-U \frac{\partial V}{\partial x} - V \frac{\partial V}{\partial y}}_{\text{Adv}} - \underbrace{fU}_{\text{Cor}} + \underbrace{fU_g}_{\text{Pres}} - \underbrace{\frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}}_{\text{Turb}}, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \underbrace{-U \frac{\partial \theta}{\partial x} - V \frac{\partial \theta}{\partial y}}_{\text{Adv}} + \underbrace{\dot{Q}}_{\text{Diab}} - \underbrace{\frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z}}_{\text{Turb}}, \text{ and} \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= \underbrace{-U \frac{\partial q}{\partial x} - V \frac{\partial q}{\partial y}}_{\text{Adv}} - \underbrace{\frac{\partial \overline{w'q'}}{\partial z}}_{\text{Turb}}, \end{aligned} \tag{1}$$

where Adv denotes advection terms, Cor denotes the Coriolis force term, Pres indicates the pressure gradient term, Turb indicates the turbulence term,

$$U_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{and} \quad V_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

are the geostrophic wind components,  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$ ,  $\overline{w'\theta'}$ , and  $\overline{w'q'}$  are the turbulent fluxes, and  $\dot{Q}$  represents the diabatic (Diab) sources of heat (e.g., radiative tendency). In addition, a turbulent kinetic energy (TKE) equation, noted as

$$e = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}),$$

can be used to describe the turbulence in some atmospheric models:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \underbrace{-U \frac{\partial e}{\partial x} - V \frac{\partial e}{\partial y}}_{\text{Adv}} + \underbrace{-\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z}}_{\text{DynProd}} + \underbrace{\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'}}_{\text{ThermProd}} - \underbrace{\frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z}}_{\text{Turb}} - \underbrace{\epsilon}_{\text{Diss}}, \tag{2}$$

where the right-hand-side terms stand for advection of TKE (Adv), dynamical production (DynProd), thermal production (ThermProd), turbulent transport of TKE (Turb), and dissipation (Diss), respectively.

*b. Atmospheric equations modified by canopy obstacles*

The above equations refer to air parcels that do not interact with any obstacles. Near the surface, when one

wants to take into account the influence of obstacles on the flow, these equations must be modified. In atmospheric research models, this is done by adding additional terms for each variable, representing the average effect of these obstacles on the air contained in the grid mesh. Note here that it would be ideal if the volume of the obstacles (trees and buildings) contained in the grid mesh were to be removed from the volume of air of the grid mesh. However, this makes the atmospheric model considerably more complex, and the approximation to keep the air

volume constant even in the presence of obstacles is normally made. This simplification is also chosen here. Then, the impact of obstacles on the flow is parameterized as

$$\begin{aligned}\frac{\partial U}{\partial t} &= \text{Adv} + \text{Cor} + \text{Pres} + \text{Turb}(U) + \text{Drag}_u, \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= \text{Adv} + \text{Cor} + \text{Pres} + \text{Turb}(V) + \text{Drag}_v, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \text{Adv} + \text{Diab} + \text{Turb}(\theta) + \frac{\partial \theta}{\partial t}_{\text{canopy}}, \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= \text{Adv} + \text{Turb}(q) + \frac{\partial q}{\partial t}_{\text{canopy}},\end{aligned}\quad (3)$$

and

$$\begin{aligned}\frac{\partial e}{\partial t} &= \text{Adv} + \text{DynProd} + \text{ThermProd} + \text{Turb} + \text{Diss} \\ &+ \frac{\partial e}{\partial t}_{\text{canopy}},\end{aligned}\quad (4)$$

where  $\text{Drag}_u$  and  $\text{Drag}_v$  are the drag forces (resulting from pressure forces against the obstacles) that slow the flow,  $(\partial\theta/\partial t)_{\text{canopy}}$  is the heating/cooling rate resulting from the heat release/uptake by the surfaces of the canopy obstacles in the grid mesh,  $(\partial q/\partial t)_{\text{canopy}}$  is the moistening/drying impact of these obstacles, and  $(\partial e/\partial t)_{\text{canopy}}$  represents the TKE production resulting from the wake around and behind obstacles as well as the additional dissipation resulting from leaves-induced small-scale turbulence.

The prescription of these terms resulting from the obstacle impact on the flow is parameterized differently for each multilevel surface scheme, and this is not described in detail here. Parameterizations for dynamic variables are often similar for forest canopies. Wind drag is usually parameterized as the opposite of the square of the wind, as in Shaw and Schumann (1992) or Patton et al. (2001):

$$\begin{aligned}\text{Drag}_u &= -C_d a(z) U(U^2 + V^2)^{1/2} \quad \text{and} \\ \text{Drag}_v &= -C_d a(z) V(U^2 + V^2)^{1/2},\end{aligned}$$

where  $C_d$  is a drag coefficient and  $a(z)$  is the leaf area density at height  $z$  [this parameter can be derived from the leaf area index (LAI) and vegetation height, assuming a normalized vertical profile of leaves distribution in the canopy]. The TKE production/destruction term can be parameterized as the sum of two effects: wake production by the leaves [parameterized as being proportional to the cubic power of wind:

$$\frac{\partial e}{\partial t}_{\text{canopy}} \propto C_d (U^2 + V^2)^{3/2}$$

as in Kanda and Hino (1994)] and the energy loss resulting from fast dissipation of small-scale motions (leaves are of a much smaller scale than the grid mesh). The latter term is often parameterized as being proportional to the product of wind by TKE:

$$\frac{\partial e}{\partial t}_{\text{canopy}} \propto -C_d e (U^2 + V^2)^{1/2}$$

as in Kanda and Hino (1994), Shen and Leclerc (1997), and Patton et al. (2003). Because of the high degree of complexity of the processes involved (and hence of possible simplifications), parameterizations for temperature and humidity exchanges are much more variable. For example, Sun et al. (2006) parameterize heating effects simply as a function of radiation vertical divergence, whereas more complex vegetation models, as in Park and Hattori (2004), solve leaf temperature and use it to estimate at each atmospheric layer the heat and water vapor exchanges between the forest canopy and the air:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t}_{\text{canopy}} \propto a(z)(\theta_l - \theta) \quad \text{and}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t}_{\text{canopy}} \propto a(z)[q_{\text{sat}}(\theta_l) - q],$$

where  $\theta_l$  is the leaf potential temperature and  $q_{\text{sat}}$  is humidity at saturation (proportionality coefficients depend on physiological processes of the plant).

For urban canopies, the same drag approach is chosen in general for the effect on wind, and only the wake production term is kept for TKE (because turbulent eddies are large behind buildings, and therefore their dissipation is not as fast as those produced by leaves). Heat exchanges are, however, more complex and detailed [see Masson (2006) for a review], because radiative trapping and shadows, different building heights, and sometimes even road trees are taken into account in state-of-the-art urban models. An example of urban canopy parameterization is given in Hamdi and Masson (2008).

As stated above, these additional terms allow a fine description of the mean variable profiles in the atmospheric model in the SBL (wind and temperature profile as a function of stability, wind speed in the forest canopy, etc.) and of the flow statistics (e.g., nonconstant flux layer inside the canopy).

#### *c. Implementation of the SBL equations into a surface scheme*

The objective of this paper is to provide a way to implement such a description of the SBL with many atmospheric layers directly into the surface scheme.

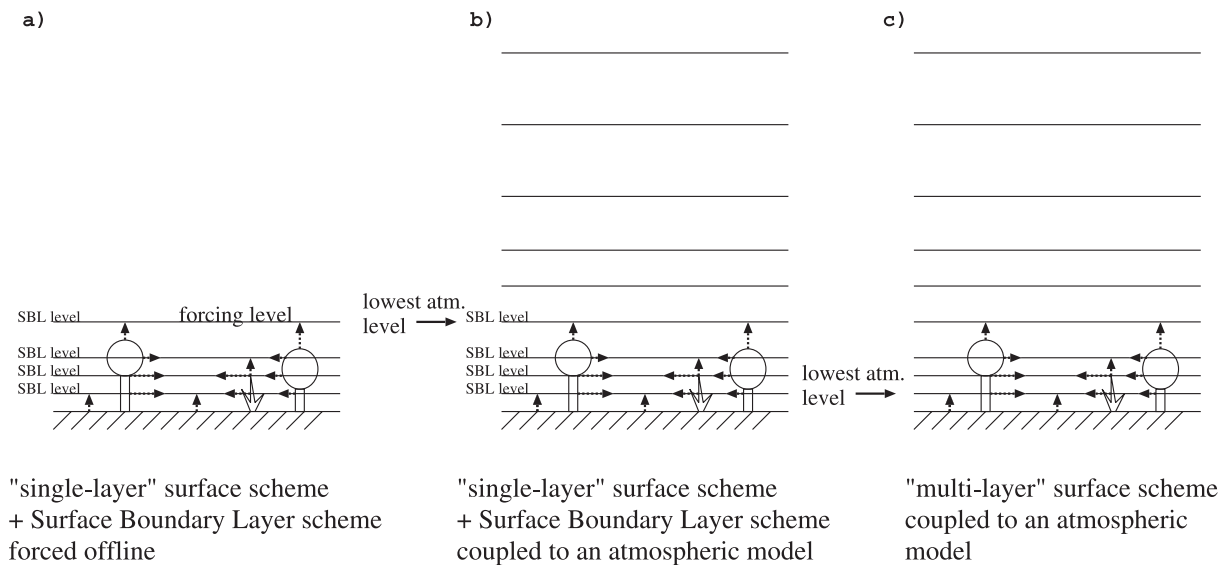


FIG. 2. Schematic view of the coupling between the surface scheme and the SBL scheme: (a) single-layer surface scheme with SBL scheme forced offline, (b) single-layer surface scheme with SBL scheme forced by an atmospheric model, and (c) multilayer scheme coupling (as in Fig. 1c). Dotted arrows in (a) and (b) show the interactions between surface and SBL scheme. Upper SBL level is at the same height as the atmospheric forcing level.

Such a scheme could be used offline (Fig. 2a) or coupled to an atmospheric model (Fig. 2b). As seen by comparing with Fig. 2c, the vertical resolution is the same as with a multilayer model. The problem is that the computation of most of the terms of the equations (advection, pressure forces, and diabatic heating) requires the atmospheric model dynamics and physical parameterizations.

The set of equations in (3) is rewritten by separating the processes into 1) “large-scale forcing” (LS) that is solved by the atmospheric model, 2) the turbulence, and 3) the canopy effects:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= LS(U) + Turb(U) + Drag_u, \\ \frac{\partial V}{\partial t} &= LS(V) + Turb(V) + Drag_v, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= LS(\theta) + Turb(\theta) + \frac{\partial \theta}{\partial t}_{canopy}, \quad \text{and} \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= LS(q) + Turb(q) + \frac{\partial q}{\partial t}_{canopy}. \end{aligned} \quad (5)$$

The TKE equation remains the same:

$$\begin{aligned} \frac{\partial e}{\partial t} &= Adv(e) + DynProd + ThermProd + Turb \\ &+ Diss + \frac{\partial e}{\partial t}_{canopy}. \end{aligned} \quad (6)$$

To represent the SBL in the single-layer surface scheme, one considers prognostic atmospheric layers between the surface and the forcing level of the surface scheme

(i.e., the level that is coupled to the atmosphere). Each of these layers is represented by the wind speed, the potential temperature, the humidity, and the turbulent kinetic energy (all of these variables are prognostically computed). They satisfy the set of equations in (5). To solve them, the following assumptions are made:

- 1) The mean wind direction does not vary in the SBL (rotation from the Coriolis force inside the SBL is neglected).
- 2) The advection of TKE is negligible. This assumption is not valid for horizontal scales (and grid meshes) on the order of a few times the canopy height, because equilibrium with forcing condition above is not reached (Belcher et al. 2003; Coceal and Belcher 2004), but it is valid for larger scales.
- 3) The turbulent transport of TKE ( $\overline{w'e}$ ) is negligible near the ground and in the SBL. This assumption is fairly valid, with this term being generally important only higher in the boundary layer.
- 4) Above the canopy, the turbulent fluxes are uniform with height (constant flux layer).
- 5) The large-scale forcing terms [LS(U), LS(V), LS(θ), and LS(q)] are supposed to be uniform with height in the SBL. It is assumed, for example, that advection and pressure forces are driven by synoptic flow or by the mesoscale boundary layer flow (e.g., sea breeze). Diabatic effects on temperature are also supposed to be uniform.

The equations can then be solved if the turbulent terms in the SBL (see section 2e), the canopy terms (depending

on the physics of each surface scheme), and the (uniform with height) large-scale forcing are known or parameterized.

Writing the equations at the forcing level ( $z = z_a$ ), which is supposed to be above the canopy (all canopy terms are set to zero) and therefore in the constant flux layer (the turbulent fluxes are supposed to be uniform, so that the divergences of turbulent fluxes are small), large-scale terms can be estimated from the temporal evolution of the variables at the forcing level:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t}(z = z_a) &= \text{LS}(U), \\ \frac{\partial V}{\partial t}(z = z_a) &= \text{LS}(V), \\ \frac{\partial \theta}{\partial t}(z = z_a) &= \text{LS}(\theta), \quad \text{and} \\ \frac{\partial q}{\partial t}(z = z_a) &= \text{LS}(q). \end{aligned} \tag{7}$$

In reality, the constant flux layer hypothesis supposes not a constant turbulent flux but a small variation of the turbulent flux relative to its value. The small decrease/increase of the turbulent flux can lead to tendencies of the mean variables. However, this small variation is generally relatively uniform in the whole boundary layer (e.g., uniform heating of the convective boundary layer). This impact of the fluxes at the scale of the whole boundary layer is included in the LS terms.

*d. Boundary conditions*

Last, one obtains (using only one wind component, because the wind does not veer with height in the SBL)

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} &= \frac{\partial U}{\partial t}(z = z_a) + \text{Turb}(U) + \text{Drag}_u, \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial \theta}{\partial t}(z = z_a) + \text{Turb}(\theta) + \frac{\partial \theta}{\partial t_{\text{canopy}}}, \\ \frac{\partial q}{\partial t} &= \frac{\partial q}{\partial t}(z = z_a) + \text{Turb}(q) + \frac{\partial q}{\partial t_{\text{canopy}}}, \end{aligned} \tag{8}$$

and

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \text{DynProd} + \text{Thermprod} + \text{Diss} + \frac{\partial e}{\partial t_{\text{canopy}}}. \tag{9}$$

The surface condition for the wind equation is given by the turbulent flux at the surface  $\overline{u'w'}(z = 0)$ . The value at the top of the SBL scheme is given by the wind at the forcing level:  $U = U(z = z_a)$ .

The surface condition for the potential temperature equation is given by the turbulent flux at the surface  $\overline{w'\theta'}(z = 0)$ . The value at the top is given by the temperature at the forcing level:  $\theta = \theta(z = z_a)$ .

The surface condition for the humidity equation is given by the turbulent flux at the surface  $\overline{w'q'}(z = 0)$ . The value at the top is given by the humidity at the forcing level:  $q = q(z = z_a)$ .

The turbulent fluxes at the surface are computed by the surface scheme, using the atmospheric variables of the lowest level of the SBL (and not at the usual forcing level at  $z_a$ ). The exact formulation depends on the surface scheme used. For example, many (one layer) surface schemes use to compute the surface heat (vapor) flux a formulation with exchange coefficients  $C_h$  (including a dependency with stability) and surface and air temperatures (humidity)  $[\overline{w'\theta'}(z = 0) = C_h(\theta_s - \theta_a)]$ . With the SBL scheme,  $\theta_a$  is the temperature at the first SBL level, and the stability in the lowest layer is near neutral (because of the proximity to the ground—we use 50 cm as the first layer).

There is no need of a boundary condition for the TKE at the surface or at the forcing level, because no vertical gradient of TKE is used. The only term that needs special computation near the surface is the dynamical production term, because it uses a vertical gradient of the mean wind.

*e. Turbulence scheme*

One turbulence scheme is, of course, needed in the SBL. A TKE turbulence scheme, developed by Cuxart et al. (2000), is chosen here. The mixing length is computed as in Redelsperger et al. (2001). Mixing and dissipative length scales are not equal, so as to represent accurately the dissipation modification resulting from the  $-1$  power law of the turbulence in the SBL. Other turbulence schemes may be used.

A summary of the turbulence scheme is given below:

$$\begin{aligned} \overline{u'w'} &= -C_u l e^{1/2} \frac{\partial U}{\partial z}, \\ \overline{w'\theta'} &= -C_\theta l e^{1/2} \frac{\partial \theta}{\partial z}, \\ \overline{w'q'} &= -C_q l e^{1/2} \frac{\partial q}{\partial z}, \quad \text{and} \\ \frac{\partial e}{\partial t} &= \underbrace{-\overline{u'w'}}_{\text{DynProd}} \frac{\partial U}{\partial z} + \underbrace{\frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'}}_{\text{ThermProd}} - \underbrace{C_\epsilon \frac{e^{3/2}}{l_\epsilon}}_{\text{Diss}} + \frac{\partial e}{\partial t_{\text{canopy}}}, \end{aligned} \tag{10}$$

with  $C_u = 0.126$ ,  $C_\theta = C_q = 0.143$ , and  $C_\epsilon = 0.845$  [from the Cheng et al. (2002) constant values for pressure

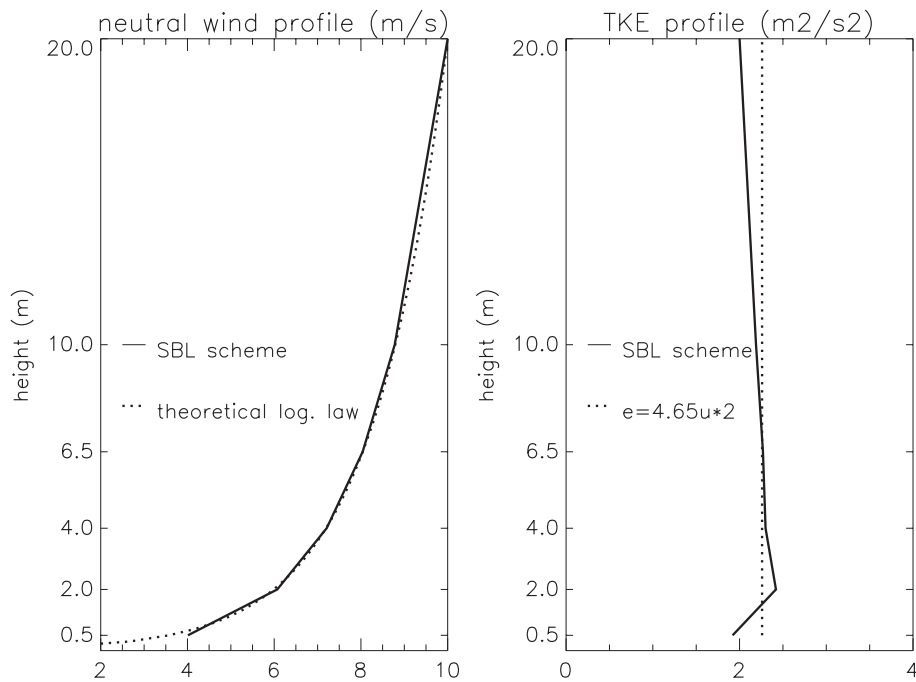


FIG. 3. Neutral wind and TKE profiles modeled by the SBL model in a simple single-layer surface scheme.

correlations terms and using the Cuxart et al. (2000) derivation]. The mixing and dissipative lengths  $l$  and  $l_\epsilon$ , respectively, are equal to (from Redelsperger et al. 2001;  $\alpha = 2.42$ )

$$\begin{aligned}
 l &= \kappa z / [\alpha^{1/2} C_u \phi_m^2(z/L_{MO}) \phi_e^{1/2}(z/L_{MO})], \\
 l_\epsilon &= l \alpha^2 C_\epsilon C_u / (1 - 1.9z/L_{MO}) \quad \text{if } z/L_{MO} < 0, \quad \text{and} \\
 l_\epsilon &= l \alpha^2 C_\epsilon C_u / [1 - 0.3(z/L_{MO})^{1/2}] \quad \text{if } z/L_{MO} > 0, \quad (11)
 \end{aligned}$$

where  $L_{MO}$  is the Monin–Obukhov length and  $\phi_m$  and  $\phi_e$  are the Monin–Obukhov stability functions for momentum and TKE, respectively.

### 3. Application to a neutral layer

This SBL scheme included in single-layer surface schemes will now be validated. The first validation presented here focuses on the ability of the scheme to reproduce the most-well-known feature of the SBL: the neutral wind profile. Under neutral wind conditions, the wind follows the classical logarithmic law:

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \ln(z/z_0), \quad (12)$$

where  $u_*$  is the friction velocity (square root of the modulus of the friction flux at the surface),  $\kappa$  is the von Kármán constant, and  $z_0$  is the roughness length.

For this validation, the surface scheme physics is limited to friction at the surface (computed using a roughness length), without any canopy effect higher than at the surface, and without temperature or humidity fluxes. The SBL model levels are chosen to be 0.5, 2, 4, 6.5, 10, and 20 m. A constant wind of  $10 \text{ m s}^{-1}$  is applied at the 20-m forcing level. The two parameters that are computed by the SBL model are the wind and the TKE profile (Fig. 3). The integration time step is 300 s, and the initial condition is a uniform  $10 \text{ m s}^{-1}$  in the vertical plane. Convergence is reached after four time steps (with less than 1% of variation afterward, starting from uniform 10-m wind speed in the whole SBL). As shown by Fig. 3, the turbulence scheme in the SBL is able to reproduce both an almost-constant TKE profile and the logarithmic law for the wind profile. Error on the wind at 2-m height is less than 1% relative to the theoretical law. Note also that, even if no value is prescribed for the relationship between TKE and friction [TKE is prognostically computed even at the lowest level using (9)], the chosen turbulence scheme with the Redelsperger et al. (2001) mixing and dissipative lengths allows one to retrieve the relationship  $e = 4.65u_*^2$ , which is valid for friction-governed SBL flows.

### 4. Validation

#### a. Validation strategy

The objective is now to validate the coupling of the SBL scheme for a wide range of meteorological conditions



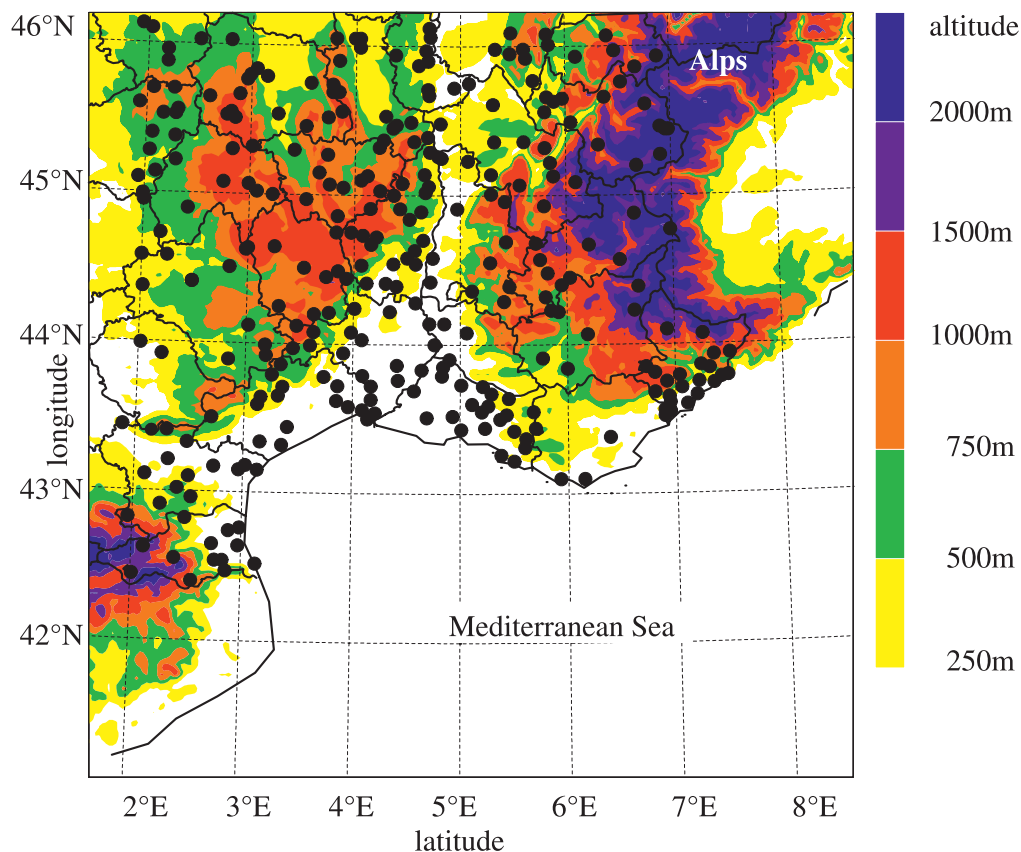


FIG. 4. Domain of simulation: orography (m). Dots are the 360 meteorological stations used for the validation.

(and hence stability conditions). To do this, the SBL surface scheme is coupled to an atmospheric model on a  $560 \text{ km} \times 560 \text{ km}$  domain (Fig. 4). After a description of the model behavior on two different days, the coupled model will be further validated on a total period of 2 months. The SBL variables will be compared with the 2-m temperature and humidity and 10-m wind of 360 meteorological stations. The horizontal resolution of the atmospheric model, 2500 m, is high enough to represent the fine features of the orography (especially valleys, in which most stations in mountainous areas are located). The complexity of the chosen area, encompassing coastal areas and mountains, ensures that a large panel of boundary layer flows will be represented by the atmospheric model (and influence the SBL scheme below).

#### *b. Description of the coupled atmosphere–SBL–surface model*

The Applications of Research to Operations at Mesoscale (AROME) atmospheric model is used. It is a new numerical weather prediction system that was built to improve the forecasting of mesoscale phenomena and extreme weather events, such as thunderstorms, mountain forecasts, coastal winds, immediate forecasts,

and so on. AROME has been used operationally at Météo-France since the end of 2008. With a 2.5-km horizontal grid mesh, this model is designed for short-range forecasts. It merges research outcomes and operational progress: the physical package used is extracted from the “Mésos-NH” research model (Lafore et al. 1998) and has been interfaced into the nonhydrostatic version of the Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement International (ALADIN) software (Bubnová et al. 1995).

The physical parameterizations implemented in AROME are the “ICE3” Mésos-NH microphysical scheme with five prognostic species of condensed water (three precipitating species: rain, snow and graupel, and two nonprecipitating ones: ice crystals and cloud droplets; Pinty and Jabouille 1998), the operational European Centre for Medium-Range Weather Forecasts radiation code, online chemistry and desert dust (Tulet et al. 2003; Grini et al. 2006; not used here), and a state-of-the-art TKE turbulence parameterization (crucial for a good representation of the boundary layer at mesoscale; Cuxart et al. 2000) with the Bougeault–Lacarrère mixing length (Bougeault and Lacarrère 1989). The vertical grid contains 41 levels, 10 of which are below

1500 m of height. The first atmospheric level, which will be coupled to the SBL scheme, is located at 17 m above the ground.

The Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA; Noilhan and Planton 1989) land surface scheme is used to represent the physics of the vegetation. Vegetation parameters come from the "Ecoclimap" database (Masson et al. 2003). ISBA solves simultaneously the energy and water budget of the soil and vegetation. The water budget is forced by precipitation (rain and snow), and takes into account evaporation of the soil, transpiration from the vegetation, interception and evaporation of water on the leaves, runoff, and drainage. The energy budget is forced by incoming radiation (both solar and infrared). ISBA computes outgoing radiation (reflected solar and emitted/reflected thermal infrared radiation), heat flux toward/from the ground, and turbulent fluxes (sensible heat and latent heat from the water vapor flux).

Two sets of coupled surface-atmosphere simulations will be performed. One simulation has the classical options of ISBA and with the forcing level at 17 m (the lowest AROME level) interacting directly with the surface. The time step is the default time step of operational AROME: 60 s. This simulation is the reference simulation (hereinafter called REF). The other simulation includes the SBL scheme. The atmospheric levels of the SBL scheme are 0.5, 2, 4, 6.5, 10, and 17 m. The time step is also 60 s. The ISBA scheme itself is no longer forced by the 17-m variables provided by AROME, but by the lowest level of the SBL scheme (at 0.5-m height). Furthermore, in layers intersecting high vegetation, a drag term is added following Patton et al. (2001) on wind [ $\text{Drag} = -C_d a(z) U^2$ ], as well as its counterparts on TKE (after Kanda and Hino (1994):

$$\frac{\partial e}{\partial t_{\text{canopy}}} = C_d a(z) U^3 - C_d a(z) e U,$$

where  $C_d = 0.075$ . The leaf profile is defined from classic vegetation characteristics, the vegetation height  $h$  and the LAI, by  $a(z) = 6\text{LAI}[z(h-z)]/h^2$ . This shape allows one to reproduce a high density of leaves in the middle height of the canopy, typical of trees that are, on the domain, mostly located on mountain slopes (Fig. 5). This simulation is called SBL.

Note that the time step of the atmospheric model (and of the surface) remains the same (60 s) when the SBL scheme is included, whereas the vertical resolution near the surface is now 0.5 m instead of 17 m. There is not the constraint of vertical Courant-Friedrichs-Lewy

(CFL) limitation that one would have encountered using such a fine resolution directly in the atmospheric model. This shows the interest of the SBL in simulating fine details near the surface (adding somehow 5 atmospheric vertical levels to the 41 levels existing in the atmospheric model) while keeping almost the same numerical cost (+3%) for the coupled atmospheric surface model.

Below, comparisons of the variables at 2-m height are made. They must be estimated for the REF simulation (they are prognostically computed for the SBL one). This can be done by an extrapolation downward from the atmospheric variables at the forcing level using the classical Paulson laws (Paulson 1970; Stull 1988). However, during nighttime, when fluxes are small (or even negligible in the case of decoupling), such a formulation does not ensure the physical relationship between the 2-m temperature and the surface temperature (which is not used formally in the extrapolation). Therefore, for stable cases one prefers an interpolation between surface variables and atmospheric variables at the forcing level (Geleyn 1988), where the shape of the profiles from the forcing level to the surface is a function of surface turbulent fluxes.

### c. Ability of the scheme to simulate the SBL

The first step of validation of the SBL method is to check whether the SBL simulations are able to do as a simulation would in which the SBL layers are directly added in the atmospheric model. This requires one to perform an additional simulation with layers added near the ground. This high-vertical-resolution simulation (denoted HIGH RES) has exactly the same setup as the REF one except that there are 46 levels, with the first one being located at 2 m above the ground. To do this, because of the CFL stability condition, the time step has to be decreased: the REF and SBL simulations (which have the first level at 17 m of height) are stable for a time step that is 8 times as long as the HIGH RES one. The comparison is done for two days with clear-sky nights (26 January 2007 and 26 July 2007), for which nocturnal cooling is large.

During the daytime, the three simulations give similar results. The surface radiation budget is governed by the incoming radiation; hence, surface temperatures and sensible heat fluxes are comparable (the relative differences between the simulations' sensible heat fluxes are, on average, less than 5%, and differences in surface and 2-m temperatures are less than 1 K, with no specific pattern; not shown).

During the nighttime, however, there are significant differences between the REF simulation and the two other ones (the two with a higher resolution near the

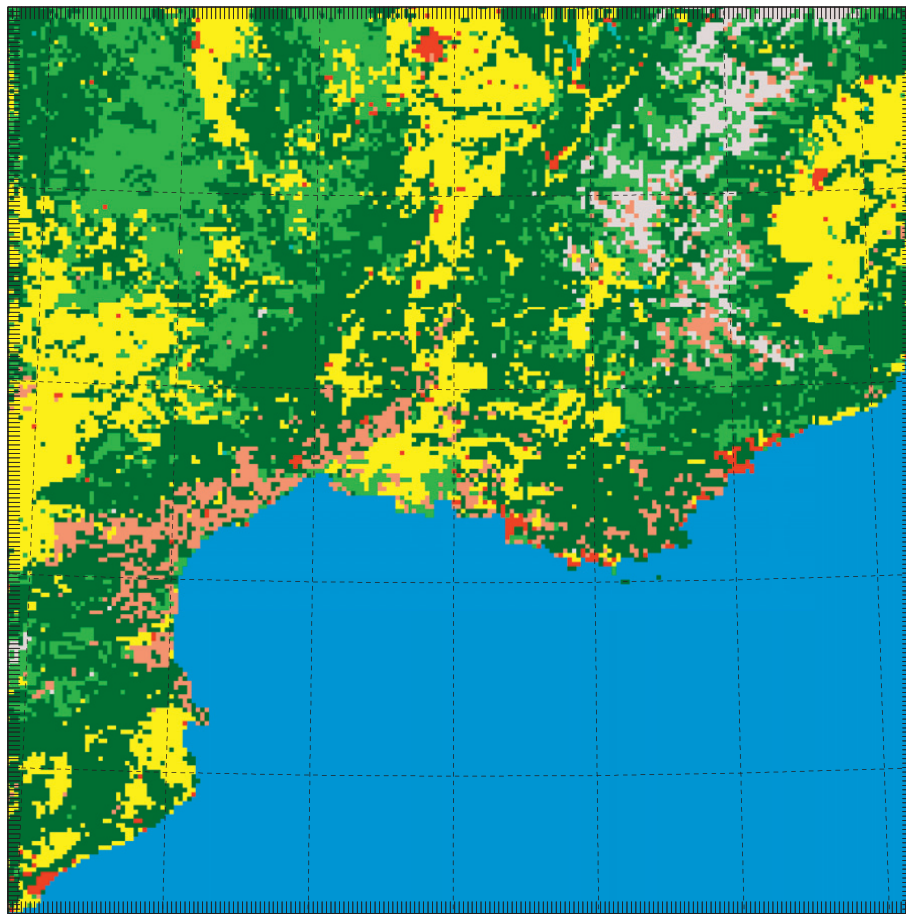


FIG. 5. Dominant vegetation types: sea (blue), lakes (light blue), towns (red), bare soil or vineyards (light brown), rocks or permanent snow (gray), forests (dark green), grassland (light green), and crops (yellow).

ground). The sensible heat fluxes, surface temperature, and 2-m temperature at midnight are displayed in Figs. 6–8, respectively. The various terms in the nocturnal surface energy budget are much smaller than during the day, and it is more sensitive to a modification of one of its components. Here, the computation of the turbulent fluxes is modified by the level of the atmospheric forcing (17 m in REF and 2 m in HIGH RES). Because the energy budget is not strongly constrained by the incoming longwave radiation, the surface in the two simulations cools at a different rate. In REF, the sensible heat flux is negligible, except in some areas in the January case (the northwestern part of the coast and the two main valleys toward it) where regional winds occur. The fluxes are larger (in absolute value) in the HIGH RES simulation, especially in mountainous areas, leading, on average, to a surface flux over land of  $-30 \text{ W m}^{-2}$  on the January night (instead of  $-18 \text{ W m}^{-2}$  for REF) and  $-17 \text{ W m}^{-2}$  on the July night (instead of  $-6 \text{ W m}^{-2}$  for REF). The surface temperature is then colder in REF than in HIGH RES in mountainous areas (Fig. 7),

with surface temperatures often colder by 2 K up to more than 5 K. This tends to show a decoupling in REF between the surface and atmospheric models, resulting from the small turbulent fluxes. The diagnostic of 2-m temperature in REF (it is prognostic in HIGH RES) seems also to be too much influenced by the surface temperature, because the difference in the 2-m temperature ( $-4 \text{ K}$  over land on average) is even larger than for the surface temperature. Part of this difference comes from the too-cold surface temperature, and part comes from the diagnostic being too strongly influenced by the surface temperature in those decoupled conditions. In contrast, the SBL simulation is very similar to the HIGH RES one (less than  $0.5 \text{ W m}^{-2}$  of difference on the sensible heat flux, and less than  $0.3 \text{ K}$  of difference on surface and 2-m temperatures). This highlights two things:

- 1) The inclusion, as a result of the proposed method, of the atmospheric layers (and the associated turbulence) in an SBL scheme between the atmospheric model and the surface scheme works. The

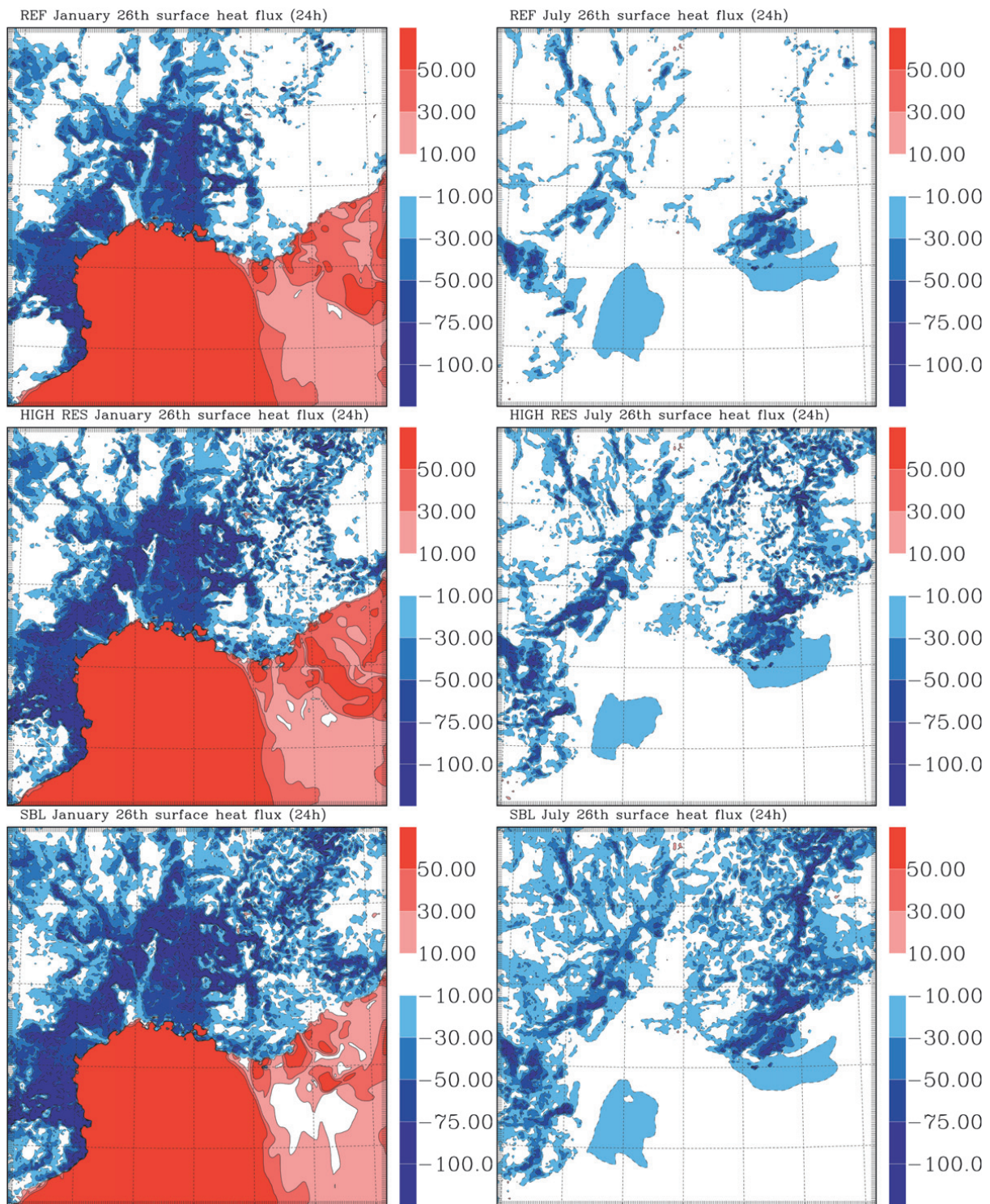


FIG. 6. Comparison of surface heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ): forecast of 24 h starting at (left) 26 Jan 2007 and (right) 26 Jul 2007 at 0 h, for (top) REF run, (middle) HIGH RES run, and (bottom) run including the SBL scheme.

results are similar when those layers are in the atmospheric model (HIGH RES) or in the SBL scheme (SBL).

- 2) When coupled at a short distance above the ground, no decoupling occurs between the surface scheme

and the atmospheric model, because of larger turbulent fluxes being simulated. Taking into account a better resolution near the surface is a way to solve the problem of decoupling occurring in atmospheric models in cold conditions.

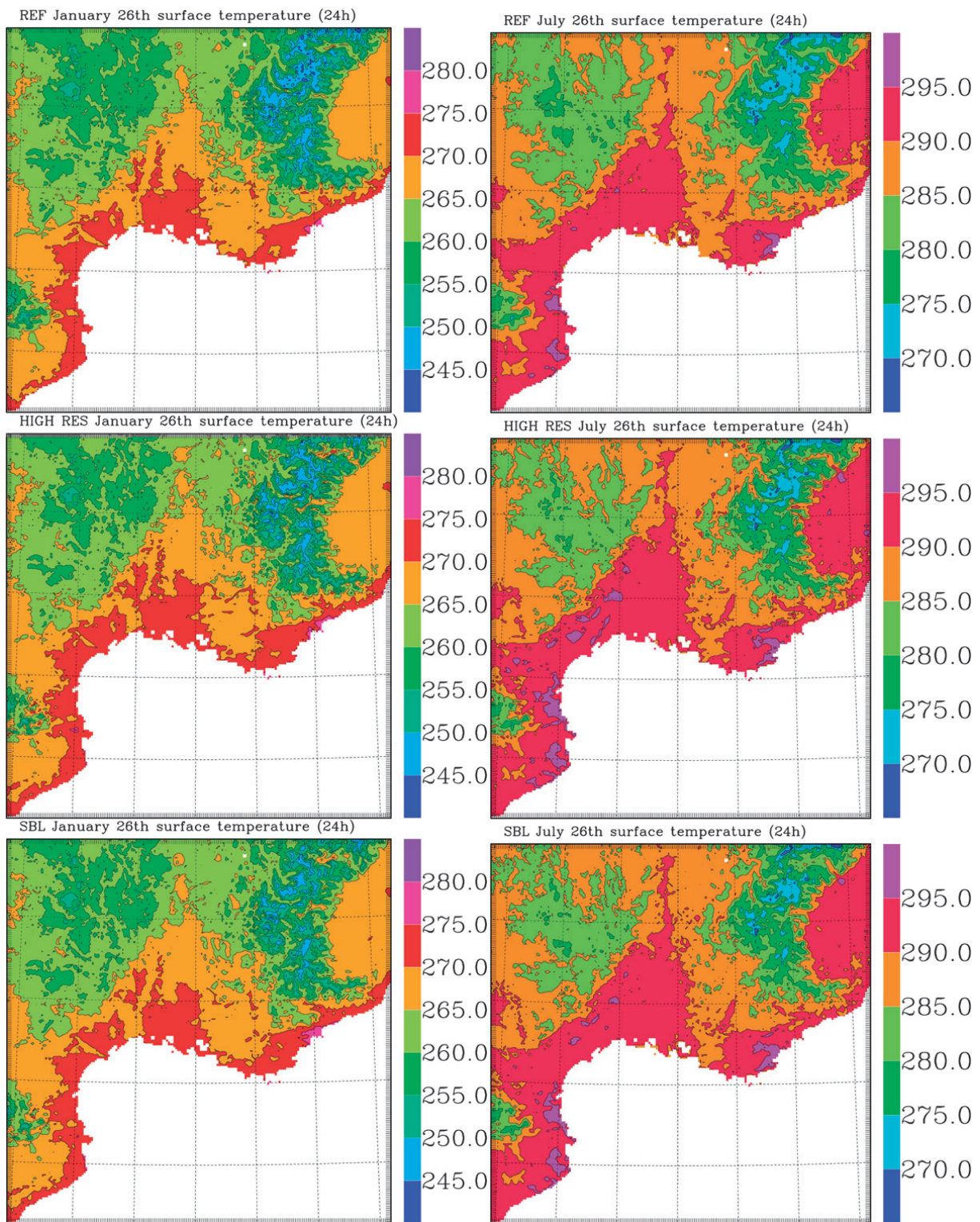


FIG. 7. As in Fig. 6, but for surface temperature (K).

*d. Simulation procedure for comparison with observations*

As explained above, the objective is to cover a wide range of meteorological conditions for many meteorological

stations. One will therefore extend the validation to a longer period than the two days presented above and will compare the simulations with observations. The simulation procedure is like an operational one that is used for forecast models: For two months (January 2007

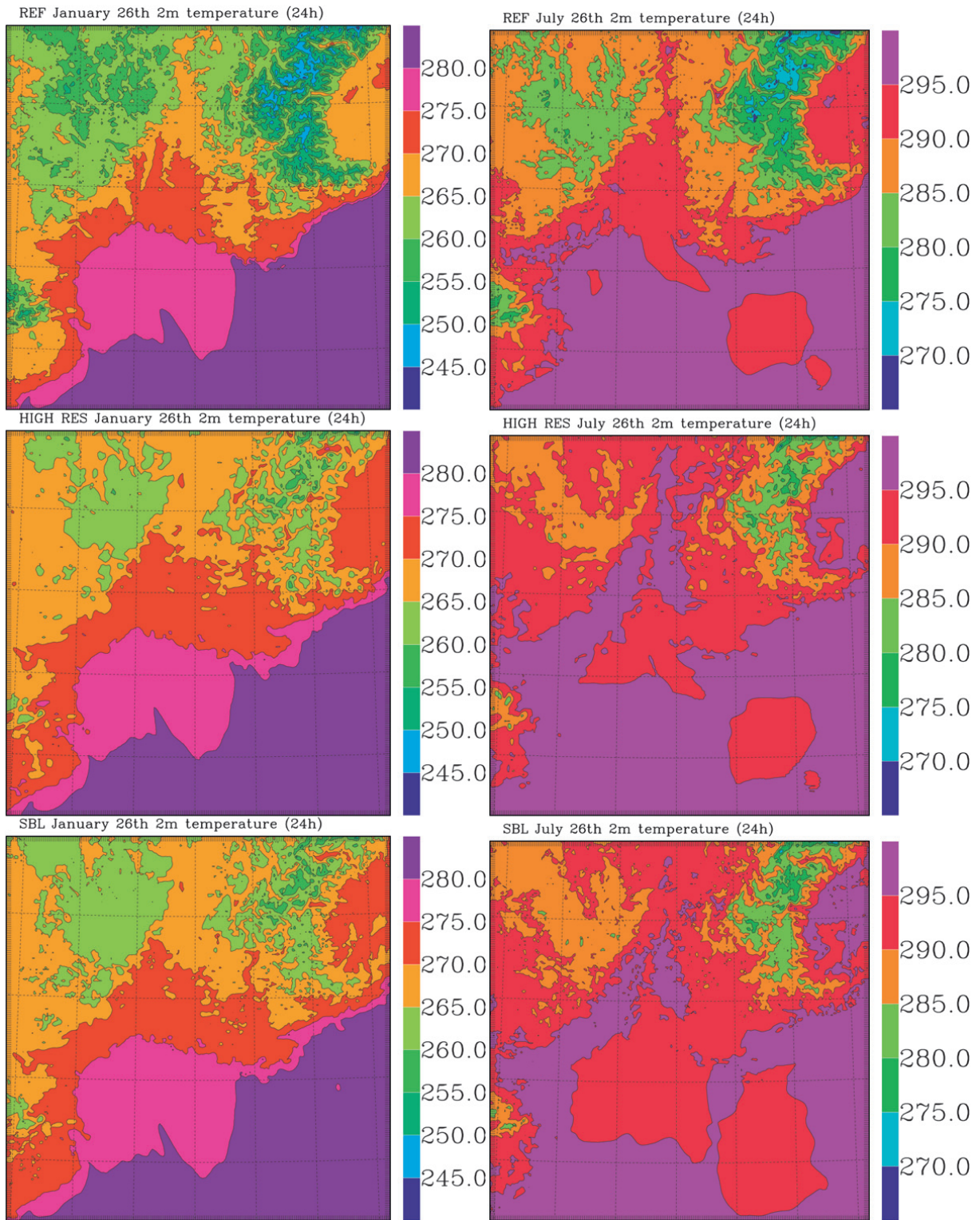


FIG. 8. As in Fig. 6, but for 2-m temperature (K).

and July 2007), a series of simulations is performed (REF and SBL), with one simulation of 30 h each day, starting at 0000 UTC (from the operational ALADIN French forecast model analysis). The comparison with the observations is then done at 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24,

27, and 30 h of forecast time. Because all of the simulations start at 0000 UTC, these forecast times are also UTC times. Therefore, the first forecasts are at night (generally stable conditions), and the middle one is during daytime (unstable or near-neutral conditions),

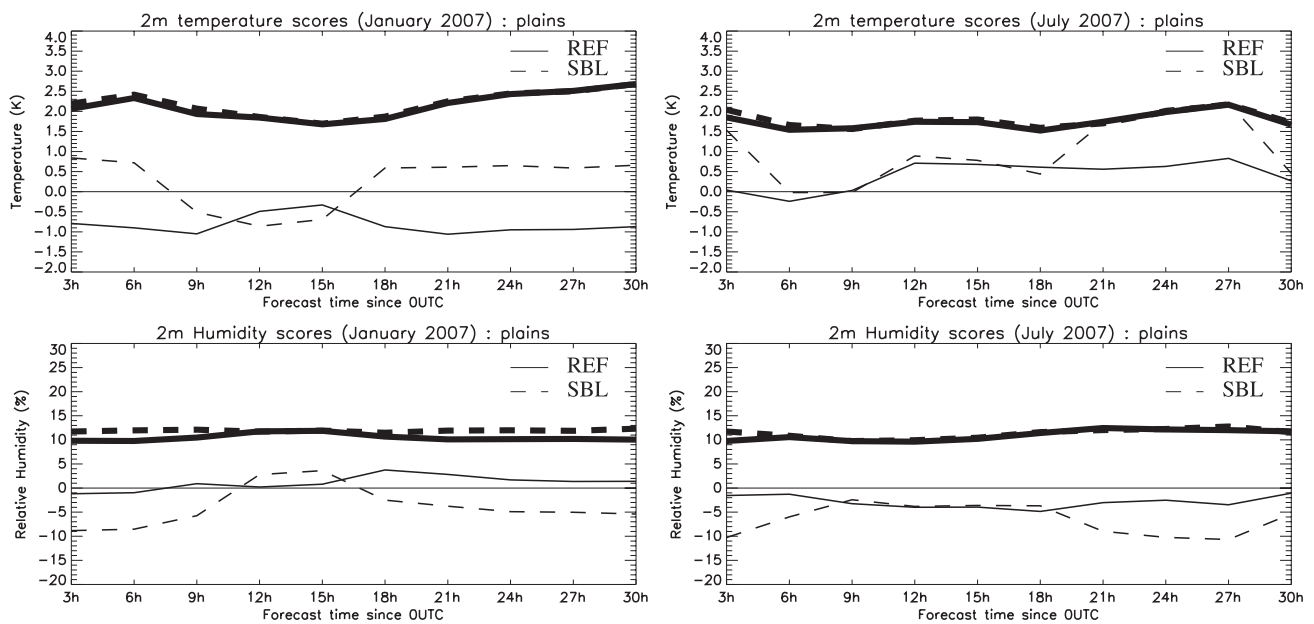


FIG. 9. Statistical scores against observations for the 143 meteorological stations below 300 m of altitude (bias: thin lines; std dev: thick lines) for (left) January and (right) July 2007 for 2-m (top) temperature and (bottom) relative humidity for REF (solid lines) and SBL (dashed lines) simulations.

and the last ones cover the second night of simulation. The results are presented separately for the two months (typical of two types of season).

The statistical scores are, every 3 h: the bias and standard deviation (STD) of errors between model and observation, every 3 h, for all simulations (31 in January and 31 in July) and all 360 stations. The parameters that are compared are 2-m temperature, 2-m relative humidity, and 10-m wind.

For REF and SBL simulations, the surface pressure scores are similar (less than 0.05 hPa on bias and STD at any forecast time; not shown), showing that, at least for the short temporal scales under study (30 h), the solutions are meteorologically similar. The ability of the new SBL scheme to reproduce accurately the standard 2-m variables (temperature and humidity) as well as 10-m wind is then evaluated.

#### e. Results and discussion

The land use and orography in the simulation domain are intentionally complex, containing a large fraction of mountainous area. Therefore, the statistical scores have been computed separately for areas of plains and mountains. They are displayed in Fig. 9 (for the 143 stations below 300 m) and Fig. 10 (for the 217 stations above 300 m that are located in valleys and mountains). There is a clear signal of the diurnal cycle on all variables, especially thermodynamic ones. Therefore, the analysis and interpretation of the results will be done separately for daytime and nighttime.

#### 1) DAYTIME

During daytime (which is longer in July than in January), the two simulations compare relatively well to the observations. Bias remains low for both simulations (less than 0.5 K in January, and less than 1 K in July), without any systematic behavior. The STDs are almost identical. This shows that the SBL turbulence scheme proposed here is able, using temperature and humidity at 17 m and the surface fluxes, to simulate correctly the 2-m variables and hence the superadiabatic law (both for temperature and humidity). This validates the SBL scheme for unstable conditions.

#### 2) NIGHTTIME

During nighttime, the REF simulation is too cold in winter and slightly too warm in summer in the plains. However, it presents a large negative bias for meteorological stations located in mountainous areas (or areas simply that are higher than 300 m of altitude). The relative humidity seems correct (and better than that in the SBL run). However, the impact of temperature is large on relative humidity. When 2-m temperature is too small, this indicates that specific humidity (the actual quantity of water vapor in the SBL) is underestimated. The REF simulation [with the Geleyn (1988) formulation] performs well in the plains during summer nights but fails here in the other conditions.

The SBL scheme temperature behaves relatively well in the plains at night in January (on temperature, with

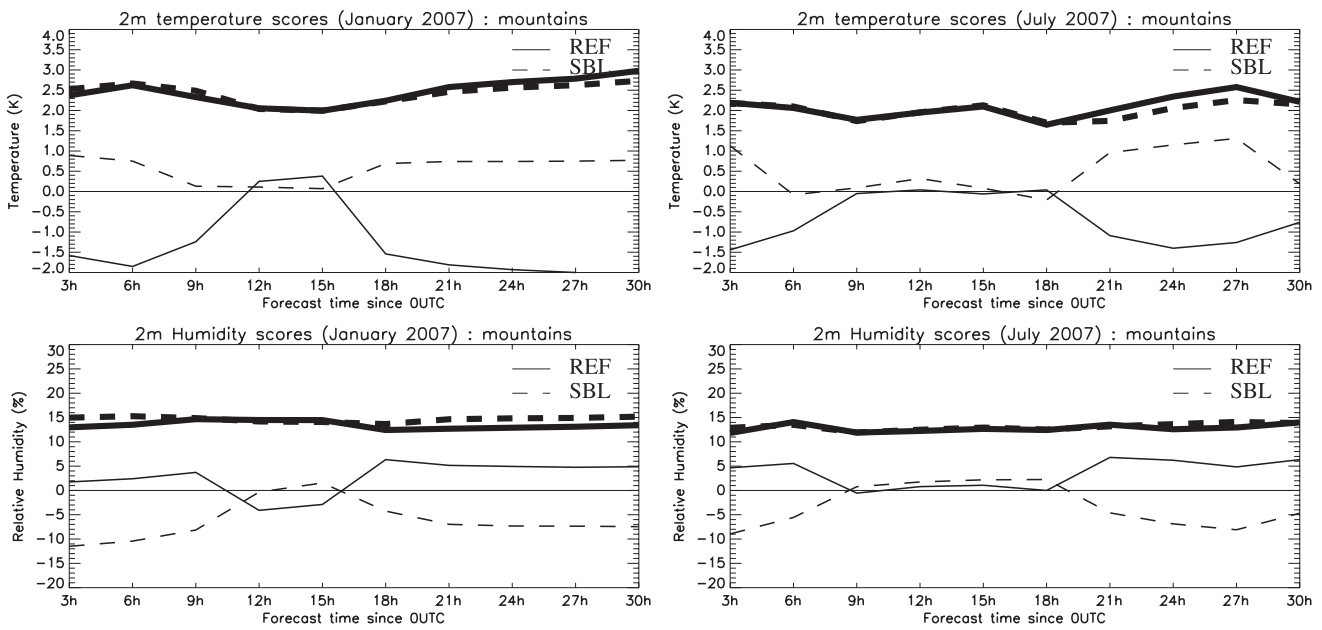


FIG. 10. As in Fig. 9, but for the 217 meteorological stations above 300 m of altitude.

positive bias around 1 K), but overestimates the temperature by up to 1.5–2 K in the middle of the night during July (STD is correct). The SBL simulation tends to overestimate the 2-m temperature, but extended validation (both in time and simulation domains) would be needed to address this further. The negative bias in relative humidity (between –5% and –10%) is linked to the overestimation of the 2-m temperature. Where the SBL scheme performs significantly better is in (or near) the mountains. The 2-m temperature is well simulated on average in January (0.7 K of bias in January, instead of more than –1.5 K) and slightly better in July. The STD is also improved at night. This means that the complex pattern of the temperature field in such a complex area is better captured with SBL. The error on relative humidity is again partially linked to this slight temperature bias. The surface temperature is colder in REF relative to SBL by a couple of degrees over the mountains (Fig. 11) in the monthly average (the 2-m temperature is even colder relative to that of the SBL). The main feature is then the correct physical behavior of the SBL scheme for nocturnal conditions, which shows a clear improvement in nighttime cold conditions (winter or mountainous areas).

These results can be interpreted as follows:

1) The high underestimation of the 2-m temperature in the REF simulation is partially linked to an underestimation of the surface temperature and is partially because the stability is diagnosed as strongly stable, making the surface temperature influence even more the 2-m temperature. SBL does not appear to pro-

duce an influence as strong as that in the Geleyn (1988) formulation used in REF. All of this is linked to the small nocturnal turbulent fluxes (in absolute value) in REF. Too-small turbulent fluxes lead to a physical disconnection between the surface and the atmosphere: the surface cools as a result of infrared radiative loss while the air temperature above (in the atmospheric model) is no longer influenced by the surface, does not cool, and stays warm. The greater the infrared loss and radiative cooling are, the more likely this decoupling is to occur. This is why this occurs in mountains preferentially, where incoming longwave radiation is weaker. This disconnection due to the use of Monin–Obukhov laws in the exchange coefficients for strongly stable conditions has already been shown by Beljaars and Holtslag (1991) and Pleim (2006). Different modifications of the functions  $\psi_M$  and  $\psi_H$  present in the Monin–Obukhov laws have been proposed by Beljaars and Holtslag (1991), Lee (1997), or Pleim (2006) to increase turbulent fluxes for strongly stable conditions.

2) The use of the SBL turbulence scheme here is able to correct this disconnection problem between surface scheme and atmospheric model. This can be explained by two things. First, because the surface scheme is forced by the lowest SBL scheme layer, the SBL between the surface and the forcing height (0.5 m) is never strongly stable (because of small  $z$  and then small  $z/L_{MO}$ , where  $L_{MO}$  is the Monin–Obukhov length). In our simulations,  $z/L_{MO}$  only rarely exceeds the value of 0.2, where the (linear) Paulson laws are



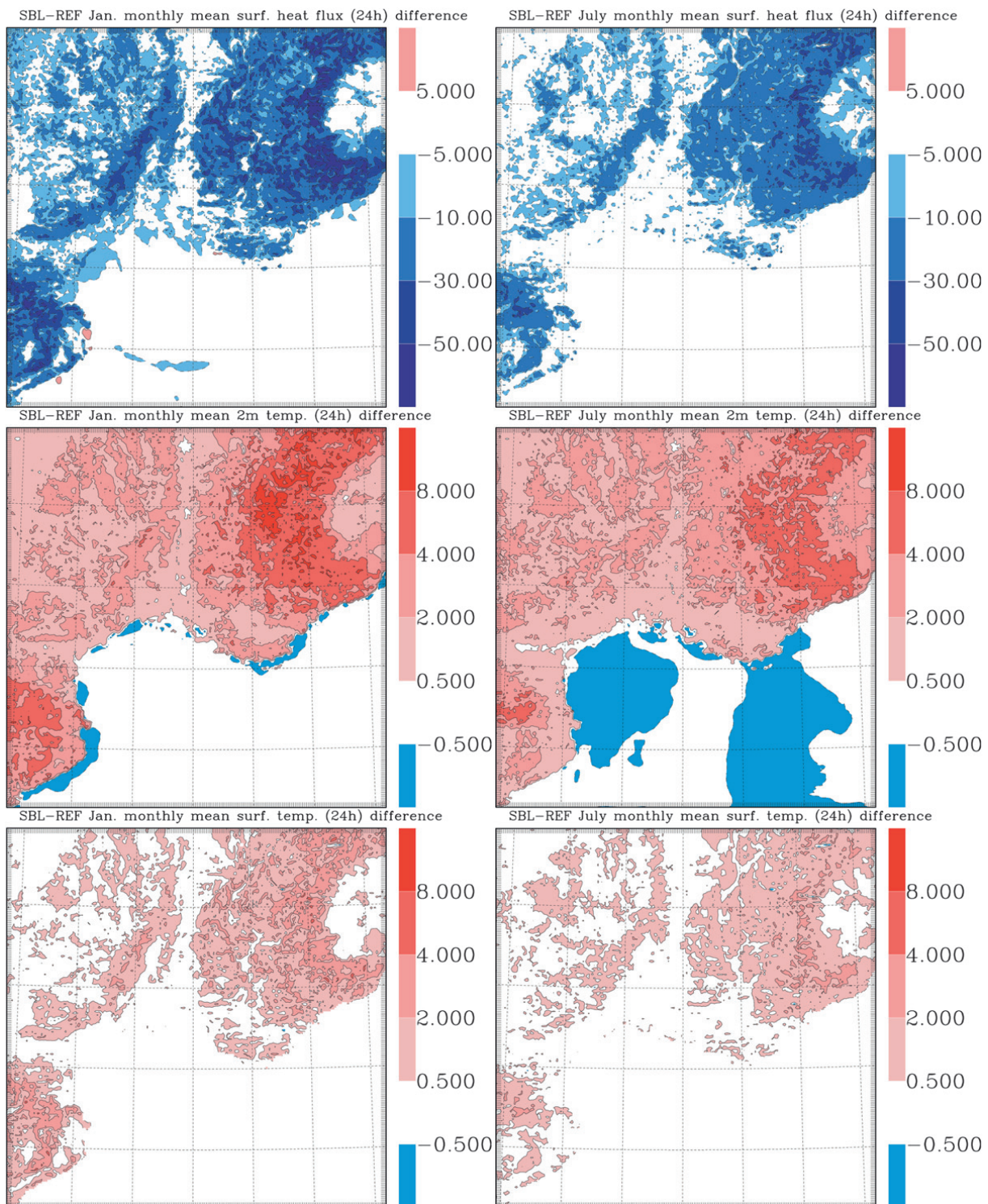


FIG. 11. Monthly averages for (left) January and (right) July of the differences at midnight (24 h of forecast), between SBL and REF, of (top) surface sensible heat flux ( $\text{W m}^{-2}$ ), (middle) 2-m temperature (K), and (bottom) surface temperature (K).

still valid (Högström 1988; Pleim 2006). The first atmospheric point at 0.5 m stays, then, physically connected to the surface, limiting the surface cooling. This implies a further cooling of the atmosphere, because it gives energy to the surface (by turbulent flux) to limit

the surface cooling. The surface turbulent fluxes are transported to the atmospheric model (here at 17 m) through the SBL scheme, which realizes the physical connection between the surface and the atmospheric model. This way, the turbulent fluxes can remain

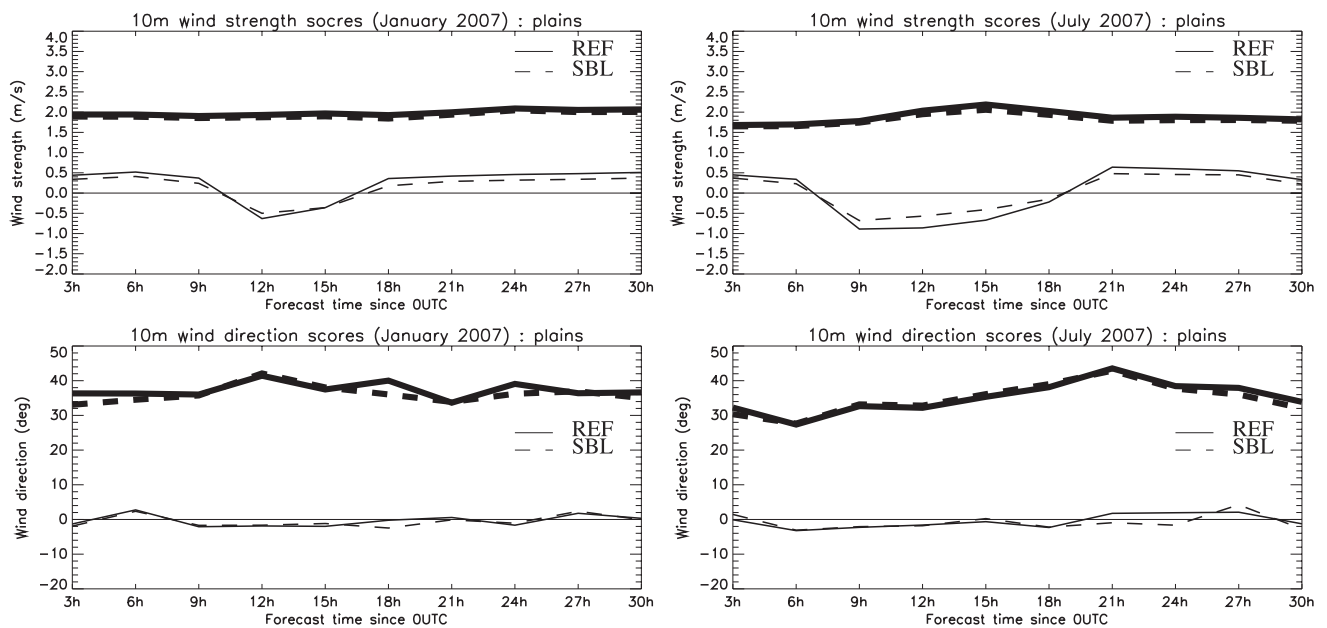


FIG. 12. As in Fig. 9, but for 10-m wind (top) strength and (bottom) direction.

significant while the overall stability stays large. This validates the behavior of the SBL scheme for stable conditions.

### 3) ON WIND AND THE ROLE OF OROGRAPHY

The SBL scheme has been validated for wind for neutral conditions. For stable and unstable conditions (night and day), the 10-m wind simulated by the SBL scheme seems to be systematically improved (Figs. 12 and 13 for plains and mountainous areas, respectively). During the day, winds are stronger in SBL (up to  $1 \text{ m s}^{-1}$  in the mountains), which tends to correct the negative bias present in REF. At night, it also improves the 10-m wind, by reducing wind strength in the plains but increasing it in the mountains (even with the drag term for forest areas). Furthermore, the wind direction STD is slightly improved. Because wind direction is not modified by the SBL scheme (only its modulus profile is simulated), the SBL scheme influences the low-level flow in the atmospheric model (necessarily through turbulent fluxes) enough to modify wind direction. The smaller STD means that the structure of the flow in mountainous areas is better reproduced with SBL.

The fact that the wind can be stronger in the SBL at night is counterintuitive: we have shown above that the SBL scheme reduces the occurrence of decoupling between surface and atmosphere. Therefore, the fluxes are stronger, and the surface should have a stronger impact on the wind. Because the surface is a sink of momentum, the wind should be smaller. This is what occurs in the plains, where the wind is  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  weaker than in REF.

However, in our simulations, the wind is stronger in SBL in mountainous areas ( $0.3\text{--}0.5 \text{ m s}^{-1}$  stronger on average). This is due to the following interacting processes. The larger (negative) heat flux in the mountains (because there is no decoupling) cools the air above the surface. In the presence of sloping terrain, this cool air forms katabatic winds, therefore maintaining relatively strong wind at the top of the SBL. This retroaction loop explains the larger 10-m winds near the mountains with the SBL scheme, the better structure of the low-level flow, and the better representation of the variability of the temperature field.

### 5. Conclusions

A formulation that allows one to include prognostic atmospheric layers in offline surface schemes is derived from atmospheric equations. The interest of this approach is to use the advanced physical description of the SBL canopy interactions that was available only in complex coupled multilayer surface schemes. The coupling only occurs at the bottom level of the atmospheric model that should be coupled above the surface + SBL scheme. Variables that must be exchanged are incoming radiation and forcing level air characteristics toward the surface scheme, and upward radiative and turbulent fluxes from it. The air layers prognostically simulated with the SBL scheme take into account

- 1) the term that is related to large-scale forcing (e.g., advection) (The detail of this term is not known

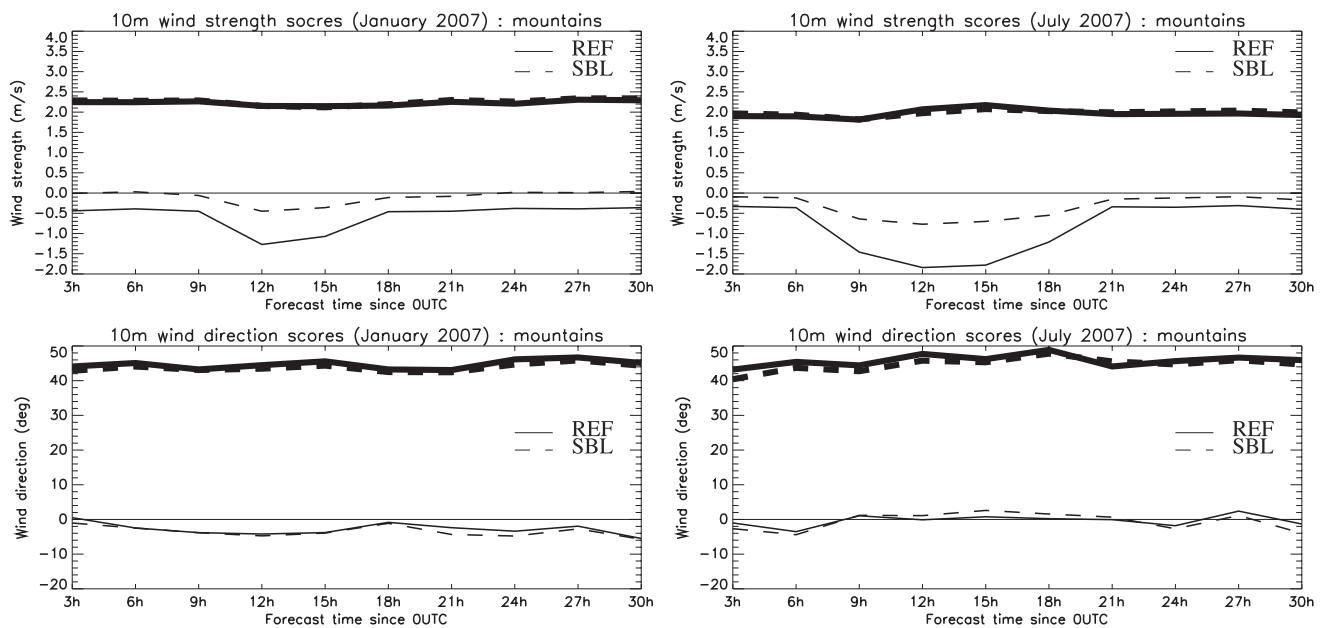


FIG. 13. As in Fig. 10, but for 10-m wind (top) strength and (bottom) direction.

- by the SBL scheme. The evolution of the air characteristics at the forcing level is supposed to take into account all of these large-scale forcing terms.),
- 2) the turbulent exchanges in the SBL (including in the canopy, if any) (They will modify vertical profiles in the SBL. For example, the logarithmic profile of wind is directly induced by these turbulent fluxes, and is well reproduced by the SBL scheme.), and
  - 3) the drag and canopy forcing terms (These are computed for each layer, because of the interaction between air and the canopy. These exchanges have to be modeled by the surface scheme to which the SBL scheme is coupled. In this paper, for forests, it takes into account the dynamical terms: drag and impact on TKE.).

The SBL scheme has been validated when coupled to a 3D atmospheric model on an area in southeastern France for two months: one in winter and one in summer. The systematic comparison with more than 350 meteorological stations shows that the SBL scheme, while being as good as simpler single-layer approaches in unstable conditions for temperature and humidity (and better for wind), generally improves the bias of the model in nighttime stable conditions. In mountainous areas, the structure of the flow, often governed by katabatic winds at night, is improved with SBL. The very high resolution of the SBL (five layers below 10 m) allows one to represent accurately the nocturnal SBL while keeping significant energy fluxes, the surface scheme being forced at a very low height (0.5 m). This shows the ability of this approach to solve the problem

of the disconnection between surface schemes and atmospheric models in strongly stable conditions: wintertime and/or mountainous areas. All of this validates the SBL scheme for all types of stability conditions.

The inclusion of the SBL into the urban TEB scheme is presented in Hamdi and Masson (2008). The coupling with the urban canopy takes into account heat turbulent fluxes, drag, and TKE production terms by the buildings. In this study, the ability of the method to simulate the profiles of both mean and turbulent quantities from above the building down to the road surface is shown using the data from the Basel Urban Boundary Layer Experiment (BUBBLE; Rotach et al. 2005). This demonstrates that the proposed method is able to handle correctly the interactions of the air with a complex canopy (the buildings).

Three possible applications of an SBL scheme included in surface schemes are 1) a more physical determination of standard 2-m variables and 10-m wind [It can be seen as a drastic increase of the vertical resolution of the atmospheric models near the ground, without the drawback of a smaller time step (that would be necessary to resolve the advection on a very fine grid). Furthermore, because the additional air layers are not handled by the atmospheric model, the SBL scheme (associated with a surface single-layer scheme) is easy to couple with numerical weather prediction or atmospheric research models.], 2) a better description of the turbulent exchanges and the stability in the SBL, including over complex terrain, for low-level flow and dispersion studies near the surface [As future applications, the dispersion processes in the presence of a

canopy (e.g., chemical vertical diffusion in urban areas) could then be more accurately simulated.), and 3) the inclusion of the detailed physics of the multilayer schemes (e.g., the interactions of forest or urban canopy with atmospheric layers in the SBL) into single-layer schemes.

APPENDIX

Vertical and Temporal Discretization

a. Vertical discretization

The vertical grid for the SBL scheme is a staggered grid (Fig. A1). Historical variables ( $U$ ,  $\theta$ ,  $q$ , and  $e$ ) are defined on “full” levels. The temporal evolution terms due to canopy obstacles [ $\text{Drag}_u$ ,  $(\partial\theta/\partial t)_{\text{canopy}}$ ,  $(\partial q/\partial t)_{\text{canopy}}$ , and  $(\partial e/\partial t)_{\text{canopy}}$ ] are also located on these full levels. The turbulent fluxes computed by the SBL scheme are computed on the “flux” levels, staggered between the full levels. The height of full levels is exactly at middle height between half levels. Note that the grid can be (and is most of the time) stretched, with a higher resolution near the ground. The ground is the first flux level (to be consistent with the boundary condition provided: the surface turbulent fluxes). The atmospheric forcing level is the upper full level (to be consistent with the upper boundary condition).

b. Temporal discretization

For any variable  $X$  ( $U$ ,  $\theta$ ,  $q$ , or  $e$ ), the evolution equation can be written as

$$\frac{\partial X}{\partial t} = \frac{\partial X}{\partial t}(z = z_a) - \frac{\partial F}{\partial z} \left( \frac{\partial X}{\partial z} \right) + \text{For}(X), \quad (\text{A1})$$

where  $F$  is the turbulent flux for  $X = (U, \theta, q)$ , and For contains canopy forcing terms  $[(\partial X/\partial t)_{\text{canopy}}$  for

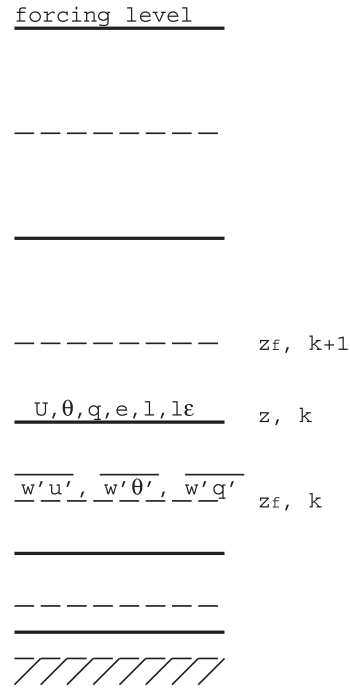


FIG. A1. Schematic view of the vertical discretization for the SBL scheme. Plain lines are full levels. Dotted lines are flux levels.

$X = (U, \theta, q, e)$  and other RHS forces for  $X = e$ . Note that the turbulent flux terms  $F$  depend formally on the vertical derivative of the variable  $(\partial X/\partial z)$  while canopy forces and RHS TKE forces depend on the variable itself ( $X$ ).

To satisfy the stability of the SBL scheme at large time steps, an implicit solving is performed. If the coupling at the atmospheric level is explicit, the atmospheric forcing is not modified in the current time step by the SBL and surface schemes [i.e.,  $(\partial X/\partial t)(z = z_a)$  does not change during the SBL solving]. Of course, the atmosphere will further evolve in response to the turbulent SBL fluxes (through the atmospheric model turbulence parameterization). In these conditions, the SBL implicit solving writes

$$\frac{X^+ - X^-}{\Delta t} = \frac{\partial X^-}{\partial t}(z = z_a) - \frac{\partial F^-}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial F^-}{\partial z} \right) \left( \frac{\partial X^+}{\partial z} - \frac{\partial X^-}{\partial z} \right) + \text{For}^- + \frac{\partial \text{For}^-}{\partial X} (X^+ - X^-), \quad (\text{A2})$$

where  $\Delta t$  is the time step, the minus-sign superscripts indicate the previous time step’s variable (known), and the plus-sign superscripts indicate the future time step’s variable (which one seeks to calculate). Such an implicit scheme leads to a linear system linking

all variables at each level to those from the levels below and above (because of the vertical gradient at the instant indicated by the plus-sign superscript). This system is tridiagonal and is easy to solve numerically.

### c. Implicit coupling with the atmospheric model

It may be necessary in some atmospheric models (essentially because of very long time steps—0.5 h—and the turbulence scheme used in the atmospheric model) to couple implicitly the surface (including the SBL scheme here) and the atmosphere. The first RHS term in (A2) is now equal to

$$[X_{(z=z_a)}^+ - X_{(z=z_a)}^-]/\Delta t.$$

The atmospheric variable at the time indicated by the plus-sign superscript is modified by the surface flux at the forcing level. It is formalized by Best et al. (2004) as

$$X_{(z=z_a)}^+ = AF_{(z=z_a)}^+ + B$$

(where  $A$  and  $B$  are known). Therefore, (A2), in the case of implicit coupling with the atmosphere, is written as

$$\begin{aligned} \frac{X^+ - X^-}{\Delta t} = & \frac{B - X(z = z_a)^-}{\Delta t} + \frac{A}{\Delta t} \left\{ F_{(z=z_a)}^- + \frac{\partial F^-}{\partial \left( \frac{\partial X}{\partial z} \right)}(z = z_a) \left[ \frac{\partial X^+}{\partial z}(z = z_a) - \frac{\partial X^-}{\partial z}(z = z_a) \right] \right\} \\ & - \frac{\partial F^-}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\partial X^+}{\partial z} - \frac{\partial X^-}{\partial z} \right) + \text{For}(X)^- + \frac{\partial \text{For}^-}{\partial X}(X^+ - X^-). \end{aligned} \quad (\text{A3})$$

This is still a linear system involving variables at the future time step at all levels of the SBL scheme, but this system is no longer tridiagonal, because the term  $(\partial X/\partial z)(z = z_a)^+$  (i.e., at upper SBL level) influences directly the variable  $X^+$  at each level. However, such a system is still resolvable, showing the generality of the SBL scheme method proposed here.

### REFERENCES

- Belcher, S. E., N. Jerram, and J. C. R. Hunt, 2003: Adjustment of a turbulent boundary layer to a canopy of roughness elements. *J. Fluid Mech.*, **488**, 369–398.
- Beljaars, A. C. M., and A. A. M. Holtslag, 1991: Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 327–341.
- Best, M. J., A. Beljaars, J. Polcher, and P. Viterbo, 2004: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 1271–1278.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1872–1890.
- Bubnová, R., G. Hello, P. Bénard, and J. F. Geleyn, 1995: Integration of the fully elastic equations cast in the hydrostatic pressure terrain following coordinate in the framework of the ARPEGE/ALADIN NWP system. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 515–535.
- Chen, T. H., and Coauthors, 1997: Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes. *J. Climate*, **10**, 1194–1215.
- Cheng, Y., V. Canuto, and A. Howard, 2002: An improved model for the turbulent PBL. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1550–1565.
- Coccol, O., and S. E. Belcher, 2004: A canopy model of mean winds through urban areas. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1349–1372.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J. L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large eddy simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1–30.
- Deardorff, J., 1978: Efficient prediction of ground temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83**, 1889–1903.
- Geleyn, J. F., 1988: Interpolation of wind, temperature and humidity values from model levels to the height of measurement. *Tellus*, **40A**, 347–351.
- Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes, 2006: Dusty weather forecast using the MesoNH atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D19205, doi:10.1029/2005JD007007.
- Hamdi, R., and V. Masson, 2008: Inclusion of a drag approach in the Town Energy Balance (TEB) scheme: Offline 1D validation in a street canyon. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2627–2644.
- Högström, U., 1988: Nondimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A reevaluation. *Bound.-Layer Meteorol.*, **42**, 680–687.
- Kanda, M., and M. Hino, 1994: Organized structures in developing turbulent flow within and above a plant canopy, using a large eddy simulation. *Bound.-Layer Meteorol.*, **68**, 237–257.
- Kondo, H., Y. Genchi, Y. Kikegawa, Y. Ohashi, H. Yoshikado, and H. Komiyama, 2005: Development of a multilayer urban canopy model for the analysis of energy consumption in a big city: Structure of the urban canopy model and its basic performance. *Bound.-Layer Meteorol.*, **116**, 395–421.
- Lafore, J. P., and Coauthors, 1998: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation. *Ann. Geophys.*, **16**, 90–109.
- Lee, H. N., 1997: Improvement of surface flux calculations in the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 1416–1423.
- Manabe, S., 1969: Climate and the ocean circulation I. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739–774.

- Martilli, A., A. Clappier, and M. Rotach, 2002: An urban surface exchange parameterization for mesoscale models. *Bound.-Layer Meteor.*, **104**, 261–304.
- Masson, V., 2006: Urban surface modeling and the mesoscale impact of cities. *Theor. Appl. Climatol.*, **84**, 35–45.
- , J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, **16**, 1261–1282.
- Noilhan, J., and S. Planton, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.
- Park, H., and S. Hattori, 2004: Modeling scalar and heat sources, sinks, and fluxes within a forest canopy during and after rainfall events. *J. Geophys. Res.*, **109**, D14301, doi:10.1029/2003JD004360.
- Patton, E. G., K. J. Davis, M. C. Barth, and P. P. Sullivan, 2001: Decaying scalars emitted by a forest canopy—A numerical study. *Bound.-Layer Meteor.*, **100**, 91–129.
- , P. P. Sullivan, and C. H. Moeng, 2003: The influence of a forest canopy on top-down and bottom-up diffusion in the planetary boundary layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 1415–1434.
- Paulson, C. A., 1970: The mathematical representation of wind and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857–861.
- Pinty, J. P., and P. Jabouille, 1998: A mixed phase cloud parameterization for use in a mesoscale nonhydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. Preprints, *Conf. on Cloud Physics*, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc., 217–220.
- Pleim, J. E., 2006: A simple, efficient solution of flux profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 341–347.
- Polcher, J., and Coauthors, 1998: A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global Planet. Change*, **19**, 263–278.
- Redelsperger, J. L., F. Mahe, and P. Carlotti, 2001: A simple and general subgrid model suitable both for surface layer and free-stream turbulence. *Bound.-Layer Meteor.*, **101**, 375–408.
- Robock, A., K. Y. Vinikov, C. A. Schlosser, N. A. Speranskaya, and Y. Xue, 1995: Use of mid-latitude soil moisture and meteorological observations to validate soil moisture simulations with biosphere and bucket models. *J. Climate*, **8**, 15–35.
- Rotach, M. W., and Coauthors, 2005: BUBBLE—An urban boundary layer meteorology project. *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, 231–261.
- Shaw, R., and U. Schumann, 1992: Large eddy simulation of turbulent flow above and within a forest. *Bound.-Layer Meteor.*, **61**, 119–131.
- Shen, S., and M. Y. Leclerc, 1997: Modelling the turbulence structure in the canopy layer. *Agric. For. Meteorol.*, **87**, 1–84.
- Simon, E., F. X. Meixner, L. Ganzeveld, and J. Kesselmeier, 2005: Coupled carbon–water exchange of the Amazon rain forest. I. Model description, parameterization and sensitivity analysis. *Biogeosci. Discuss.*, **2**, 333–397.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer, 666 pp.
- Sun, H., T. L. Clark, R. B. Stull, and T. A. Black, 2006: Two-dimensional simulation of airflow and carbon dioxide transport over a forested mountain: Part I: Interactions between thermally-forced circulations. *Agric. For. Meteorol.*, **140**, 338–351, doi:10.1016/j.agrformet.2006.03.023.
- Tulet, P., V. Crassier, F. Solmon, D. Guedalia, and R. Rosset, 2003: Description of the mesoscale nonhydrostatic chemistry model and application to a transboundary pollution episode between northern France and southern England. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4021, doi:10.1029/2000JD000301.
- Xinmin, Z., Z. Ming, S. Bingkai, and W. Hanjie, 1999: Study on a boundary layer numerical model with inclusion of heterogeneous multilayer vegetation. *Adv. Atmos. Sci.*, **16**, 431–442.

## 12.6 Le schéma de convection peu profonde

## A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction

Julien Pergaud · Valéry Masson · Sylvie Malardel · Fleur Couvreux

Received: 19 March 2008 / Accepted: 20 April 2009 / Published online: 19 May 2009  
© Springer Science+Business Media B.V. 2009

**Abstract** For numerical weather prediction models and models resolving deep convection, shallow convective ascents are subgrid processes that are not parameterized by classical local turbulent schemes. The mass flux formulation of convective mixing is now largely accepted as an efficient approach for parameterizing the contribution of larger plumes in convective dry and cloudy boundary layers. We propose a new formulation of the EDMF scheme (for Eddy Diffusivity\Mass Flux) based on a single updraft that improves the representation of dry thermals and shallow convective clouds and conserves a correct representation of stratocumulus in mesoscale models. The definition of entrainment and detrainment in the dry part of the updraft is original, and is specified as proportional to the ratio of buoyancy to vertical velocity. In the cloudy part of the updraft, the classical buoyancy sorting approach is chosen. The main closure of the scheme is based on the mass flux near the surface, which is proportional to the sub-cloud layer convective velocity scale  $w_*$ . The link with the prognostic grid-scale cloud content and cloud cover and the projection on the non-conservative variables is processed by the cloud scheme. The validation of this new formulation using large-eddy simulations focused on showing the robustness of the scheme to represent three different boundary layer regimes. For dry convective cases, this parameterization enables a correct representation of the countergradient zone where the mass flux part represents the top entrainment (IHOP case). It can also handle the diurnal cycle of boundary-layer cumulus clouds (EUROCS\ARM) and conserve a realistic evolution of stratocumulus (EUROCS\FIRE).

**Keywords** Atmospheric boundary layer · Detrainment · Entrainment · Mass flux · Parameterization · Shallow convection · Turbulence

---

J. Pergaud (✉) · V. Masson · S. Malardel · F. Couvreux  
CNRM - GAME, Groupe de Modélisation à Moyenne Échelle,  
Météo-France, 42 Avenue Gaspard Coriolis, BP 31077 Toulouse, France  
e-mail: julien.pergaud@numtech.fr



## 1 Introduction

The parameterization of shallow convection and more generally the mixing in the boundary layer is an important issue in atmospheric numerical models. Moreover, shallow clouds play an important role in the energy budget of the atmosphere through their impact on the incoming shortwave radiation. At the 2-km resolution, typical of current numerical weather prediction (NWP) models, deep convection is resolved but dry and cloudy shallow convection and turbulence must still be parameterized. Therefore, improving the representation of physical processes (turbulent local transport, thermals and shallow clouds) in the planetary boundary layer (PBL) is still an important issue in NWP. In particular, the representation of subgrid vertical fluxes, cloud fraction and cloud water needs to be improved (Teixeira et al. 2008).

In a dry or cloudy convective boundary layer (CBL), the evolution of a variable  $\phi$  is strongly influenced by vertical turbulent transport. Therefore, a good estimation of the second-order moment  $\overline{w'\phi'}$  is needed to determine the trend of  $\overline{\phi}$  correctly.

Eddy diffusivity or K-theory was the first approach used to parameterize the vertical mixing in the PBL, where the turbulent flux is expressed as a function of the vertical gradient of the mean variable. Nevertheless, this formulation fails to represent the upper part of a dry CBL where the turbulent heat transport is opposed to the mean potential temperature ( $\theta$ ) gradient (Deardorff 1966; Schumann 1987). A solution was developed to represent the non-local effect of the large eddies by adding a countergradient term to the K-theory (Deardorff 1966; Holtslag and Moeng 1991; Cuijpers and Holtslag 1998; Tomas and Masson 2006). Another historical approach is “mass flux” parameterization, first introduced in studies of cumulus convection (Ooyama 1971; Betts 1973; Yanai et al. 1973; Arakawa and Schubert 1974; Tiedtke 1989; Bechtold et al. 2001). This formulation describes the vertical ascent of convective structures, where a top-hat distribution is used to divide the grid cell into an updraft zone and its surrounding environment (Arakawa and Schubert 1974).

Siebesma and Teixeira (2000) and Hourdin et al. (2002) have developed a new parameterization that combines eddy-diffusivity and mass flux approaches in a consistent way. Organized strong updrafts are parameterized by the mass flux part while the remaining turbulence is parameterized using K-theory. This parameterization, named EDMF (Eddy Diffusivity\Mass Flux), was developed to model cloudy shallow convection and dry convection in a unified way. In the EDMF framework, the turbulent flux of a conservative variable  $\phi$  is defined as:

$$\overline{w'\phi'} = -K \frac{\partial \overline{\phi}}{\partial z} + \frac{M_u}{\rho} (\phi_u - \overline{\phi}), \quad (1)$$

where  $\rho$  is the density,  $K$  is the turbulent diffusivity,  $M_u$  is the convective mass flux  $M_u = \rho a_u w_u$  ( $a_u$  is the updraft fraction area and  $w_u$  is the vertical velocity in the updraft),  $\overline{\phi}$  is the mean value and  $\phi_u$  is the updraft value of the variable  $\phi$ .

In this formulation, it is assumed that the size of the updraft area is very small compared to the grid size ( $a_u \ll 1$ ), so the environmental values are considered equal to the mean values. The effect of downdrafts is neglected as this parameterization is used only for shallow convection. Siebesma and Cuijpers (1995) and Wang and Stevens (2000) have shown that the mass flux contribution in Eq. 1 can represent 80–90% of the total flux of conservative variables (conservative without precipitation): the liquid potential temperature ( $\theta_l$ ) and the total mixing ratio ( $r_t$ ). The eddy-diffusivity term represents the remaining fluctuations due to non-organized local turbulence. The EDMF concept is well suited to modelling boundary-layer physical processes leading to shallow convection and shallow cloud formation.

**Table 1** Main characteristics of the previous EDMF schemes

	SMST04	SST07	RH08
Dry portion equations	$w_u$	$w_u$	$w_u, M_u$
Cloudy portion equations	$w_u, M_u$		$w_u, M_u$
Closure	LCL: $a_c$ Grd: $w_u$	Grd: $\sigma_w$	Grd: $w_u = 0, a_u$ $z_s: M_u = \sum_k E_s(k)$ $a_u$ Profile
Updraft fractional area	Constant		
Cloud fractional area	Variable		
Dry entrainment	$\epsilon = c_\epsilon \left( \frac{1}{z} + \frac{1}{z_i - z} \right)$	$\epsilon = c_\epsilon \left( \frac{1}{z} + \frac{1}{z_i - z} \right)$	$E(z) = E_s(z) + \beta D(z)$
Dry detrainment			$D(z) = \frac{\partial}{\partial z} \left( \frac{\rho w_u \sqrt{\lambda z}}{r z_t} \right)$
Cloudy entrainment	Constant		Constant
Cloudy detrainment	Constant		Constant
Momentum transport			ED\MF

SMST04 stands for [Soares et al. \(2004\)](#), SST07 for [Siebesma et al. \(2007\)](#) and RH08 for [Rio and Hourdin \(2008\)](#). Crucial points are definitions of entrainment and detrainment and the closure of the scheme. Grd is for ground and LCL for lifting condensation level

The main purpose of our article is to present a new set of parameterizations based on the EDMF concept. The EDMF approach has been implemented in various versions: a first version was implemented by [Soares et al. \(2004\)](#) (SMST04) in the research model Meso-NH some years ago. Meanwhile, other parameterizations based on the same concept have been developed (SST07 for [Siebesma et al. \(2007\)](#) and RH08 for [Rio and Hourdin \(2008\)](#)). Their characteristics are summarized in Table 1. First, in the dry portion of the CBL, [Soares et al. \(2004\)](#) and [Siebesma et al. \(2007\)](#) diagnosed the mass flux from the vertical velocity  $w_u$ . Assuming a constant updraft fraction, they only needed a definition for the dry entrainment, and used an empirical definition for entrainment based on [De Roode et al. \(2000\)](#). [Hourdin et al. \(2002\)](#) diagnosed the mass flux at the top of the surface layer ( $z_s$ ) as the sum of the entrainment in this layer. Above, entrainment vanishes and only the detrainment is defined to obtain a given profile of the updraft fractional area ( $a_u$ ). [Rio and Hourdin \(2008\)](#) modified this entrainment (Table 1). More explanations are to be found in these references.

In the cloud layer, entrainment and detrainment have always been considered constant in these parameterizations, as in [Tiedtke \(1989\)](#). These quantities have been defined by [Siebesma and Holtslag \(1996\)](#) from large-eddy simulations (LES) of a trade-wind cumulus case although other complex formulations have been used in mass flux parameterizations. Moreover, [Soares et al. \(2004\)](#) used the mass flux equation in the cloudy portion and closed the scheme using a constant cloud fractional area at the lifting condensation level (LCL).

The main motivations for developing a new version using the EDMF concept were:

- to improve the representation of cloud characteristics: liquid water content and cloud fraction;
- to improve the mixing in the CBL, notably in the countergradient transport where eddy diffusivity is insufficient ([Stull 1988](#));
- to retain the [Kain and Fritsch \(1990\)](#) approach and so enable vertical variations of entrainment and detrainment in the cloudy portion;
- to have adaptive dry entrainment and detrainment depending on the type of the CBL and the strength of convection, and limit the impact of the scheme if conditions are unfavourable for convection development;

- to enable variations of updraft area fraction, which is taken as constant in several previous formulations;
- to improve the mixing of momentum.

In Sect. 2, we describe the updraft model and the definition of entrainment and detrainment in dry thermals and also within clouds for shallow cumulus cases. The subgrid cloud scheme is also introduced. In Sect. 3, the scheme is evaluated via comparisons with LES on different case studies.

## 2 Description of the Convection Scheme

### 2.1 Updraft Model

The updraft model is defined as a single entraining/detraining rising parcel as in Soares et al. (2004). One resulting updraft described by the mass flux is used to represent the effect of several plumes, and its characteristics are determined as a function of mixing between the updraft and its environment through entrainment  $E$  (the inward mass flux from the environment to the updraft) and detrainment  $D$  (the outward mass flux). Moreover, in the mass flux approximation, the cloud ensemble is considered in the steady state. The mass flux is defined as  $M_u = \rho a_u w_u$ , and its evolution is determined by a diagnostic equation of the mass continuity between the updraft and its surrounding environment (Fig. 1),

$$\frac{\partial M_u}{\partial z} = (E - D) \quad (2)$$

or,

$$\frac{1}{M_u} \frac{\partial M_u}{\partial z} = (\epsilon - \delta) \quad (3)$$

where  $\epsilon$  and  $\delta$  are respectively the entrainment rate ( $E = \epsilon M_u$ ) and the detrainment rate ( $D = \delta M_u$ ).

The evolution of a conserved parcel characteristic  $\phi_u$  during the ascent is defined as in Siebesma (1998):

$$\frac{\partial M_u \phi_u}{\partial z} = E \bar{\phi} - D \phi_u \quad (4)$$

using Eq. 2 and simplified as:

$$\frac{\partial \phi_u}{\partial z} = -\epsilon(\phi_u - \bar{\phi}) \quad (5)$$

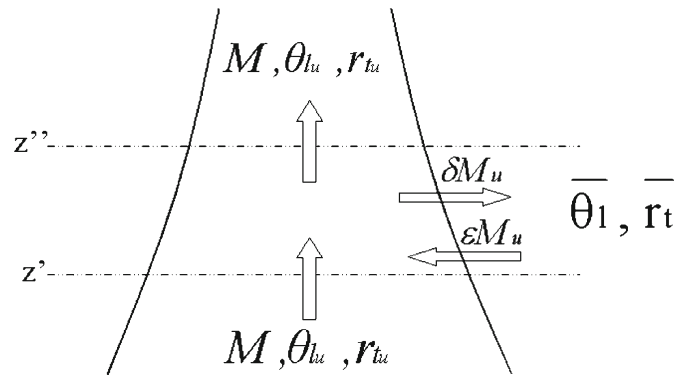
where  $\phi_u$  and  $\bar{\phi}$  are respectively an updraft conserved variable and its mean value on the grid. This equation is used to determine the evolution of updraft conservative variables such as the liquid potential temperature  $\theta_{lu}$  and the total mixing ratio  $r_{tu}$  during ascent.

The vertical velocity ( $w_u$ ) equation for the updraft is given by:

$$w_u \frac{\partial w_u}{\partial z} = B_u - \epsilon w_u^2 - P \quad (6)$$

where on the right-hand side (rhs), the first term is the buoyancy, the second term is the entrainment, and  $P$  represents the pressure term defined, e.g. in Simpson and Wiggert (1969),

**Fig. 1** Variations of the updraft characteristics  $M_u, \theta_{lu}$  and  $r_{lu}$  dependent on the mixing with the environment dictated by the entrainment  $\epsilon M_u$  and the detrainment  $\delta M_u$



Siebesma et al. (2003), Soares et al. (2004) as a linear combination of the first two terms. Therefore, the equation can be simplified as:

$$w_u \frac{\partial w_u}{\partial z} = aB_u - b\epsilon w_u^2 \tag{7}$$

where  $a = 1$  and  $b = 1$ , defined respectively as a virtual mass coefficient and a drag coefficient (Simpson and Wiggert 1969). Numerical aspects are given in Appendix 2.

Using the definition of mass flux, Soares et al. (2004) and Siebesma et al. (2007) computed the mass flux in the dry portion of their updraft directly from the vertical velocity obtained from Eq. 7 and using a constant fractional area. At the cloud base, they used a constant value of the cloud fractional area to compute the mass flux and close the scheme.

Here, Eq. 7 is used to define the top of the updraft where  $w_u$  vanishes and also to diagnose the updraft fraction area,  $a_u$ , which is not a constant or a closure of the scheme as in Soares et al. (2004) and Siebesma et al. (2007).

Here, thanks to the independent computations of both mass flux  $M_u$  (Eq. 3) and  $w_u$  (Eq. 7), the updraft fraction area can vary vertically, and is defined as

$$a_u = \frac{M_u}{\rho w_u}. \tag{8}$$

The vertical variations of this last variable are important because  $a_u$  is used to diagnose the cloud fraction (see next section).

Only Hourdin et al. (2002) and Rio and Hourdin (2008) apply their scheme to momentum mixing, processing the wind component as a conservative variable. Here, the mass flux approach is used to perform a non-local mixing of momentum along the vertical in addition to the mixing already performed by the turbulent scheme via the eddy-diffusivity approach. But, since the momentum is not conservative, the effect of pressure perturbations is added using a parameterization from Gregory et al. (1997). The evolution of the updraft horizontal wind component is defined as:

$$\frac{\partial u_u}{\partial z} = -\epsilon(u_u - \bar{u}) + C_u \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}, \tag{9}$$

$$\frac{\partial v_u}{\partial z} = -\epsilon(v_u - \bar{v}) + C_v \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}, \tag{10}$$

where  $C_u = C_v = 0.5$ , and  $u_u$  ( $v_u$ ) represents the zonal (meridional) component of wind speed modified during the ascent in the updraft;  $\bar{u}$  and  $\bar{v}$  are zonal and meridional mean wind components respectively.

## 2.2 Lateral Mass Exchanges

The definition of entrainment and detrainment is the crucial issue in this type of parameterization. Various studies have used different definitions for various PBL regimes (e.g. Siebesma, 1998; Neggers et al., 2002; De Rooy and Siebesma, 2008). Using LES results, De Roode et al. (2000) showed that, for the dry CBL, the entrainment rate could be approximated by:

$$\epsilon = cz^{-\alpha} \quad (11)$$

with  $\alpha$  close to 1. This formulation takes the entrainment dependence on height into account. Siebesma and Teixeira (2000) used another formulation to define lateral exchanges in the dry portion of the CBL:  $\epsilon = 1/z + 1/(z_i - z)$  where  $z_i$  is the inversion height. In this formulation applied by Soares et al. (2004),  $\epsilon$  is only dependent on geometrical aspects but independent of the type of boundary layer or the intensity of the thermals in convective regime. Rio and Hourdin (2008) defined the detrainment rate from other geometrical considerations, where detrainment is regulated to reduce the width of the thermal from the surface to  $z_i$ , becoming zero at the top of the CBL. Moreover, the entrainment rate is defined as proportional to the detrainment rate in the dry portion of the CBL.

Here, we have chosen to define lateral mass exchanges from physical characteristics of the CBL. Arakawa (2004) explains that buoyancy is an important parameter in shallow convection. Moreover, the vertical velocity  $w_u$  is considered as a pertinent parameter in the description of mixing between dry updraft or the cloud and their environment in shallow convection. Neggers et al. (2002) define the entrainment as inversely proportional to vertical velocity for shallow cumulus convection, and Cheinet (2003) also applies this formulation to dry plumes. This means that  $\epsilon$  is not constant but decreases with higher vertical velocities. In other words, an updraft with strong vertical velocity will be isolated from its environment.

Here, in the dry portion of the CBL,  $\epsilon$  and  $\delta$  are no longer dependent on  $z$  (Eq. 11) but take physical characteristics of a buoyant ascending parcel into account. Equation 7 shows that buoyancy is linked to vertical velocity,  $w_u^2$  being a vertical integral of the buoyancy. However, locally, both can be independent, for example in the non-buoyant part where negative buoyant air can still be ascending. Young (1988) explains that the correlation between the buoyancy and  $w$  decreases in the upper part of the CBL, the buoyancy acting as a displacing force in the lower part of the CBL and as a restoring force in the upper part of the CBL. Thus, lateral mixing does not only depend on vertical velocity as in Neggers et al. (2002) but must be locally defined as an equilibrium between  $w_u$  and buoyancy  $B_u$ . By dimensional analysis (Buckingham 1914), we obtain:

$$\epsilon_{dry}, \delta_{dry} \propto \frac{B_u}{w_u^2} \quad (12)$$

where  $B_u = g(\theta_{v,u} - \bar{\theta}_v)/\bar{\theta}_v$  is the buoyancy.

Near the ground, relatively strong buoyancy and weak vertical velocity allow strong entrainment to import many air parcels into the updraft, implying a positive proportionality coefficient for  $\epsilon$ . Near the inversion, in the non-buoyant zone, much air is detrained implying a negative proportionality coefficient for  $\delta$ . Since entrainment and detrainment rates cannot be negative, the entrainment rate is zero where the updraft is non-buoyant compared to its surrounding environment. Conditional sampling of detrainment in LES has shown that detrainment is not null in the mixed layer (Fig. 9c), so to keep a positive detrainment in the buoyant part of the updraft, a minimum detrainment is defined using a modified formulation from Lappen and Randall (2001):  $\delta = (L_{up} - z)^{-1}$ .

Eventually, in the dry portion of the CBL, entrainment and detrainment are defined as:

$$\epsilon_{dry} = \text{Max} \left[ 0, C_\epsilon \frac{B_u}{w_u^2} \right], \quad (13)$$

$$\delta_{dry} = \text{Max} \left[ \frac{1}{L_{up} - z}, C_\delta \frac{B_u}{w_u^2} \right], \quad (14)$$

where  $L_{up}$  is the [Bougeault and Lacarrère \(1989\)](#) (BL89) upward mixing length,  $C_\delta$  and  $C_\epsilon$  have been tuned to fit one-dimensional (1D) entrainment and detrainment to LES,  $C_\delta = -10$  and  $C_\epsilon = 0.55$ . Numerical aspects are given in Appendix 3.

There are several descriptions of the exchanges in the cloudy portion. [Simpson and Wiggert \(1969\)](#) defined entrainment and detrainment rates as functions of the cloud radii. In the parameterizations of [Tiedtke \(1989\)](#), the entrainment and detrainment rates are constant  $\epsilon = \delta = 2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ . Using LES results, [Siebesma and Cuijpers \(1995\)](#) showed that typical entrainment and detrainment values are one order of magnitude higher than the values used in [Tiedtke \(1989\)](#) and that the detrainment rate is larger than the entrainment rate, thus allowing a decreasing mass flux in the cloud. They found typical values for  $\epsilon$  and  $\delta$  of  $2 \times 10^{-3}$  and  $3 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  respectively. [Soares et al. \(2004\)](#) and [Rio and Hourdin \(2008\)](#) also used these fixed values for entrainment and detrainment (Table 1).

We chose to define two different types of exchange differentiating the dry portion of the updraft from the moist one because the environment of any updraft is strongly turbulent compared to the environment of a cloud. [Taylor and Baker \(1991\)](#) have emphasised the importance of buoyancy sorting in determining the cloud composition and in defining a continued lateral entrainment and detrainment. [Zhao and Austin \(2003\)](#) explained that a buoyancy sorting model could be used as a physically more realistic alternative to entraining plume models in shallow cumulus convection notably resolving the Warner paradox. In the parameterization presented here, if the lifting condensation level (LCL) is reached, lateral exchanges are computed using the parcel buoyancy sorting approach of [Kain and Fritsch \(1990\)](#) (KF90 in the following). Details are given in [Kain and Fritsch \(1990\)](#) and [Bechtold et al. \(2001\)](#).

### 2.3 Scheme Initialization and Closure

Usually, convection schemes use a closure at the lifting condensation level (LCL), and [Neggers et al. \(2004\)](#) studied the impact of different types of closure at the cloud base. They showed that the closure developed by [Grant \(2001\)](#) for shallow cumulus using the subcloud convective velocity scale  $w_*$  ([Deardorff 1980b](#)) gave satisfactory results due to the fact that the subcloud turbulence drives the transport at cloud base. Our approach is consistent with these results. Real dynamical continuity links the subcloud layer to the cloud layer, so  $M_u$  at LCL is computed directly from the mass flux equation (Eq. 2), and takes the mixing processes into account for the whole subcloud layer.

Since the scheme starts from the surface,  $M_u(z_{grd})$  is computed as a function of  $w_*$  but at the surface, unlike the closure at the cloud base defined by [Grant \(2001\)](#),

$$M_u(z_{grd}) = C_{M_0} \rho \left( \frac{g}{\theta_{vref}} \overline{w'\theta'_{vs}} L_{up} \right)^{1/3} \quad (15)$$

where  $\overline{w'\theta'_{vs}}$  is the surface buoyancy flux,  $L_{up}$  is the BL89 upward mixing length corresponding to the distance that a parcel leaving the ground travels due to buoyancy. The value

of  $C_{M_0} = 0.065$  is based on LES results and its determination is given in Appendix 1. Note that, in the surface layer, this value is greater than the value  $C_{M_0} = 0.03$  originally proposed by Grant (2001) at the LCL.

The rising parcel characteristics are determined at the ground using the formulation of Soares et al. (2004) in which an excess is added to the environmental values. For example, the updraft liquid potential temperature near the ground is:

$$\theta_{lu}(z_{grd}) = \bar{\theta}_l(z_{grd}) + \alpha \frac{\overline{w'\theta'_{ls}}}{e^{1/2}(z_{grd})} \quad (16)$$

where the value of  $\alpha$  is 0.3 as in Soares et al. (2004). Sensitivity tests indicate (in the range [0, 1]) that results are not dependent on this coefficient (not shown). This excess is formulated as a function of the surface-layer variability according to Troen and Mahrt (1986) who demonstrated that the excess is well correlated with the ratio of the surface heat flux and the square root of turbulent kinetic energy. A similar equation is used for  $r_t$ .

At the surface,  $w_u$  is initialized from the turbulent kinetic energy  $e$  (provided by the turbulence scheme),

$$w_u^2(z_{grd}) = \frac{2}{3}e(z_{grd}). \quad (17)$$

## 2.4 The Subgrid Condensation Scheme

The updraft scheme must represent the evolution of an air parcel during its ascent including not only dynamical but also thermal evolutions, noting that the parcel can condense. Therefore, a subgrid cloud is diagnosed from the updraft characteristics. Although conservative variables are used, we diagnose a subgrid liquid mixing ratio  $r_{cup}$  and a cloud fraction  $CF$ ;  $r_{cup}$  is computed from  $\theta_l$ ,  $r_t$  and pressure using a “all or nothing” variation scheme since the updraft air parcels are considered to be completely cloudy.  $CF$  is defined as proportional to the updraft fraction on the grid  $a_u$ :

$$CF = C_{cf}a_u \quad (18)$$

where  $C_{cf} = 2.5$ . The horizontal size of the cloud is taken as 2.5 times greater than the size of the updraft; this parameter was tuned to fit the 1D cloud fraction to LES results. The coefficient represents the difference between the cloudy core fraction and the cloud fraction.

The liquid mixing ratio is approximated as the product of the previously computed cloud fraction and the updraft liquid mixing ratio computed from the updraft conservative variables (Bechtold and Cuijpers 1995):

$$\bar{r}_c = r_{cup}CF. \quad (19)$$

In our parameterization,  $r_c$  is not a prognostic variable. If the mass flux becomes zero, the cloud disappears totally. Only a prognostic cloud scheme can lead to evaporation of a cloud over several timesteps. So, passive clouds that are not maintained by a thermal are not taken into account in the parameterization. However, here,  $\bar{r}_c$  represents only the contribution of the shallow convection clouds. Other contributions for clouds can arise from the subgrid turbulence scheme or from the microphysical scheme (notably for resolved clouds).

### 3 Evaluation of 1D Results with Large-Eddy Simulations

#### 3.1 The Numerical Model

The model used to simulate these different convection cases is the non-hydrostatic model Meso-NH (Lafore et al. 1998), which can be used in various configurations: mesoscale meteorological model, cloud resolving model (CRM) or LES. The turbulence scheme is the 1.5-order prognostic turbulence scheme developed by Cuxart et al. (2000), which is activated for all single column model (SCM) simulations and enables the computation of the eddy-diffusivity component of the turbulent fluxes (Eq. 1). In LES simulations, the turbulence scheme is three-dimensional while it is purely vertical (and coupled to the mass flux scheme) in the 1D simulations. For each of the meteorological situations simulated below, two simulations were run:

- an LES simulation considered as the reference;
- a 1D simulation with mass flux included.

In addition, in order to highlight the transport linked to the thermals in a dry CBL and stratocumulus PBL, another 1D simulation was performed without the mass flux scheme (only the turbulence scheme was activated).

Note, too, that although no observations were used for validation, we followed the Global Energy and Water Cycle Experiment Cloud System Study (GCSS) methodology (Browning 1993) consisting of using observations to evaluate the LES that is then used to validate SCM results. Finally, Siebesma et al. (2003) and Brown et al. (2002) have shown that LES are robust for representing shallow cumulus convection and Duynkerke et al. (2004) have shown that this is also the case for a stratocumulus-topped boundary layer.

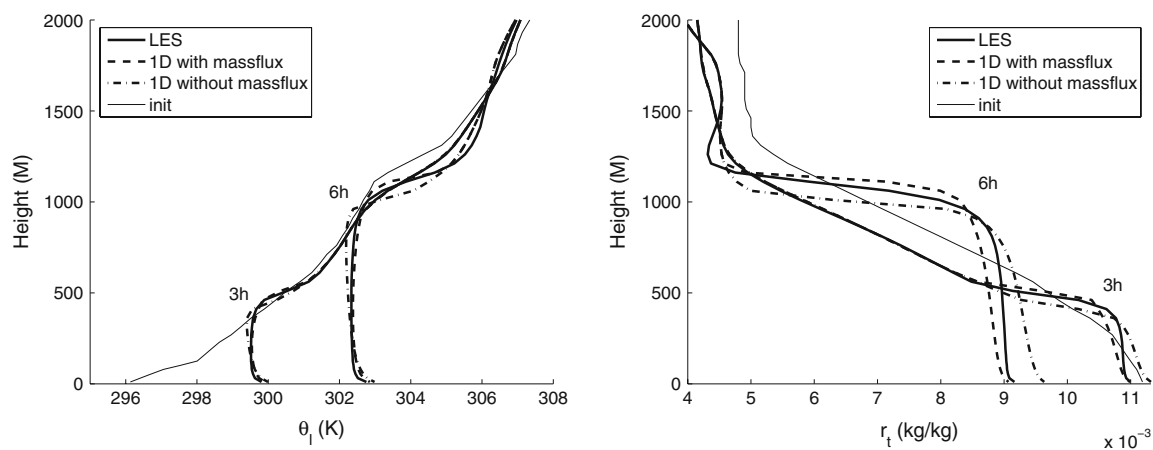
#### 3.2 Dry Convective Boundary Layer

The first case tested with the new parameterization is a case from a dataset collected during the International H<sub>2</sub>O project (IHOP) described by Weckwerth et al. (2004). This field experiment took place in the US Southern Great Plains (SGP) from 13 May to 25 June 2002. Here, we use the 14 June 2002 day corresponding to a growing CBL near Homestead, Oklahoma. The LES was evaluated against soundings, aircraft and lidar measurements (Couvreur et al. 2005). Initial profiles for potential temperature and water vapour mixing ratio and prescribed surface fluxes were used in LES and SCM (Fig. 2). The same vertical resolution was applied (58 levels, resolution better than 100 m below 2,500 m and up to 150 m higher up) in the LES and SCM. The timestep was fixed at 60 s. Forcing to take account of mesoscale advection was added as in Couvreur et al. (2005). The configurations of these simulations are summarized in Table 2.

Figure 2 shows  $\theta_l$  and  $r_l$  profiles after 3 and 6 h of simulation for LES, SCM simulation with the new scheme and SCM simulation using only the turbulence scheme. A significant improvement of the dry CBL representation was achieved by adding the mass flux term. With the turbulence scheme only, the model fails to represent the countergradient zone. When only the eddy-diffusivity term is taken into account in Eq. 1, no turbulent transport opposed to the gradient is represented. Without mass flux, the top entrainment is incorrectly represented leading to a too-low inversion and a too-cold and too-moist CBL.

Adding the mass flux contribution to the turbulent fluxes enables the development of the CBL to be accurately simulated. The inversion is well located according to LES and the countergradient zone is well simulated.





**Fig. 2** IHOP case: Vertical profiles of liquid potential temperature  $\theta_l$  and total mixing ratio  $r_t$  after 3 and 6 h of simulation. *Solid thin line* is the initial profile, *solid line* represents LES results, *dashed line* the SCM simulation with the new parameterization and *dashed-dotted line* the profile obtained using only the turbulence scheme

**Table 2** Configurations of the different simulations for the different cases studied including vertical grid size at the inversion and in the mixed layer, horizontal resolution only for LES and timestep

	IHOP	ARM	FIRE
Configuration	LES/SCM	LES/SCM	LES/SCM
$\Delta x, \Delta y$ (LES) (m)	100	100	50
$\Delta z$ Mixed layer (m)	20–50	40	10
$\Delta z$ Inv. (m)	50	40	10
$\Delta t$ (SCM) (s)	60	60	60

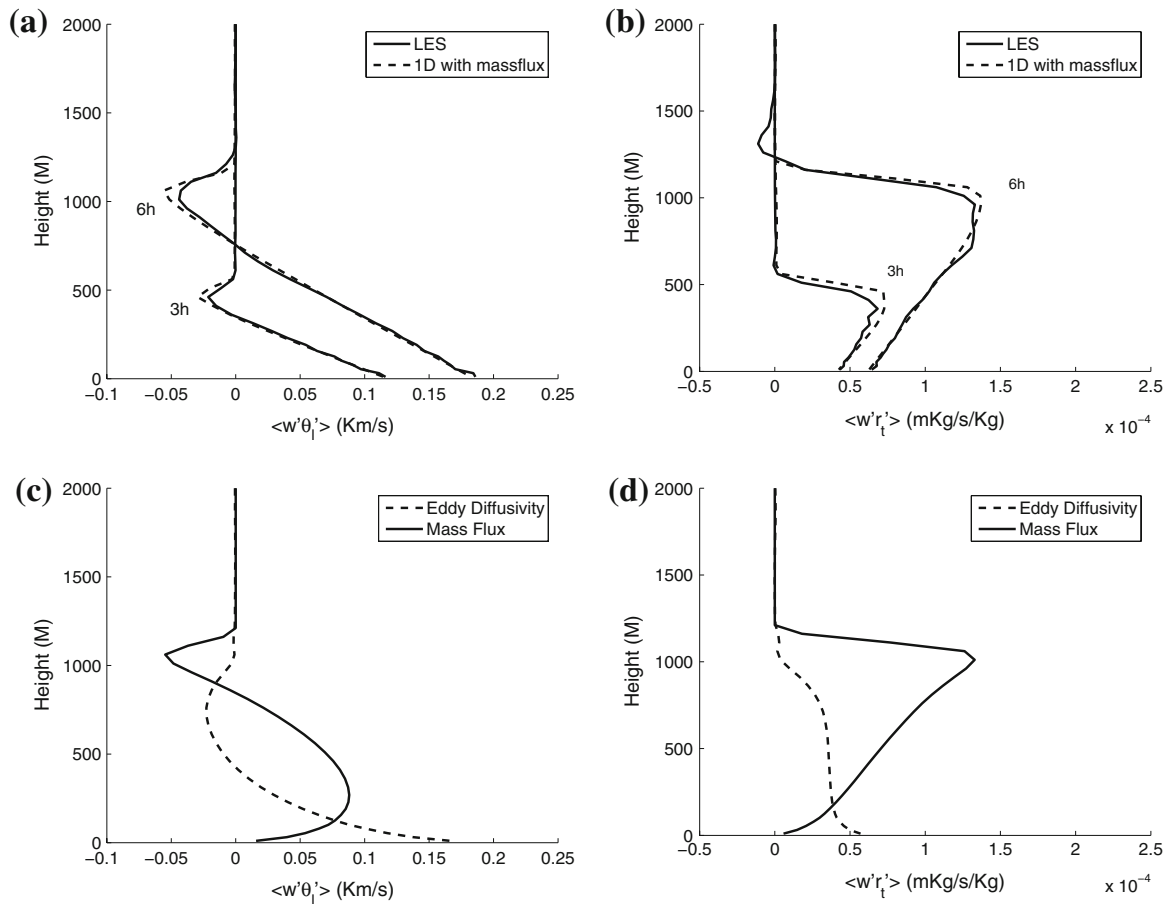
The turbulent fluxes obtained from the SCM are very similar to the LES turbulent fluxes (Fig. 3). The gradient of these fluxes are comparable leading to a correct estimation of the evolution of conservative variables. The eddy diffusivity mainly contributes to the turbulent fluxes in the lower part of the BL while the mass flux contribution predominates in the upper part. Local mixing due to small eddies is important near the ground whereas the non-local mixing, due to the large eddies, has an impact in the upper part of the CBL. The fact that the mass flux part is the only contribution to the mixing near the inversion can be explained by the overshooting of updrafts responsible for top entrainment enabling the CBL growth. This agrees with the study of Sullivan et al. (1998) who showed, using LES, that overshooting thermals are responsible for top entrainment in a dry CBL.

Figure 4 shows that the new parameterization improves the wind profiles throughout the simulation, and adding a non-local transport contribution improves the variability of the momentum fluxes.

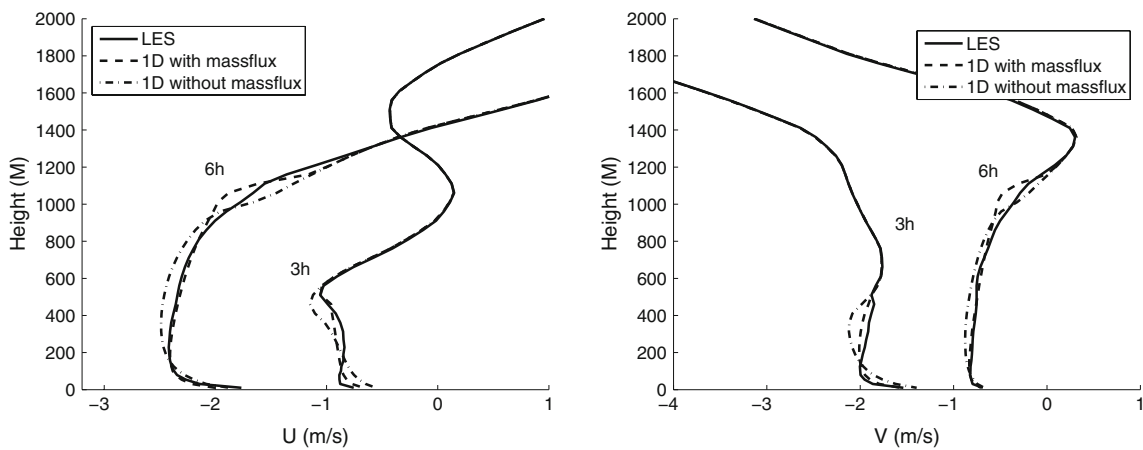
To conclude, these different results show the capability of the scheme in representing the development of a growing CBL from a stable nocturnal layer. The new scheme was also tested on another case of dry convection from a dataset collected during the Wangara Experiment (Clarke et al. 1971). Similar results were found.

### 3.3 Diurnal Cycle of Cumulus Over Land: EUROCS\ARM

The EUROCS\ARM case study is a well-documented typical case of shallow convection, and is based on an idealization of the experiment performed at the Southern Great Plains



**Fig. 3** IHOP case: Turbulent fluxes **a**  $\overline{w'\theta'_t}$  and **b**  $\overline{w'r'_t}$  after 3 and 6h of simulation. *Solid line* represents LES results, *dashed line* SCM results with the new parameterization. Contributions of the eddy-diffusivity term (*dashed line*) and mass flux term (*solid line*) in the computation of **c**  $\overline{w'\theta'_t}$  and **d**  $\overline{w'r'_t}$



**Fig. 4** IHOP case: *U* and *V* profiles after 3 and 6h of simulation. *Solid line* represents LES results, *dashed line* SCM results with the new parameterization and *dashed-dotted line* the profile obtained using only the turbulence scheme

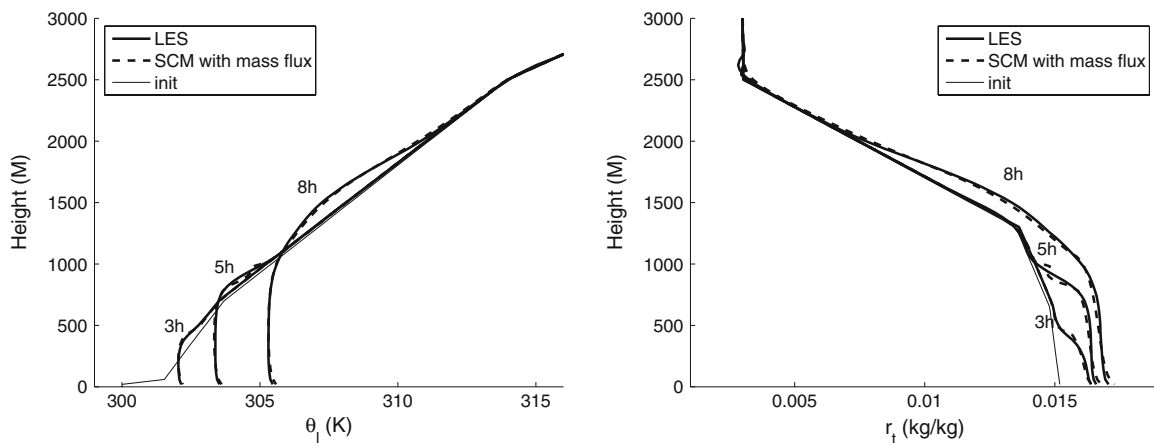
site of the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program during the European cloud systems project (EUROCS). [Brown et al. \(2002\)](#) presented this case of a diurnal cycle of cloudy convection over land. The objective here was to simulate the development of a CBL over land, where forcing is generally both stronger and varies more with time varying than

over the ocean. SCM simulations were performed using the same vertical stretched grid as used in LES: 100 levels were used with constant vertical resolution of 40 m up to 4,000 m as in Brown et al. (2002). The timestep was set to 60 s. Initial profile, prescribed surface fluxes and forcing were the same than those discussed by Brown et al. (2002) and used for LES. The configurations of these simulations are summarized in Table 2.

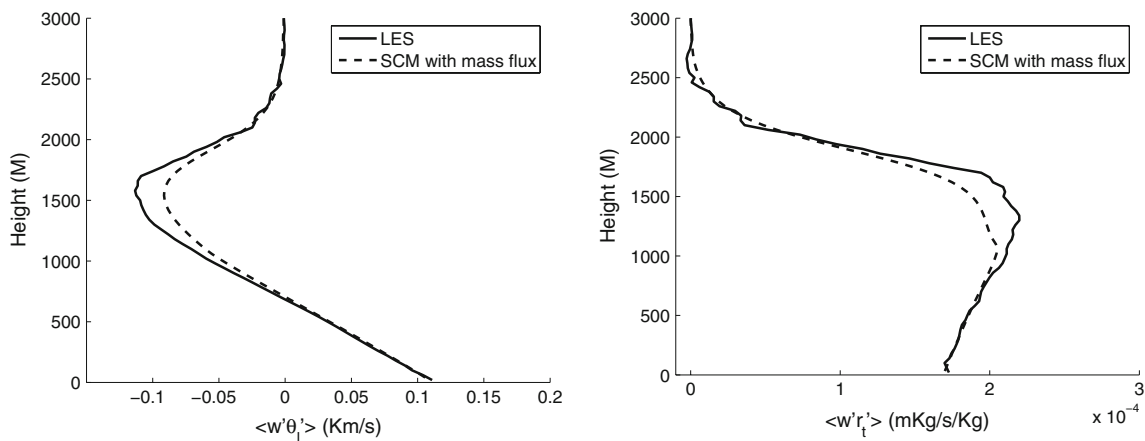
### 3.3.1 Conservative Variables and Turbulent Fluxes

Figure 5 shows  $\theta_l$  and  $r_t$  profiles at different times. The results obtained with the SCM are very consistent with those obtained by LES, and CBL growth is well-represented by the model with the new parameterization: the inversion is well-positioned. The model represents the evolution of  $\bar{\theta}_l$  and  $\bar{r}_t$  consistently in both the dry and the cloudy portions.

Figure 6 shows mean profiles of turbulent fluxes averaged over 8–9h. The SCM results of turbulent fluxes are consistent with those obtained from LES in the dry portion of the CBL. But in the cloud layer (between 1,100 and 2,000 m), turbulent fluxes are slightly weaker than in LES. Note that there is no discontinuity at the lifting condensation level (LCL) where the computation of entrainment and detrainment changes.



**Fig. 5** ARM case:  $\theta_l$  and  $r_t$  profiles after 3, 5, 8 h of simulation. *Solid thin line* is the initial profile, *solid line* for LES results, *dashed line* for results with the new parameterization



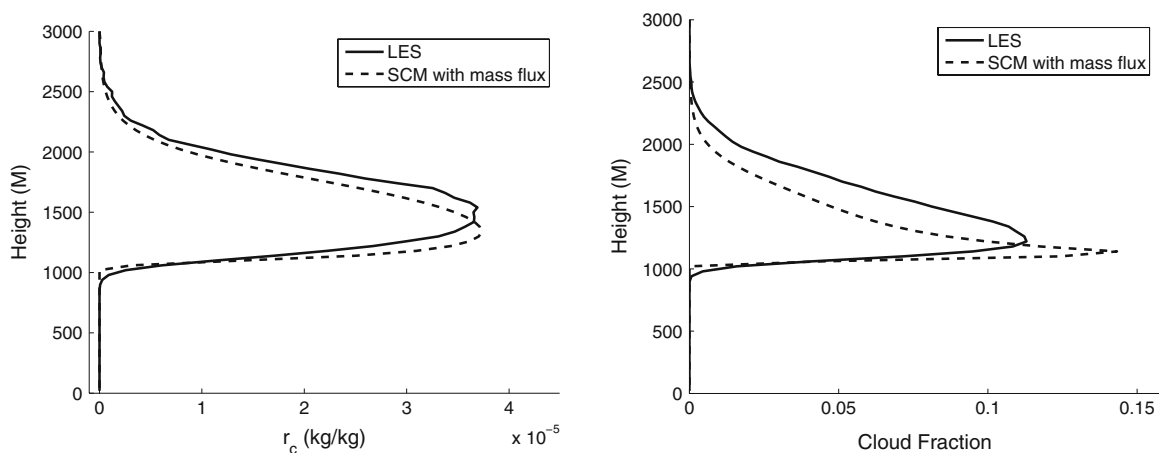
**Fig. 6** ARM case: turbulent fluxes  $\overline{w'\theta'_l}$  and  $\overline{w'r'_t}$  profiles averaged over 8–9h. *Solid line* represents LES and the *dashed line* SCM with the new parameterization

### 3.3.2 Cloud Variables

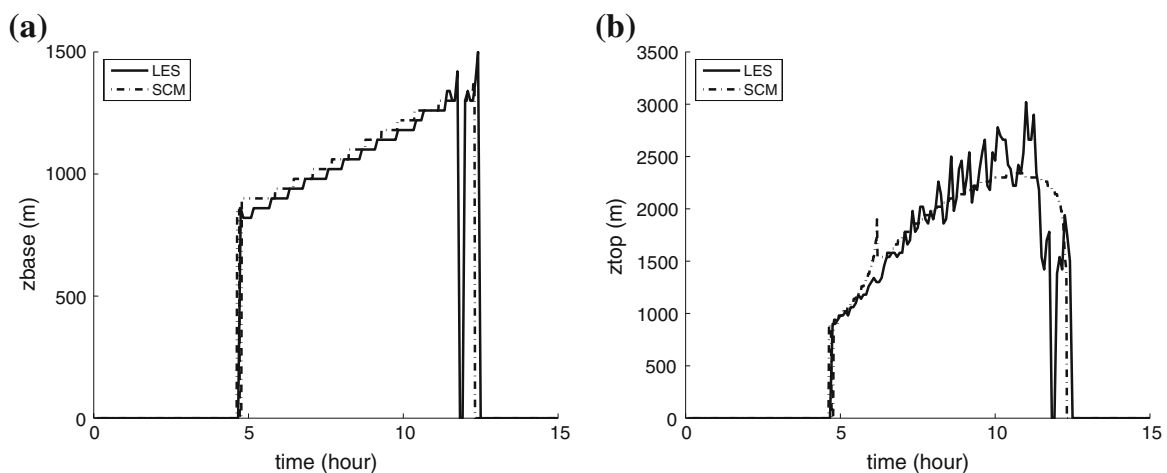
Lenderink et al. (2004) have shown in their SCM intercomparison study that SCMs have a number of general deficiencies: “too large values of cloud cover and cloud liquid water, unrealistic thermodynamic profiles and high amounts of numerical noise”. In recent studies, dealing with shallow cumulus parameterization, the liquid water mixing ratio  $r_c$  and the cloud fraction are still misdiagnosed by SCMs. For example, in Soares et al. (2004),  $\bar{r}_c$  is overestimated or underestimated due to a lack of mixing of the conservative variables and the cloud fraction is too large.

With the new set of parameterizations proposed here, there is no numerical noise and thermodynamic profiles are consistent with those obtained using LES (as shown previously). The cloud fraction and the cloud liquid water  $\bar{r}_c$  are well-modelled by the subgrid condensation scheme, as illustrated in Fig. 7 showing the profile of the liquid mixing ratio and the cloud fraction averaged over 8–9 h. Qualitatively, 1D values of  $\bar{r}_c$  and cloud fraction are similar to LES results, notably the decrease of this variable with height.

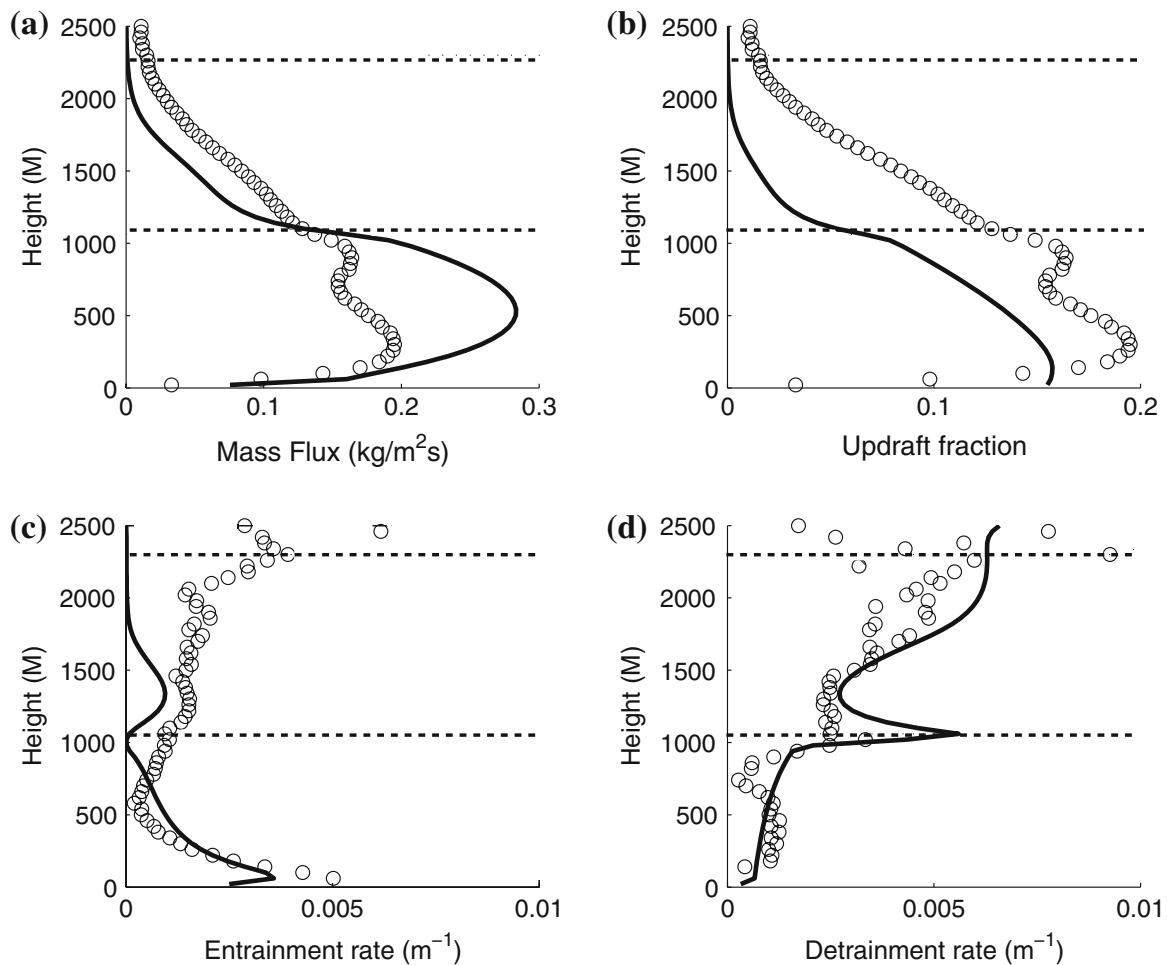
The cloud-base and cloud-top evolutions are shown in Fig. 8; the cloud formation and dissipation are well-modelled in terms of time as well as height.



**Fig. 7** ARM case: liquid mixing ratio  $r_c$  profile and cloud fraction profiles averaged over 8–9 h. *Solid line* shows LES results, *dashed line* 1D results with the new parameterization



**Fig. 8** ARM case: evolution of the cloud base (a) and cloud top (b). *Solid line* shows LES results and *dashed dotted line* is for SCM



**Fig. 9** ARM case: Mass flux (a), updraft fraction (b), entrainment  $\epsilon$  (c) and detrainment  $\delta$  (d) profiles after 8 h of simulation. *Solid line* represents 1D results and *circles* are LES values obtained by conditional sampling. The *dashed lines* represent the cloud base and top

To conclude, the scheme is able to diagnose clouds with depth, cloud fraction and liquid water mixing ratio in good agreement with LES results. In the 1D simulation, the mean cloud appears and dissipates approximately at the same moment as in LES and the mixing in the dry and cloudy portions of the CBL are well-represented compared to LES results. The new set of parameterizations was tested on another case of shallow cumulus convection obtained from a dataset collected during the Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment (Holland and Rasmusson 1973). Similar results were found.

### 3.3.3 Updraft Variables

Several profiles representing updraft variables, such as the mass flux, the updraft fraction, the entrainment and detrainment rates, are shown in Fig. 9. For the SCM simulation, these variables were directly diagnosed from the convection scheme. For LES, a conditional sampling (CS in the following) based on the total water mixing ratio and the vertical velocity was used to determine the entrainment and detrainment rates in the subcloud and cloud layers. In short, this conditional sampling selects sufficiently moist and ascending grid points. Similarly to Berg and Stull (2002) a total water mixing ratio threshold is defined as a fraction of the standard deviation of its anomaly. Using a threshold proportional to the variance induces an automatic adaptation to the strength of turbulence. The CS is:

Point  $P \in \text{CS}$  if  $r_t > m \times \min(\sigma_{rt}, \sigma_{min})$  and  $w' > 0$  where

$$\sigma_{min}(z) = 0.05 \times \left( \frac{1}{z} \int_0^z \sigma_{rt}(k) dk \right).$$

There is no threshold for the vertical velocity since the only constraint is that the parcel must be ascending. A minimum threshold is introduced. Its value of 5% of the average standard deviation at lower levels ensures that no point is selected in a non-turbulent environment where a standard deviation is still defined, as above the cloud layer. This CS was applied at each vertical level independently. Note that this CS compares well with the cloud and core sampling proposed by Siebesma and Cuijpers (1995) up to hour 9 of ARM. Afterwards, there is some difference due to the fact that this CS also selects air that is detrained out of the cloud. This induces a slight overestimation of the entrainment rate in the upper part of the cloud layer compared to cloud or core sampling. However, this sampling has the advantage of sampling the updraft continuously from the surface to the top of the CBL.

Entrainment and detrainment rates used in the parameterization are compared with those obtained by CS from LES in Fig. 9c and d. In the lower dry part, we note that the entrainment is well-represented with large values near the ground modelling the main source of air in the updraft coming from just above the ground. The minimum of entrainment is located near the inversion in the SCM results whereas, in LES, the minimum of entrainment is located in the middle of the CBL. The dry detrainment values are consistent with those obtained by LES notably near the inversion where the detrainment increase is well-represented qualitatively and quantitatively.

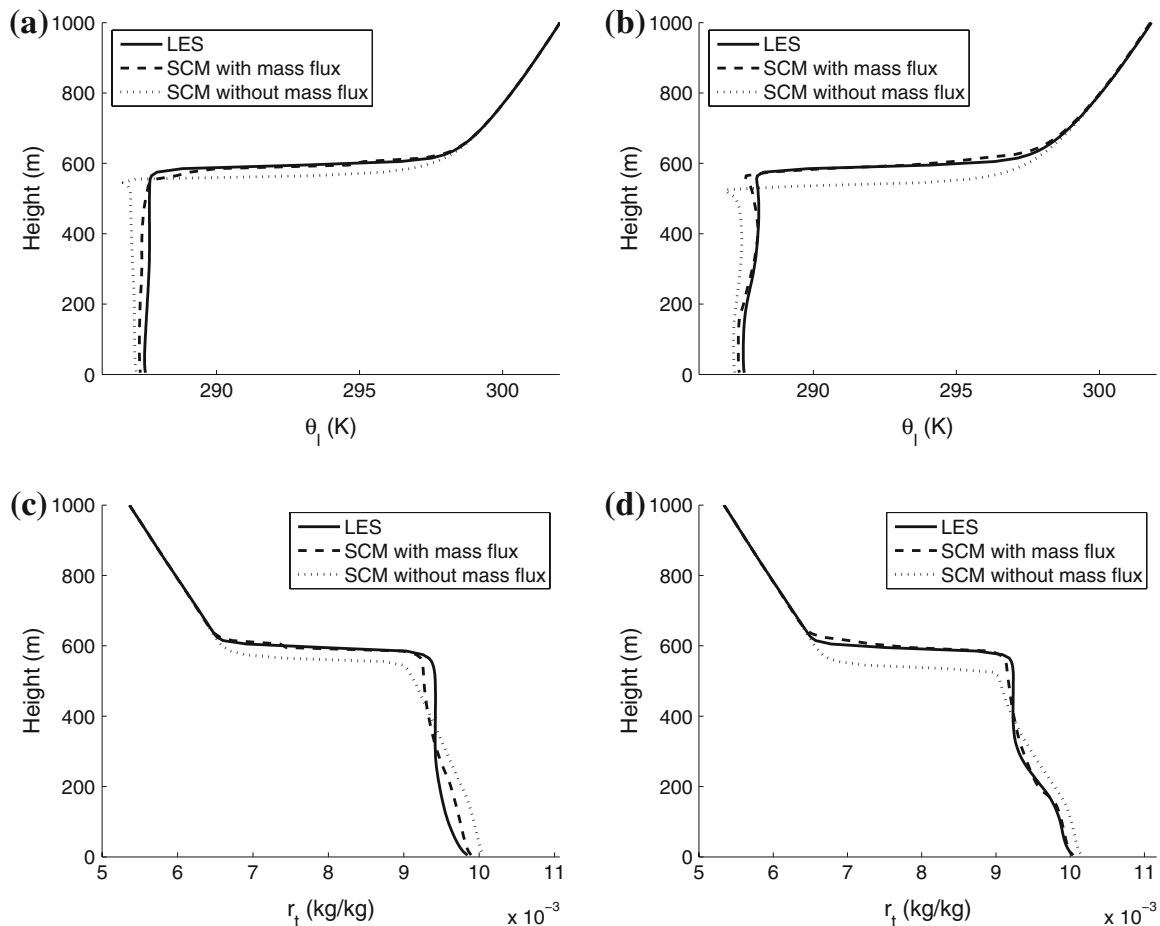
In the dry part, the mass flux shows good behaviour notably at the cloud base (Fig. 9a). This is explained by the continuous computation of mass flux from the sub-cloud layer to the cloud layer, which enables a reasonable representation of mass flux at cloud base. Concerning the updraft fraction, the 1D fraction is slightly smaller than that obtained from LES. In their intercomparison study, Brown et al. (2002) obtained a maximum updraft fraction of 10–15% at about 19h (UTC) (equivalent to 8h of our simulation), which is consistent with our values. Moreover, in the dry part the order of magnitude of the updraft fraction, and also its vertical trend, are comparable to LES results.

In the cloudy part, SCM entrainment is weaker than in LES but both have the same order of magnitude. The SCM detrainment is consistent with LES. Figure 9a shows that the mass flux is underestimated but its vertical trend is consistent with LES mass flux obtained by CS. This is correlated with the weakness of the SCM entrainment and can explain the relative weakness of the turbulent fluxes in the cloudy part. But, as we have shown previously, the impact is weak on the mixing of  $\theta_l$  and  $r_t$  and on the diagnosis of cloud characteristics. The SCM updraft fraction is too small but our updraft fraction represents the cloud core while the updraft fraction obtained by this CS corresponds more to the cloud fraction.

### 3.4 Stratocumulus-Topped Boundary Layer

#### 3.4.1 Stratocumulus: Evolution and Impact of the New Scheme

It has been shown that the new parameterization satisfactorily represents cloud-free and cumulus CBL regimes. In some models, before running physical parameterizations, a diagnostic

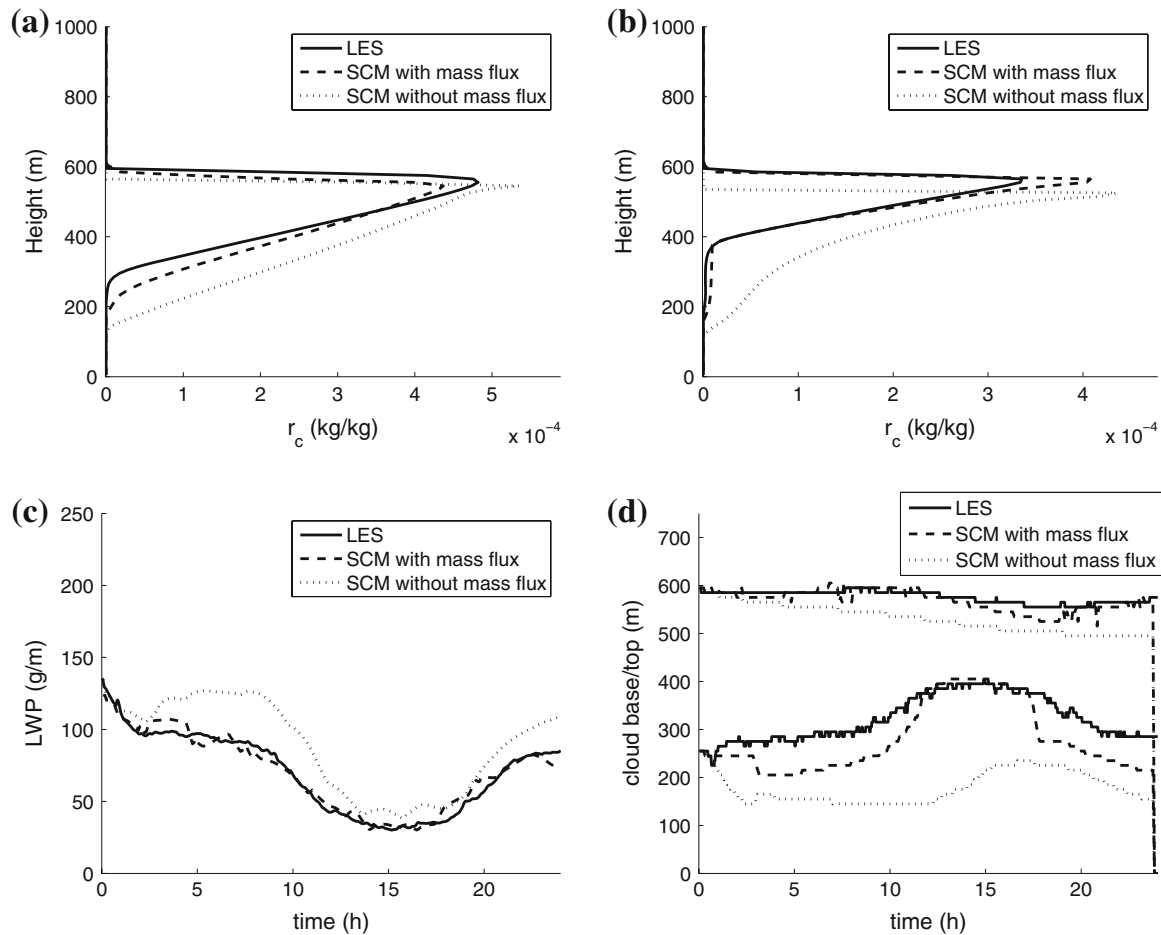


**Fig. 10** FIRE case: Vertical profiles of liquid potential temperature  $\theta_l$  at **a** 0600 and **b** 1200 local time and total mixing ratio  $r_t$  at **c** 0600 and **d** 1200 local time. *Solid line* shows LES results, *dashed line* the 1D profile with the new parameterization, and *dotted line* the profile obtained using only the turbulence scheme

of the PBL regime is performed in order to choose the parameterization consistent with this regime. For example, if the PBL is diagnosed as convective, the mass flux convective scheme is run to represent the impact of the thermals. But in the natural world, physical processes are continuous and there is no discontinuity between different PBL regimes. So, we chose to test our parameterization on a stratocumulus-topped boundary layer (STBL) case to show how the new scheme behaves in this type of regime. We expected that the contribution of the mass-flux term in the computation of the turbulent fluxes to be weak compared to the contribution of the eddy-diffusivity term.

In the case of stratocumulus, the mass flux must not lead to an over-strong mixing in the PBL, otherwise the stratocumulus clouds will disappear and a CBL will be created. This type of scheme is not suitable to an STBL but two points of our scheme encourage us to believe that the applicability of our parameterization to different regimes of PBL (notably the STBL) is possible. First, the closure of the scheme limits the strength of the mass flux if surface fluxes are weak. Second, having adaptive dry entrainment and detrainment depending on the type and the strength of the convection limits the impact of the scheme if conditions are not favourable for convection development.

The dynamics of stratocumulus is strongly influenced by top entrainment and radiative cooling at the cloud top. Without describing the dynamics of these clouds in detail, it should be noted that stratocumulus clouds are generally marked by a diurnal cycle (Wood et al. 2002); the evolution of the stratocumulus is closely related to radiative effects. During nighttime,



**Fig. 11** FIRE case: Vertical profiles of liquid mixing ratio  $r_c$  at **a** 0600 and **b** 1200 local time. *Solid thin line* shows LES results, *dashed line* the 1D profile with the new parameterization, and *dotted line* the profile obtained using only the turbulence scheme; **c** and **d** the liquid water path (LWP) and heights of cloud base and top as a function of local time

the STBL is cooled at its top by radiative cooling due to emission of longwave radiation by the cloud and warmed and moistened at its base by the surface fluxes (Duykerke et al. 1995). Thus, turbulence can be generated and is sufficient to mix the whole PBL. Profiles of conservative variables are well-mixed during the night. During daytime, stratocumulus are affected by the absorption of solar radiation, which can compensate for radiative cooling decreasing the turbulence intensity in the cloud. This can lead to a decoupling between the cloud layer and the subcloud layer by creating a stable layer under the cloud (Nicholls 1984).

Top entrainment is another important physical process in the evolution of the stratocumulus; it was studied by Lilly (1968) who developed a model of mixed layers. This process can accentuate the turbulence in the cloud and generate an elevation of the cloud base and a splitting up of the cloud, sometimes leading to its total dissipation. In Lilly (1968), Randall (1980) and Deardorff (1980a), entrainment is considered as a consequence of the local turbulent mixing. However, recent studies have shown that top-entrainment is caused by large-eddy turbulent motions scaled by the height of the PBL (Lewellen and Lewellen 1998, 2002).

### 3.4.2 The EUROCS\FIRE Case

The EUROCS\FIRE case study is a well-documented case of a STBL. LES and SCM simulations were initialized from observations collected in marine stratocumulus off the coast



of California in July 1987 during the First International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Regional Experiment (FIRE) (Hignett 1991; Duynkerke and Hignett 1995). This case is a part of the EUROCS project. Duynkerke et al. (2004) have realized both LES and SCM intercomparisons on this case. The same initialization, forcing, and vertical grid, as described in Duynkerke et al. (2004), were used here for the LES and SCM simulations. The sea surface temperature and surface pressure were prescribed as in Duynkerke et al. (2004) but contrary to the previous cases, fluxes were not prescribed but computed by the radiation scheme. The used microphysics scheme was a one-moment parameterization. Our simulations were limited to 24 h and not 48 h as in Duynkerke et al. (2004). Configurations of these simulations are summarized in Table 2. Note that the constants of the scheme used for the CBL cases are the same as described before; this reinforces the possible use of the scheme in NWP.

Figure 10 shows  $\theta_l$  and  $r_t$  profiles at night (0600 local time) and during the day (1200 local time). The strength of the inversion is approximately 12 K. During nighttime, profiles obtained with the turbulence scheme only are not satisfactory: the inversion is too low, the profile of  $\theta_l$  is unstable through the whole PBL, and the  $r_t$  profile is not mixed, the value being too high at the ground. With the new scheme, profiles are well mixed and values of  $\theta_l$  and  $r_t$  are consistent with LES results. The inversion is well located. During daytime, the turbulence scheme also shows deficiencies. The simulated inversion is too low and  $\theta_l$  too low. The decoupling is not really marked, and is particularly apparent on the  $r_t$  profile where the stable layer under the cloud is not well established. These failures are corrected by the contribution of the mass flux:  $\theta_l$  and  $r_t$  values are consistent with the LES results, notably in the decoupling zone under the cloud.

The mass flux scheme improves the mixing in the cloud and subcloud layers.  $\theta_l$  and  $r_t$  are well modelled compared to LES results and cause a better representation of the cloud characteristics. The representation of the liquid water path (LWP) and the liquid mixing ratio  $r_c$  is improved by the contribution of the mass flux term (Fig. 11). The fact that LWP values are consistent with LES results, enables a better modelling of the radiative fluxes in the cloud layer. The LES captures the diurnal evolution of the LWP due to solar radiation.

Duynkerke et al. (2004) have shown that the LWP is very sensitive to small changes in the thermodynamic structure of the STBL. A difference of 5% in the cloud thickness can imply a variation in the LWP of 20%. The new parameterization improves the evolution of cloud in terms of  $r_c$ , and cloud top and cloud base during daytime and nighttime (Fig. 11a, b, d) compared to the results obtained without the mass flux term. Using only the turbulence scheme does not enable the diurnal evolution of the cloud top to be simulated well: its height decreases constantly during the day (Fig. 11d). The cloud top obtained with the new scheme compares better with LES results.

We conclude that the turbulence scheme is not sufficient to represent top entrainment in stratocumulus. As described in the previous section, this process is crucial in the modelling of this type of cloud. Duynkerke et al. (2004) point out this general discrepancy of SCMs, and show the necessity of developing a top-entrainment parameterization for a better representation of stratocumulus.

Here, during nighttime, the mass flux term allows top entrainment of free atmosphere air into the PBL and improves the mixing over the whole STBL, as in the dry CBL. During daytime, the mass flux is limited to the subcloud layer due to the stable layer under the cloud and the top entrainment is weaker than at night. The mass flux contribution plays the role of top-entrainment parameterization and considerably improves the representation of the stratocumulus diurnal evolution. As in the recent study by Lewellen and Lewellen (1998, 2002), the top entrainment in the STBL is mainly due to coherent structures and not to local turbulence.

## 4 Conclusion

In order to improve the mixing in the CBL, a mass flux part was incorporated into the computation of turbulent fluxes. This approach named EDMF for eddy diffusivity\mass flux, has been largely accepted by the community for parameterizing dry and shallow convection. The computation of turbulent fluxes is divided into two parts: the eddy-diffusivity term representing the local mixing and the mass flux term to represent the impact of the large eddies.

Results obtained with SCM have been compared to LES results. The global behaviour of the scheme has been tested on dry (IHOP) and cloudy diurnal convective cases (EUROCS\ARM) and also on an STBL case (EUROCS\FIRE).

This new set of parameterizations is able to correctly represent the mixing in the counter-gradient zone taking the effect of the non-local mixing (large eddies) into account in the upper part of the dry CBL. Compared to the results obtained using only the turbulence scheme, adding a mass flux term notably enabled the representation of fluxes opposed to the gradient of  $\bar{\theta}_l$ . Moreover, the mixing of momentum has been improved. The mass flux term is also responsible for overshooting, enabling better modelling of the top entrainment and leading to a better representation of the boundary-layer growth.

Results for EUROCS\ARM case have shown that the subgrid condensation, using the updraft variables, is able to correctly diagnose the cloud characteristics qualitatively and quantitatively. Cloud base and top are well located, and the liquid water content and the cloud fraction are in good agreement with those obtained using LES. We have also shown, using LES diagnostics, that entrainment and detrainment rates are well represented in the dry portion, even if entrainment is not strong enough in clouds.

Results for the \FIRE case have shown that the scheme is not only able to correctly represent the growth of the boundary layer from a nocturnal stable layer to a CBL but can also improve the dynamics of an STBL. The mass flux term is responsible for a better top entrainment leading to a better evolution of the LWP and better modelling of the decoupling during daytime compared to results obtained without a mass flux scheme. Moreover, the cloud top and base are consistent with LES results. Although, the cause of top entrainment is not explicitly known, taking the impact of coherent structures into account improves the modelling of the STBL.

Compared to other EDMF parameterizations, our approach contains several important improvements enabling these three types of boundary-layer regime to be well represented:

- *new closure for the mass flux* at the ground solves the closure problem at the LCL studied by [Neggers et al. \(2004\)](#).
- *computing adaptative dry entrainment and detrainment from updraft buoyancy and vertical velocity* enables representation of the evolution of the CBL and also the STBL to be represented without differentiating the type of PBL regime.
- *Kain–Fritsch approach* enables variations of entrainment and detrainment in cumulus.
- *the new subgrid condensation scheme* improves the representation of the cloud characteristics notably for the cloud fraction.
- *one updraft* is used to keep real continuity between the subcloud layer and the cloud layer.

This robustness of the scheme for different PBL regimes allows it to be included in NWP models.

**Acknowledgements** We wish to thank two anonymous reviewers for their many suggestions on a first draft of the paper. This study is supported by the MesoScale Modelisation Group of the National Center for Meteorological Research.

## Appendix

### 1 Mass Flux in the Surface Layer Compared to $w_*$

The mass flux near the surface was set proportional to the convective vertical velocity scale  $w_*$  as in Grant (2001). The coefficient of proportionality  $C_{M_0}$  in our scheme cannot have the same value as that used by Grant (2001) due to the fact that Grant (2001) defines this relation at the LCL. So, we used the conditional sampling defined in Sect. 3.3.3 to obtain mass flux values in the surface layer for different convective cases at different dates (IHOP, ARM).

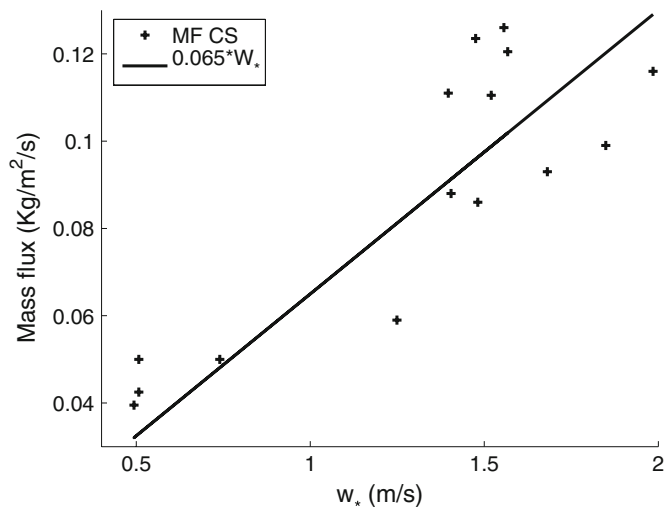
Figure 12 is a plot of the surface layer mass flux against sub-cloud layer velocity scale. The LES data suggest that  $C_{M_0} = 0.065$ .

### 2 Analytical Solution for the Vertical Velocity $w_u$

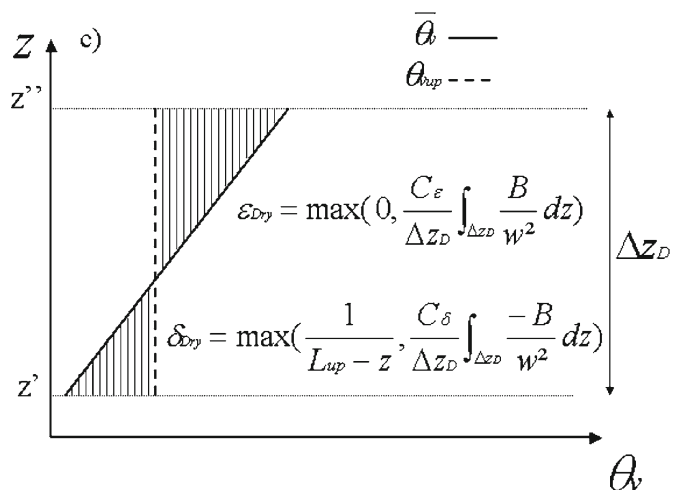
Equation 7 presents the computation for vertical velocity in the updraft  $w_u$ . Combining with the equation for entrainment 14, the  $w_u$  equation becomes:

$$\frac{\partial w_u^2}{\partial z} = 2aB_u - 2bC_\epsilon \max(0, B_u) \tag{20}$$

**Fig. 12** Mass flux in the surface layer computed using the conditional sampling defined in Sect. 3.3.3 versus sub-cloud layer velocity scale  $w_*$ . Line shows  $M = 0.065w_*$



**Fig. 13** Parameterized entrainment and detrainment for the dry layer



$C_{BUO}$  is defined equal to  $2a$  if  $B_u < 0$  (entrainment is zero) and to  $2(a - bC_\epsilon)$  if  $B_u > 0$ . This equation is integrated over each layer. Figure 13 presents this integral. If  $z'$  is layer bottom,  $z''$  is layer top and  $\Delta z_D = z'' - z'$ ,  $w_u^2$  is defined by:

$$\int_{\Delta z_D} \frac{\partial w_u^2}{\partial z} dz = \int_{\Delta z_D} C_{BUO} B_u dz, \tag{21}$$

$$w_u^2(z'') - w_u^2(z') = C_{BUO} \frac{g}{\theta_{ref}} \int_{\Delta z_D} [\theta_{v_{up}}(z) - \bar{\theta}_v(z)] dz, \tag{22}$$

where  $\theta_{v_{up}}$  is assumed constant between  $z'$  and  $z''$ , and the variations of  $\bar{\theta}_v$  is assumed to be linear between  $z'$  and  $z''$ .

$$\bar{\theta}_v(z) = \alpha_1 z + \bar{\theta}_v(z'), \tag{23}$$

$$\theta_{v_{up}}(z) = \theta_{v_{up}}(z'). \tag{24}$$

So, the integral for  $w_u$  becomes

$$w_u^2(z'') - w_u^2(z') = C_{BUO} \frac{g}{\theta_{ref}} \int_{\Delta z_D} [-\alpha_1 z - \bar{\theta}_v(z') + \theta_{v_{up}}(z')] dz. \tag{25}$$

After computation,  $w_u$  at the level  $z''$  computed from the level  $z'$  is:

$$w_u^2(z'') = C_{BUO} \frac{g}{\theta_{ref}} \Delta z_D \left( \frac{-\alpha_1}{2} \Delta z_D - \bar{\theta}_v(z') + \theta_{v_{up}}(z') \right) + w_u^2(z'). \tag{26}$$

### 3 Analytical Integrated Solution for Entrainment and Detrainment

The entrainment  $\epsilon$  is defined by the Eq. 14. This equation is integrated, like  $w_u$ , on each vertical grid size, for example between  $z'$  and  $z''$  (see Fig. 13):

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon}{\Delta z_D} \int_{\Delta z_D} \frac{B}{w_u^2} dz. \tag{27}$$

Using Eq. 26,  $\epsilon$  becomes

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon g}{\Delta z_D \theta_{ref}} \int_{\Delta z_D} \frac{\theta_{v_{up}}(z') - \alpha_1 z + \bar{\theta}_v(z')}{C_{BUO} \frac{g}{\theta_{ref}} z(-\alpha_1 z - \bar{\theta}_v(z') + \theta_{v_{up}}(z')) + w_u^2(z')} dz, \tag{28}$$

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon}{\Delta z_D C_{BUO}} \int_{\Delta z_D} \frac{-\alpha_1 z + \theta_{v_{up}}(z') + \bar{\theta}_v(z')}{\frac{-\alpha_1}{2} z^2 - \bar{\theta}_v(z')z + \theta_{v_{up}}(z')z + \frac{\theta_{ref} w_u^2(z')}{g C_{BUO}}} dz, \tag{29}$$

noting that  $X = \frac{-\alpha_1}{2} z^2 - \bar{\theta}_v(z')z + \theta_{v_{up}}(z')z + \frac{\theta_{ref} w_u^2(z')}{g C_{BUO}}$ :

$$dX = ((-\alpha_1)z + \theta_{v_{up}}(z') + \bar{\theta}_v(z')) dz, \tag{30}$$

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon}{C_{BUO} \Delta z_D} \int_{\Delta z_D} \frac{dX}{X}, \tag{31}$$

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon}{C_{BUO} \Delta z_D} [Ln(X)]_{\Delta z_D}. \tag{32}$$

After computation,  $\epsilon$  is defined as:

$$\epsilon = \frac{C_\epsilon}{C_{BUO} \Delta z_D} \ln \left[ 1 + \frac{C_{BUO} \Delta z_D}{w_u^2(z') \theta_{ref}} \left( \frac{-\alpha_1}{2} \Delta z - \theta_{v_{up}}(z') + \bar{\theta}_v(z') \right) \right] \tag{33}$$

where  $\alpha_1$  is defined as previously. An identical solution can be found for  $\delta$  taking the absolute value of the buoyancy.

A formulation of the transition between cloudy and dry regime is added to limit the sensitivity of the scheme to the change in the computation of entrainment and detrainment. If a liquid mixing ratio is detected at  $z''$  using an “all or nothing” adjustment from updraft variables, the LCL height is determined assuming a linear increase of  $r_c$  with height. A weight for the KF90 lateral exchanges is defined as proportional to the cloudy part occupation of the grid and the integral dry entrainment and detrainment are computed only on the height of the dry part.

## References

- Arakawa A (2004) The cumulus parameterization problem: past present and future. *J Clim* 17:2493–2525
- Arakawa A, Schubert WH (1974) Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part 1. *J Atmos Sci* 31:674–700
- Bechtold P, Cuijpers JWM (1995) Cloud perturbations of temperature and humidity: a LES study. *Boundary-Layer Meteorol* 76:377–386
- Bechtold P, Bazile E, Guichard F, Mascart P, Richard E (2001) A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Q J Roy Meteorol Soc* 127:869–886
- Berg LK, Stull RB (2002) Accuracy of point and line measures of boundary layer cloud amount. *J Appl Meteorol* 41:640–650
- Betts AK (1973) Nonprecipitating cumulus convection and its parameterization. *Q J Roy Meteorol Soc* 99:178–196
- Bougeault P, Lacarrère P (1989) Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon Weather Rev* 117:1872–1890
- Brown A, Cederwall RT, Chlond A, Duynkerke PG, Golaz JC, Khairoutdinov M, Lewellen D, Lock AP, Macvean MK, Moeng CH, Neggens RAJ, Siebesma P, Stevens B (2002) Large-eddy simulation of the diurnal cycle of shallow cumulus convection over land. *Q J Roy Meteorol Soc* 128:1075–1093
- Browning KA (1993) The GEWEX Cloud System Study (GCSS). *Bull Am Meteorol Soc* 74:387–399
- Buckingham E (1914) On physically similar systems: illustrations of the use of dimensional equations. *Phys Rev* IV:345–376
- Cheinet S (2003) A multiple mass-flux parameterization for the surface-generated convection, Part 1: dry plumes. *J Atmos Sci* 60:2313–2327
- Clarke RH, Dyer AJ, Reid DG, Troup AJ (1971) The Wangara experiment: boundary layer data. Division Meteorological Physics Paper No. 19: CSIRO, Australia
- Couvreur F, Guichard F, Redelsperger JL, Kiemle C, Masson V, Lafore JP, Flamant C (2005) Water–vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and IHOP2002 observations. *Q J Roy Meteorol Soc* 131:2665–2693
- Cuijpers JWM, Holtslag AM (1998) Impact of skewness and nonlocal effects on scalar and buoyancy fluxes in convective boundary layers. *J Atmos Sci* 55:151–162
- Cuxart J, Bougeault P, Redelsperger JL (2000) A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q J Roy Meteorol Soc* 126:1–30
- De Roode SR, Duynkerke PG, Siebesma P (2000) Analogies between mass-flux and Reynolds-averaged equations. *J Atmos Sci* 57:1585–1598
- De Rooy WC, Siebesma P (2008) A simple parameterization for detrainment in shallow cumulus. *Mon Weather Rev* 136:560–576
- Deardorff JW (1966) The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *J Atmos Sci* 23:503–506
- Deardorff JW (1980a) Cloud top entrainment instability. *J Atmos Sci* 37:131–147
- Deardorff JW (1980b) Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorol* 18:495–527
- Duynkerke PG, Hignett P (1995) Simulation of diurnal variation in a stratocumulus-capped marine boundary layer during FIRE. *Mon Weather Rev* 123:2763–2777
- Duynkerke PG, Zhang H, Jonker PJ (1995) Microphysical and turbulent structure of nocturnal stratocumulus as observed during ASTEX. *J Atmos Sci* 52:2763–2777
- Duynkerke PG, De Roode SR, Van Zanten MC, Calvo J, Cuxart J, Cheinet S, Chlond A, Grenier H, Jonker PJ, Kohler M, Lenderink G, Lewellen D, Lappen CL, Lock AP, Moeng CH, Muller F, Olmeda D, Piriou JM,

- Sanchez E, Sednev I (2004) Observations and numerical simulations of the diurnal cycle of the EUROCS stratocumulus case. *Q J Roy Meteorol Soc* 130:3269–3296
- Grant ALM (2001) Cloud-base fluxes in the cumulus-capped boundary layer. *Q J Roy Meteorol Soc* 127:407–421
- Gregory D, Kershaw R, Inness PM (1997) Parameterization of momentum transport by convection. II: tests in single-column and general circulation models. *Q J Roy Meteorol Soc* 123:1153–1183
- Hignett P (1991) Observations of the diurnal variation in the cloud-capped marine boundary layer. *J Atmos Sci* 45:1474–1482
- Holland JZ, Rasmusson EM (1973) Measurement of atmospheric mass, energy and Momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. *Mon Weather Rev* 101:44–55
- Holtzlag AAM, Moeng CH (1991) Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer. *J Atmos Sci* 48:1690–1698
- Hourdin F, Couvreur F, Menut L (2002) Parameterization of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J Atmos Sci* 59:1105–1122
- Kain JS, Fritsch JM (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci* 47:2784–2802
- Lafore JP, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fisher C, Hereil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger JL, Richard E, Arellano JV (1998) The meso-NH atmospheric simulation system, Part I: adiabatic formulation and control simulations. *Ann Geophys* 16:90–109
- Lappen CL, Randall DA (2001) Toward a unified parameterization of the boundary layer and moist convection, Part 2: lateral mass exchanges and subplume-scale fluxes. *J Atmos Sci* 58:2037–2051
- Lenderink G, Siebesma P, Cheinet S, Irons S, Jones CG, Marquet P, Muller F, Olmeda D, Calvo J, Sanchez E, Soares PMM (2004) The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land: a single column model intercomparison study. *Q J Roy Meteorol Soc* 130:3339–3364
- Lewellen D, Lewellen W (1998) Large-eddy boundary layer entrainment. *J Atmos Sci* 55:2645–2665
- Lewellen D, Lewellen W (2002) Entrainment and decoupling relations for cloudy boundary layers. *J Atmos Sci* 59:2966–2987
- Lilly DK (1968) Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Q J Roy Meteorol Soc* 94:292–309
- Neggars RAJ, Siebesma P, Jonker HJJ (2002) A multiparcel model for shallow cumulus convection. *J Atmos Sci* 59:1655–1668
- Neggars RAJ, Siebesma AP, Lenderink G, Holtzlag AM (2004) An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus. *Mon Weather Rev* 132:2525–2538
- Nicholls S (1984) The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model. *Q J Roy Meteorol Soc* 110:783–820
- Ooyama K (1971) A theory on parameterization of cumulus convection. *J Meteorol Soc Jpn* 49:744–756
- Randall DA (1980) Conditionnal instability of the first kind upside-down. *J Atmos Sci* 37:125–130
- Rio C, Hourdin F (2008) A thermal plume model for the convective boundary layer. *J Atmos Sci* 65:407–425
- Schumann U (1987) The countergradient heat flux in stratified turbulent flows. *Nucl Eng Des* 100:255–262
- Siebesma P (1998) Shallow cumulus convection. In: Plate EJ et al (eds) *Buoyant convection in geophysical flows*. Kluwer, Amsterdam, pp 441–486
- Siebesma P, Cuijpers JWM (1995) Evaluation of parametric assumptions for shallow cumulus convection. *J Atmos Sci* 53:650–666
- Siebesma P, Holtzlag AM (1996) Model impacts of entrainment and detrainment rates in shallow cumulus convection. *J Atmos Sci* 53:2354–2364
- Siebesma P, Teixeira J (2000) An advection-diffusion scheme for the convective boundary layer, description and 1D results. In: *Proceedings of 14th symposium on boundary layers and turbulence*, Aspen, USA, pp 133–136
- Siebesma P, Bretherton CS, Brown A, Chlond A, Cuxart J, Duynkerke PG, Jiang H, Khairoutdinov M, Lewellen D, Moeng CH, Sanchez E, Stevens B, Stevens DE (2003) A large eddy simulation intercomparison study of shallow cumulus convection. *J Atmos Sci* 60:1201–1219
- Siebesma P, Soares PMM, Teixeira J (2007) A combined eddy-diffusivity mass-flux approach for the convective boundary layer. *J Atmos Sci* 64:1230–1248
- Simpson J, Wiggert V (1969) Models of precipitating cumulus towers. *Mon Weather Rev* 97:471–489
- Soares PMM, Miranda PMA, Siebesma AP, Teixeira J (2004) An eddy-diffusivity/mass-flux parameterization for dry and shallow cumulus convection. *Q J Roy Meteorol Soc* 130:3055–3079
- Stull RB (1988) *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer, Dordrecht, 666 pp
- Sullivan PP, Moeng CH, Stevens B, Lenschow DH, Mayor SD (1998) Structure of the entrainment zone capping the convective. *J Atmos Sci* 55:3042–3064
- Taylor GR, Baker MB (1991) Entrainment and detrainment in cumulus clouds. *J Atmos Sci* 48:112–121

- Teixeira J, Stevens B, Bretherton CS, Cederwall R, Doyle JD, Golaz JC, Holtslag AMM, Klein SA, Lundquist JK, Randall DA, Siebesma AP, Soares PMM (2008) Parameterization of the atmospheric boundary layer: a view from just above the inversion. *Bull Am Meteorol Soc* 89:453–458
- Tiedtke M (1989) A comprehensive mass-flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon Weather Rev* 177:1779–1800
- Tomas S, Masson V (2006) A parametrization of third order moments for dry convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol* 120:437–454
- Troen IB, Mahrt L (1986) A simple model of the atmospheric boundary layer: sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol* 37:129–148
- Wang S, Stevens B (2000) Top-hat representation of turbulence statistics in cloud-topped boundary layers: a large eddy simulation study. *J Atmos Sci* 57:423–441
- Weckwerth TM, Parsons DB, Koch SE, Moore JA, Lemone MA, Demoz BR, Flamant C, Geerts B, Wang J, Feltz W (2004) An overview of the international H<sub>2</sub>O project (IHOP\_2002) and some preliminary highlights. *Bull Am Meteorol Soc* 85:253–277
- Wood R, Bretherton CS, Hartmann DL (2002) Diurnal cycle of liquid water path over the subtropical and tropical oceans. *Geophys Res Lett* 29:7.1–7.4
- Yanai M, Esbensen S, Chu J (1973) Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci* 30:611–627
- Young GS (1988) Turbulence structure of the convective boundary layer, Part II: Phoenix 78 Aircraft observations of thermals and their environment. *J Atmos Sci* 45:727–735
- Zhao M, Austin PH (2003) Episodic mixing and buoyancy-sorting representations of shallow convection: a diagnostic study. *J Atmos Sci* 60:892–912

