THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par

Laurent MENUT

ÉTUDE EXPÉRIMENTALE ET THÉORIQUE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHÉRIQUE EN AGGLOMÉRATION PARISIENNE

Soutenue le 15 Décembre 1997
devant la commission d'examen composée de :

MM.	Eric	DUPONT	Examinateur
	Christian	ELICHEGARAY	Examinateur
	Patrick	MASCART	Rapporteur
	Gérard	MÉGIE	Examinateur
	Jacques	PELON	Directeur de thèse
	Alain	WEILL	Rapporteur

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier le Président et les membres du jury pour leurs précieux et justifiés conseils sur ce travail.

Mes remerciements vont particulièrement à Patrick MASCART et Alain WEILL, dont les conseils et remarques ont été précieux pour la version finale de ce manuscrit.

Je remercie l'ADEME, et en particulier Christian ELICHEGARAY, pour m'avoir financièrement permis de faire cette thèse.

Je tiens à remercier Gérard MÉGIE qui m'a accueilli au sein de son laboratoire, le Service d'Aéronomie, et a toujours su me conseiller habilement lorsque cela s'est avéré nécessaire.

Je remercie particulièrement Jacques PELON pour avoir accepté d'encadrer cette thèse et pour m'avoir rapidement fait découvrir la réalité du monde de la recherche.

Un grand merci à Cyrille FLAMANT et Vincent TROUILLET pour leur précieuse aide pour tout ce qui a concerné le lidar, et à Pascal GENAU pour sa constante disponibilité et attention dans le domaine informatique.

Merci aussi pour leur amitié au cours de ces années à Stéphane DELMONTE, Christine DAVID, Marielle GUIRLET, Philippe QUAGLIA, Paulo MICHELANGELI, Cyril et Béatrice MOULIN. Enfin, merci à Julie.

RÉSUMÉ

- La prévision des situations de pollution atmosphérique urbaine est une nécessité de notre société. En effet, ces situations, d'origine anthropique, sont d'années en années, passées d'un stade accidentel à un probléme fréquent de santé publique. A défaut de pouvoir éliminer totalement ce problème, l'accent est mis sur la meilleure possibilité d'enrayer son développement rapidement. La connaissance de la dynamique de la basse atmosphère dans laquelle nous vivons en est alors l'un des meilleurs moyens.
- La campagne de mesure ECLAP a ainsi été mise en place pendant l'hiver 1994-95, pour étudier les processus dynamiques et thermiques qui caractérisent la couche limite urbaine Parisienne. Les différences entre un site urbain (Paris) et un site semi-rural (Palaiseau) ont été caractérisées via l'analyse de données de télédetection (lidars, sodars), de sondages et de données in-situ (stations Météo-France et Airparif). Les caractéristiques propres à la couche limite urbaine ont été quantifiées : environnement plus sec et plus chaud, plus turbulent, avec des hauteurs de couche limite proches et des flux de surface plus importants, sur des journées de la campagne propices à des épisodes de pollution (conditions anticycloniques).
- Les résultats obtenus par l'analyse des données ont été confrontés à la modélisation méso-échelle (modèle Mercure). Des simulations unidimensionnelles, utilisant des calculs advectifs, un suivi temporel du vent géostrophique, et une amélioration des paramétrisations de la couche de la couche de surface ont montrées leur apport sur les sites urbain et rural. La simulation tridimensionnelle sur la région Parisienne a mis en avant l'influence du relief et des conditions synoptiques pour la dynamique de la couche limite.

Notes pour la lecture du manuscrit

Les divers acronymes ou abréviations utilisés sont explicités ici. Les tableaux et figures sont référencés en fin de manuscrit, respectivement dans la **liste des tableaux** et la **liste des figures**, par le numéro de page où ils apparaissent et par leur titre.

Liste des Abréviations utilisées dans le manuscrit

Abréviations générales

Janvier, Fevrier, Mars ..... J, F, M
Période d'Observation Intensive ..... POI
Étude de la Couche Limite en Agglomération Parisienne ..... ECLAP
LIgth Detection And Ranging ..... lidar
SOund Detection And Ranging ..... sodar
Service d'Aéronomie ..... SA
Laboratoire de Météorologie Dynamique ..... LMD
Laboratoire National d'Hydrologie ..... LNH

Abréviations physiques

Couche Limite Atmosphérique ..... CLA
Hauteur instantanée de la couche limite ..... h (m)
Hauteur moyenne de la couche limite ..... $\overline{h}$ (m)
Hauteur de la base de la zone d'entraînement ..... h_0 (m)
Hauteur du sommet de la zone d'entraînement ..... h_2 (m)
Vitesse d'entraînement ..... w_e ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Vitesse de sédimentation ..... w_s ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Ecart-type de la vitesse verticale du vent ..... σ_W ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Composantes du vent ..... u, v, w ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Température ..... T (°C)
Température potentielle ..... θ (K)
Humidité relative ..... H (%)
Humidité spécifique ..... q ($\mathrm{kg\,kg^{-1}}$)
Nombre de Richardson de couche ..... R_{iB}
Valeur critique du nombre de Richardson de couche ..... R_{iBC}
Flux de chaleur sensible à la surface ..... Q_0 ($\mathrm{K\,m\,s^{-1}}$)
Vitesse de frottement (ou rugosité) ..... u_* ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Échelle de vitesse convective ..... w_* ($\mathrm{m\,s^{-1}}$)
Longueur de Monin-Obukhov ..... L (m)
Énergie cinétique turbulente (ou TKE) ..... k ($\mathrm{m^2\,s^{-2}}$)
Dissipation de k ..... ϵ ($\mathrm{m^2\,s^{-3}}$)
Rapport de Bowen ..... B
Rapport des flux de flottabilité ..... A_{Rv}
Paramètre de Coriolis ..... f ($\mathrm{s^{-1}}$)

Ozone ..... O_3
Monoxyde de carbone ..... CO
Oxydes d'azote (mono,di) ..... NO, NO_2 (kg m^{-3})
Hauteur de rugosité dynamique ..... z_{0m} (m)
Hauteur de rugosité thermique ..... z_{0h} (m)
Hauteur de rugosité d'humidité ..... z_{0q} (m)
Hauteur de rugosité effective dynamique ..... z^e_{0m} (m)
Hauteur de rugosité effective thermique ..... z^e_{0h} (m)
Hauteur de rugosité effective d'humidité ..... z^e_{0q} (m)

Abréviations lidar

'Offset' sur le signal lidar ..... Of (u.a.)
Signal corrigé $S_{corrige} = (S_{brut} - f\,dc)\,z^2$ ..... RSCS (u.a.)
Ecart-type temporel de $S_{corrige}$ ..... SD (u.a.)
Coefficient d'extinction ..... α (m^{-1})
Coefficient de rétrodiffusion ..... β (m^{-1} sr^{-1})
Fonction de diffusion normalisée ..... ϕ (sr^{-1})
Méthode de rupture de pente du 1er ordre SBM1
Méthode de rupture de pente du 2eme ordre SBM2
Méthode du maximum d'écart-type ..... SDC

Abréviations sodar

Signal sodar ..... S (u.a.)
Fonction de structure de la température ..... C_T^2 (K^{2}m$^{-2/3}$)
Constante de calibration sodar (C_T^2=$K_{cT}\,S$) ..... K_{cT} (K^{-2}m$^{2/3}$)

Abréviations pour la modélisation

Densité de l'air ..... ρ (kg m^{-3})
Capacité calorifique de l'air ..... C_p (m^2 s^{-2} K^{-1})
Large Eddy Simulation ..... LES
Taille d'une maille selon x, y, z ..... $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ (m)
Fonction de transfert de quantité de mouvement ..... ψ_m
Fonction de transfert de chaleur ..... ψ_h
Fonction de transfert d'humidité ..... ψ_q
Fonction de Louis de quantité de mouvement ..... f_m
Fonction de Louis de chaleur ..... f_h
Fonction de Louis d'humidité ..... f_q
Inertie thermique du sol ..... C_{sol} (K J^{-1})

Table des matières

1 Introduction générale **1**

1.1 La couche limite atmosphérique urbaine 1
1.1.1 Structure verticale de la CLA 1
1.1.2 Les variables caractéristiques de la CLA 3
1.2 Les particularités de la CLA urbaine 3
1.2.1 Le vent moyen $|U|$ 4
1.2.2 La canopée urbaine 4
1.2.3 Bilan radiatif et énergétique à la surface 4
1.2.4 Modification de l'albédo et de l'émissivité 5
1.2.5 L'ilot de chaleur urbain 6
1.2.6 L'influence des phénomènes synoptiques sur la CLA urbaine 6
1.2.7 Analogies avec des phénomènes non-urbains 6
1.3 Les études antérieures de la CLA urbaine 7
1.4 Les modélisations actuelles de la CLA urbaine 7
1.5 Principaux objectifs 9

2 La campagne ECLAP **13**

2.1 Objectifs de la campagne 13
2.2 Sites de mesure et instrumentation 14
2.2.1 Répartition des sites en région Parisienne 14
2.2.2 Le site de Jussieu 15
2.2.3 Le site de Palaiseau 15
2.3 Les période de mesure 15
2.4 Les mesures des anémomètres soniques à Palaiseau 16
2.5 Les mesures des stations sol Météo-France 18
2.5.1 Mesures régionales 18
2.5.2 Comparaisons des mesures sur plusieurs sites 18
2.6 Les mâts de mesures à Paris et Saclay 19
2.7 Les mesures de flux solaire et infrarouge à Jussieu et Palaiseau 19
2.8 Les mesures sodar 21
2.8.1 Principe de la mesure sodar 21
2.8.2 Restitution de la constante d'étalonnage K_{Ct} 22
2.8.3 Champ de vent sodar le 22 Février 1995 23
2.8.4 Exemple de série chronologique d'écho : le 22 Février 95 23
2.8.5 Exemple de série chronologique de σ_W : le 22 Février 95 24
2.9 Les mesures lidar 25
2.9.1 Physique de la mesure lidar 26
2.9.2 Séries chronologiques de signal corrigé : le 22 Février 95 26

2.10 Les radiosondages de Trappes . . . 26
2.11 Les mesures de pollution de surface Airparif . . . 27
2.11.1 Les mesures chimiques . . . 28
2.11.2 Les mesures de poussière . . . 29
2.11.3 Situation de la région Parisienne du point de vue pollution . . . 30
2.12 Conclusion sur la présentation d'ECLAP . . . 30

3 Hauteur de la CLA **31**
3.1 Introduction . . . 31
3.2 Restitution de $\overline{h}$ par radiosondage . . . 31
3.2.1 Période convective . . . 32
3.2.2 Période stable et proche de la neutralité . . . 32
3.2.3 Le profil de Richardson de couche R_{iB} . . . 32
3.3 Restitution de $\overline{h}$ par lidar . . . 33
3.3.1 Rappels sur les études précédentes . . . 33
3.3.2 Les deux principales méthodes de calcul de $\overline{h}$ . . . 34
3.3.3 Comparaisons directes entre les données du lidar Palaiseau et les sondages de Trappes . . . 36
3.3.4 Comparaisons systématiques sur les deux sites . . . 37
3.3.5 Analyse des principales différences observées . . . 40
3.3.6 Comparaison de $\overline{h}$ entre les milieux urbain et rural . . . 43
3.3.7 Conclusion sur les méthodes lidar pour $\overline{h}$ . . . 44
3.4 Observations de cumulus en M9 . . . 44
3.5 Restitution de $\overline{h}$ par sodar . . . 46
3.5.1 Estimation de $\overline{h}$ par l'écho en période instable . . . 46
3.5.2 Estimation de $\overline{h}$ par l'écho en période stable . . . 47
3.5.3 Estimation de $\overline{h}$ par σ_W en période instable . . . 48
3.5.4 Conclusion sur la restitution de $\overline{h}$ par sodar . . . 50
3.6 Conclusion . . . 50

4 Paramètres critiques de la CLA **53**
4.1 Introduction . . . 53
4.2 Hauteurs de rugosités par sonique . . . 53
4.2.1 Détermination empirique . . . 54
4.2.2 Approche paramétrée . . . 54
4.2.3 Résultat pour z^e_{0m} . . . 55
4.2.4 Résultat pour z^e_{0h} . . . 57
4.2.5 Conclusion sur les valeurs de z^e_{0m} et z^e_{0h} . . . 57
4.3 Paramétrisations de couche de surface . . . 58
4.3.1 Les paramétrisations choisies pour les simulations . . . 58
4.3.2 Détermination d'un z^e_{0m} moyen par Businger(71) . . . 58
4.3.3 Détermination d'un z^e_{0h} moyen par Businger(71) . . . 59
4.3.4 Comparaisons avec les valeurs trouvées dans la littérature . . . 60
4.3.5 Comparaisons des paramétrisations analytiques . . . 60
4.3.6 Conclusion . . . 62
4.4 Comparaisons sodar et anémomètre sonique . . . 62
4.4.1 Le module du vent $|U|$ . . . 63
4.4.2 L'écart-type de vitesse verticale σ_W . . . 63
4.4.3 Estimation de u_* par mesures du sodar . . . 64

4.5 Q_0 par sodar 66
4.5.1 Paramétrisation du flux de flottabilité pour le sodar avec C_T^2 66
4.5.2 Paramétrisation du flux de flottabilité pour le sodar avec σ_W 67
4.5.3 Comparaison des flux de flottabilité sodar / sonique 67
4.6 Turbulence urbain/rural 68
4.6.1 Comparaison de σ_W à z = 50m 69
4.6.2 Comparaison de σ_W à z = 300m 69
4.6.3 Comparaison de Q_0 à Jussieu et Palaiseau 70
4.7 Q_0 par lidar 71
4.7.1 Paramétrisation employée 71
4.7.2 Application Q_0 par lidar 73
4.8 Transmission atmosphérique 74
4.9 Comparaisons lidar et données Airparif 75
4.10 Conclusion 76

5 Analyse des résultats **79**
5.1 Introduction 79
5.2 Approche globale sur les POI 9 et 10 79
5.2.1 La nébulosité fractionnaire 80
5.2.2 Le vent géostrophique pour les POI 9 et 10 80
5.2.3 Les flux solaires et infrarouges 81
5.2.4 Mesures de pollution de surface 82
5.3 Résultats des analyses pour la POI9 84
5.3.1 Étude du 9 Mars 95 84
5.3.2 Etude du 10 Mars 95 87
5.4 Résultats des analyses pour la POI10 93
5.4.1 Étude du 13 Mars 95 93
5.4.2 Etude du 14 Mars 95 97
5.5 $\overline{h}$ POI 9 et 10 105
5.6 Conclusion sur les cas analysés 105

6 Modélisation 1D de périodes d'ECLAP **109**
6.1 Introduction 109
6.2 Présentation générale des simulations 110
6.2.1 Le modèle Mercure en 1D 110
6.2.2 Les périodes simulées 110
6.2.3 Paramètres indépendants 110
6.2.4 Les paramètres propres à chaque journée 111
6.3 La géométrie des simulations 111
6.3.1 La hauteur de déplacement pour les deux sites 111
6.3.2 Le choix du maillage 112
6.3.3 Sensibilité sur z_1 112
6.4 Sensibilité des fermetures 113
6.5 Initialisation et conditions aux limites 114
6.6 Sensibilité du modèle 116
6.6.1 Influence du vent géostrophique en 1D 116
6.6.2 Détermination de la température de surface 117
6.6.3 Sensibilité sur les réservoirs en eau du sol 119
6.6.4 Conclusion sur les choix 120

6.7 Adaptation du modèle . . . 121
6.7.1 Prise en compte d'une échelle de vitesse convective w_* . . . 122
6.7.2 Calcul diagnostique de la hauteur de la CLA . . . 123
6.7.3 Prise en compte d'une nébulosité fractionnaire . . . 125
6.7.4 Prise en compte d'un flux de chaleur anthropique . . . 125
6.7.5 Influence couplée de l'échelle de vitesse convective et des hauteurs de rugosité variables . . . 126
6.7.6 Conclusion . . . 126
6.8 Résultats des simulations sans advection . . . 127
6.8.1 Remarques sur les résultats présentés . . . 127
6.8.2 Le 13 Mars 95 . . . 127
6.8.3 Le 10 Mars 95 . . . 130
6.8.4 Le 14 Mars 95 . . . 134
6.8.5 Comparaisons inter-sites . . . 137
6.8.6 Conclusion sur les simulations 1D sans advection . . . 138
6.9 Simulations 1D avec advection . . . 140
6.9.1 Prise en compte de l'anisotropie du maillage . . . 140
6.9.2 Présentation de la simulation . . . 140
6.10 Résultats pour le 14 Mars 95 . . . 140
6.10.1 Résultats pour M14 à Palaiseau . . . 141
6.10.2 Résultats pour M14 à Paris . . . 144
6.10.3 Conclusion sur la simulation avec advection . . . 147
6.11 Conclusion . . . 148

7 Modélisation 3D d'une période ECLAP 151
7.1 Introduction . . . 151
7.1.1 Initialisation et conditions aux limites . . . 151
7.2 Présentation du domaine détude . . . 152
7.2.1 Adjonction d'un relief tridimensionnel . . . 152
7.2.2 Adjonction du type en sol . . . 152
7.2.3 Le choix du pas de temps . . . 152
7.2.4 Observations d'instabilités numériques . . . 154
7.3 Résultats pour le 13 Mars 95 . . . 155
7.3.1 Simulation des processus de surface . . . 155
7.3.2 Influence du relief sur les résultats . . . 156
7.4 Perspectives . . . 157
7.4.1 Principe du modèle emboité . . . 157
7.4.2 Principe du maillage resserré . . . 158
7.5 Conclusion . . . 159

Conclusion générale 161

Glossaire 167

A Analyses complémentaires 175
A.1 La POI6 : 22 Février 95 . . . 175
A.2 Zone d'entrainement . . . 176

B Instruments ECLAP **179**
B.1 Les lidars rétrodiffusion . . . 179
B.1.1 Description des systèmes de mesure . . . 179
B.1.2 Traitement des données lidar ECLAP . . . 180
B.1.3 Détermination du signal corrigé . . . 181
B.1.4 Principe de l'inversion de profils lidar . . . 181
B.2 Les sodars . . . 182
B.2.1 Présentation des instruments . . . 182
B.2.2 Les quantités mesurées . . . 183
B.2.3 Les traitements des données sodar à Jussieu et Palaiseau . . . 183
B.3 Les sondages ballons de Trappes . . . 183
B.4 Les bases ADSO . . . 185
B.5 Les données Lidar . . . 185
B.6 Les radiosondages de Trappes . . . 185
B.7 Le fichier résultat . . . 186

C Principe général de Mercure **187**

D Les fermetures turbulentes **189**
D.1 Rappels sur les fermetures turbulentes . . . 189
D.2 La turbulence dans Mercure . . . 190
D.2.1 La fermeture en longueur de mélange . . . 190
D.2.2 La fermeture $k - \epsilon$ . . . 191

E Les paramétrisations dans la couche de surface **193**
E.1 Concepts de turbulence dans la couche de surface neutre . . . 193
E.2 Les fonctions de Businger (71) . . . 194
E.3 La paramétrisation de Louis(79) . . . 195
E.4 Modification de Louis (82) . . . 196
E.5 Paramétrisation de Louis modifiée pour Mercure . . . 196
E.6 Paramétrisation de Mascart (95) . . . 196
E.7 Paramétrisation de Holtslag et Ek (96) . . . 197
E.8 Autres paramétrisations . . . 197
E.9 Interpolation de Geleyn (88) . . . 198

Chapitre 1

Introduction générale

1.1 La couche limite atmosphérique urbaine

La couche limite atmosphérique (CLA) constitue l'interface entre la surface et l'atmosphère libre. C'est la partie inférieure de l'atmosphère qui est sous l'influence directe des processus terrestres. Son extension verticale va de la surface à quelques centaines de mètres d'altitude et dépend directement de tous les paramêtres météorologiques (vent, température, humidité, insolation), mais aussi de la topographie et du type d'environnement (océan, continental rural ou urbain). L'amplitude de cette extension va guider la dispersion des aérosols, notamment en milieu urbain dans le cas des polluants atmosphériques.
L'accroissement de plus en plus important de la pollution est devenu aujourd'hui un des principaux problèmes de la vie en milieu urbain. Son origine est anthropique (circulation automobile, usines...) et à défaut de pouvoir éliminer rapidement sa cause, il semble indispensable de bien comprendre les phénomènes qui conduisent à son accumulation excessive afin d'essayer d'en controler les effets. Cette compréhension ne pourra se faire que par une étude précise de la couche limite urbaine.

Dans le cadre de cette étude, notre attention s'est portée sur la CLA urbaine en région Parisienne. Ce milieu a jusqu'à présent peu fait l'objet d'études, ce qui a conduit à la mise en place de la première campagne de mesures : la campagne ECLAP, fruit d'une collaboration entre le CNRS et EDF, pour la caractérisation des processus dynamique et thermique, par l'expérimentation et la simulation numérique.

1.1.1 Structure verticale de la CLA

La CLA va évoluer avec une périodicité diurne, dont les grandes phases sont invariantes dans leur principe (figure 1.1), mais dont l'amplitude va dépendre des processus dynamiques et thermiques liés au site étudié. La couche de surface est présente tout au long du cycle diurne et son épaisseur est approximativement de 10% de la hauteur moyenne de la CLA, $\overline{h}$. Sous l'influence du chauffage à la surface, la couche limite se développe principalement en fonction de la stabilité verticale. La CLA est alors le siège d'intenses activités turbulentes, d'origines thermique et dynamique, surmontée par la zone d'entrainement. En fin de journée, et en l'absence de forçage dynamique, les aérosols contenus dans la couche mélangée vont soit sédimenter vers la surface, soit rester piégés dans la couche résiduelle. Cette couche résiduelle peut être stable ou rester turbulente (particulièrement en milieu urbain). La majeure partie des aérosols vont cependant sédimenter

après le coucher du soleil, et constituer la couche nocturne. La couche nocturne va avoir tendance à se stabiliser la nuit. En milieu urbain, elle pourra cependant rester neutre, voire instable dans certains cas (sous l'effet du chauffage anthropique nocturne, de processus turbulents très locaux comme des recirculations d'air entre les immeubles).
Comme tout milieu fluide, la CLA sera particulièrement sensible aux phénomènes se produisant à ses limites : sa base (la couche de surface) et son sommet (définie par la zone d'entrainement en période convective, marquant le début de la troposphère libre). Ce sont donc vers ces deux interfaces que nous allons particulièrement orienter notre étude, pour caractériser les différences entre le milieu urbain et rural. Les processus turbulents seront le facteur majeur de ces évolutions. L'échelle

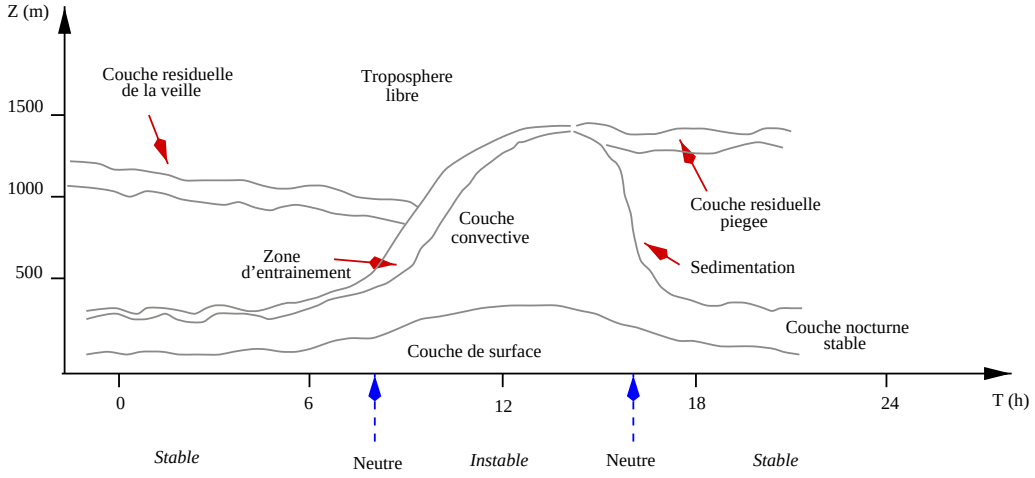


FIG. 1.1 – Schéma de l'évolution temporelle de la couche limite (d'après Stull (88))

temporelle d'étude généralement utilisée est de l'ordre de l'heure : dans le cas de notre étude, et pour quantifier plus finement tous les processus, nous réduirons cette échelle à quelque minutes. Cela mous permettra d'appréhender aussi bien la micro-turbulence (de l'ordre de la minute) de la couche de surface que la turbulence induisant d'importants forcages synoptiques (de l'ordre de quelques dizaines de km) au dessus de la CLA (mais dont l'influence est non négligeable).
Les différents transports (masse, quantité de mouvement, chaleur, humidité) peuvent être décrit au premier ordre comme :

- Les transports verticaux (convection), dûs à la turbulence
- Les transports horizontaux (advection), dûs au vent

Le développement diurne de la CLA, et son extension verticale, fait de la turbulence le phénomène principal à étudier. Dans le cadre de cette étude de couche limite urbaine, le vent aura une influence principalement synoptique. La région Parisienne a en effet un relief peu marqué, avec des différences verticales maximales d'à peu près 180 m entre le point le plus bas et le point le plus haut sur notre domaine d'étude : une surface carrée de 140 km de côté dont le centre est Paris (ce domaine sera précisement explicité lors des simulations 3D). Les phénomènes d'ondes, crées par des effets de relief ne seront donc pas ici présents.

Dans le cas de la CLA en milieu urbain, aux influences météorologiques et topographiques précédemment décrites peuvent s'ajouter des influences anthropiques. L'activité humaine, au sein des métropoles, va subir mais aussi influencer le comportement dynamique et thermique de la CLA. Interagissant avec tous les phénomènes d'activités turbulentes 'naturelles', toutes les

productions de source anthropiques vont compliquer la compréhension de la couche limite en milieu urbain.

1.1.2 Les variables caractéristiques de la CLA

La détermination des processus turbulents nécessite la définition d'échelles. Ces échelles conduisent à la définition de variables adimensionnées pour la description de la CLA. Au sein de la couche limite, les processus de production turbulente seront principalement verticaux, les échelles les décrivant s'exprimeront donc en fonction de z.
En fonction de la nature de la sous-couche de la CLA étudiée, seuls certaines variables vont être nécessaires. On aura ainsi :

- u_*, $z_{0m,h,q}$, L, et z dans la couche de surface
- u_*, $\overline{h}$, w_*, et z dans la couche mélangée convective
- $\overline{h}$, u_*, et z dans la couche neutre
- Q_0, u_*, et z dans la couche stable

avec u_* la vitesse de rugosité, $z_{0m,h,q}$ les hauteurs de rugosité, L la longueur de Monin-Obukhov, $\overline{h}$ la hauteur moyenne de la couche limite et Q_0 le flux de chaleur sensible surfacique (Ces variables sont explicitées dans le glossaire, p. 167).

1.2 Les particularités de la CLA urbaine

La spécificité de la CLA urbaine peut se décrire en termes de différences avec la CLA rurale. On synthétise ces principales différences sous forme dynamiques et thermiques dans le tableau 1.1. Le rapport exprimé entre les valeurs typiques urbaines et rurales est indicatif, et il est évident que ces valeurs ne sont que de grandes tendances. La présence importante d'aérosols en milieu urbain

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

TAB. 1.1 – Résumé des principales différences milieux urbain (u) et rural (r) pour la couche limite continentale

tend à réduire le flux solaire incident, de l'ordre de 10 à 20 % (en fonction des sites d'études, et selon Oke (87)). A ces différences, on ajoute des influences d'un milieu sur l'autre comme le 'panache urbain', qui entraine les polluants en dehors de la ville, et peut soumettre des milieux ruraux environnants à une climatologie locale urbaine. On peut citer, de plus, des spécificités propres au milieu urbain comme :

▷ l'effet "d'ilot de chaleur" : Des températures moyennes plus élevées au dessus des villes provoquent des mouvements turbulents plus intenses dans la couche mélangée.

▷ Le flux de chaleur anthropique, qui interviendra dans le bilan énergétique de manière importante en ville, alors qu'il est négligeable à la campagne

1.2.1 Le vent moyen $|U|$

Le vent moyen $|U|$ sera plus faible en milieu urbain que rural le jour car la présence de hautes constructions le ralentit. A contrario, il sera plus important la nuit : les effets de forts gradients de température horizontaux devenant dominants.

1.2.2 La canopée urbaine

L'analogie est directement faite avec les hauteurs de rugosité précédement définies en milieu rural : la couche d'air en contact avec le sol n'aura plus sa hauteur définie par la végétation, mais par les constructions. Primordiale pour les calculs de flux de surface, la détermination de la canopée urbaine est délicate, car les échelles sont beaucoup plus grandes (quelques dizaines de mètres) et le milieu particulièrement hétérogène. On peut citer la relation (empirique) de Kondo et Yamazawa (86) pour z_{0m} :

$$z_{0m} \approx \frac{1}{S} \sum_i H_i \, S_i \tag{1.1}$$

avec S la surface totale du domaine d'étude, et H_i et S_i les hauteurs et surfaces au sol, respectivement, des i constructions du domaine. A méso-échelle, il est évident que ce type de procédure n'est pas viable, et l'estimation de cette grandeur sera un point crucial de nos simulations sur ECLAP.

1.2.3 Bilan radiatif et énergétique à la surface

Le bilan radiatif net Q^* s'exprime :

$$Q^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \tag{1.2}$$

Ce bilan radiatif est la somme des contributions des courtes (K) et longues (L) longueurs d'onde, incidentes ($\downarrow$) et réflechies par la surface ($\uparrow$). Les premières études, dès 1970, ont montré que l'ensoleillement est atténué de 3 à 15 % en milieu urbain par rapport au milieu rural. Cette différence est liée, en partie, à l'effet absorbant des polluants urbains. L'albédo urbain étant plus faible (0,18 en ville et 0,25 en milieu rural), les flux de grandes longueurs d'onde urbains et ruraux sont du même ordre. Les flux de courtes longueurs d'onde diffèrent de 5 à 50 W m^{-2}, et semblent corrélés avec l'ilot de chaleur urbain (Oke (87)).
En fonction de tous les flux, le bilan énergétique surfacique se formule :

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

avec Q^* le bilan radiatif net, sur toutes les longueurs d'ondes, Q_F le flux de chaleur anthropique, Q_H le flux de chaleur sensible, Q_E le flux de chaleur latente, ΔQ_S le flux de chaleur stocké par le sol et ΔQ_A l'advection de chaleur horizontale.
Le terme supplémentaire de flux anthropique Q_F varie en fonction de la topographie de la ville et de sa population. Dans les villes à très fortes populations et climat froid, il arrive fréquemment de trouver des valeurs de Q_F largement supérieures à Q^*. La valeur moyenne de Q_F pour une ville à latitude moyenne est de l'ordre de 15 à 50 W m^{-2}. De plus, le stockage de chaleur en ville

est aussi un terme important à rajouter au bilan habituel. Ce stockage étant dû aux matériaux de constructions (bitume, ciment, pierres...). Ce flux peut être évalué par la relation suivante :

$$\Delta Q_S = \sum_{i=1}^{n} \alpha_i (a_i Q^* + b_i) \tag{1.4}$$

avec a_i et b_i des mesures recueillies pour un type i de matériau rencontré, et α_i la fraction de ce matériau. On revient alors sur le problème de la connaissance du terrain à méso-échelle (cf. z_{0m} précédemment), et la plupart des auteurs utilisent l'approximation :

$$\frac{\Delta Q_S}{Q^*} \approx 0.2 \tag{1.5}$$

Ce terme de stockage va agir comme un puit énergétique dans la journée, mais comme une source la nuit.
Le rapport du flux de chaleur sensible sur le flux de chaleur latente est un indicateur couramment utilisé (rapport de Bowen Bo), tel que :

$$Bo = \frac{Q_H}{Q_E} \tag{1.6}$$

Nous utilisons ce rapport Bo dans le tableau 1.2 pour résumer les différentes valeurs moyennes connues (Oke (82)) :

Type de milieu	$\Delta Q_S/Q^*$	Q_H/Q^*	Q_E/Q^*	Bo
Rural	0.15	0.28	0.57	0.49
Sub-urbain	0.22	0.39	0.39	1
Urbain	0.27	0.44	0.29	1.51

TAB. 1.2 – Valeurs moyennes des flux observés en fonction du type de site

1.2.4 Modification de l'albédo et de l'émissivité

Le tableau 1.3 rappelle quelques valeurs d'albédo et d'émissivité, en fonction du type de milieu (selon Pielke (84)) : L'albédo moyen est généralement de 0,14 pour un centre ville important,

Type de sol	Herbes courtes (2cm)	Herbes longues (1m)	Forêt	Ville
Albédo (A)	0,26	0,16	0,20	0,1-0,27
Emissivité (ϵ)	0,9-0,95	0,97	0,97	0,85-0,95

TAB. 1.3 – Exemples de valeurs d'albédo et d'émissivité en fonction du terrain

de 0.15 pour la banlieue proche : cette valeur plus faible qu'en milieu rural est dûe à la présence de surfaces goudronnées et sèches. Cependant, la détermination précise de sa valeur est délicate (milieu très hétérogène spatialement). Cette incertitude se retrouve pour l'émissivité et peut poser des problèmes dans les paramétrisations de la couche de surface (notamment le calcul de la température de surface selon la paramétrisation de Deardorff (78)).

1.2.5 L'ilot de chaleur urbain

Comme on l'a vu précédemment, l'effet d'ilot de chaleur urbain est généralement plus important la nuit que le jour. Des relations empiriques ont été établies pour tenter d'estimer cette différence thermique ΔT. On trouve notamment les relations (Bornstein (87)) :

$$\Delta T \ = \ 15.27 - 13.88\psi_s \text{ et } \Delta T \ = \ 7.45 + 3.97 \ \ln\left(\frac{H}{W}\right) \tag{1.7}$$

avec ψ_s un rapport d'aspect des constructions et H la hauteur, W la largeur des constructions. En période diurne, une valeur 'critique' de vitesse de vent est définie au deà de laquelle la formation de cet ilot ne peut se faire (Oke (87)). Cette valeur est dépendante de la population (en millions d'habitants), telle que : $U_c = 3,4 \ln(P) - 11,6$. Dans notre cas, considérant que la population de Paris et de sa proche banlieue est de l'ordre de 6 millions, on obtient $U_c \approx$ 11,4 m s^{-1}. Cette valeur de vent étant une valeur moyenne à 10 m.

1.2.6 L'influence des phénomènes synoptiques sur la CLA urbaine

De nombreux phénomènes synoptiques vont avoir une importante influence sur le développement de la couche limite convective urbaine. Les interactions entre ces phénomènes de grande échelle avec la dynamique particulière du milieu urbain vont accroitre les difficultés d'étude de ce milieu. Ces influences peuvent se résumer (selon Mc Kee (87)) :

- ▷ Une advection d'air froid au dessus de la CLA convective va accélérer son développement, une advection d'air chaud va la ralentir.
- ▷ De forts gradients de pression à la surface vont imposer des vents forts
- ▷ Une faible stabilité va accélerer les processus de mélange.
- ▷ Des vents faibles (au dessus de la CLA) vont réduire les transferts de mouvements verticaux.

En période anticyclonique, et par vents faibles, une advection d'air chaud au dessus d'une ville va donc ralentir la croissance de la CLA, et piéger tous les aérosols et les polluants, conduisant à un accroissement de la pollution urbaine.

1.2.7 Analogies avec des phénomènes non-urbains

Le milieu urbain peut reproduire, sous certaines conditions, des phénomènes étudiés en milieu non urbain. On retrouve principalement le phénomène de développement de couche limite interne et de brise de terre.

Le phénomène de couche limite interne
Lorsque sous l'action d'un vent moyen, l'air s'écoule au dessus de zones à rugosité dynamiques différentes, avec un changement brutal, une couche limite interne se développe. En plus de la rugosité, les flux de chaleur peuvent être modifiés, comme dans le cas d'une couche limite interne thermique. Ce phénomène connu aux transitions terre-mer, va se retrouver aux frontières zone urbanisée-zone rurale comme dans notre cas, entre Paris et sa banlieue la moins urbanisée (Ouest-Sud). La hauteur δ de cette couche thermique est fonction de la distance au changement de rugosité et s'exprime (Panofsky *et al.* (82)) :

$$\delta = z_{1m} \ a_{CLI} \ \left(\frac{x}{z_{2m}}\right)^{b_{CLI}} \tag{1.8}$$

où $z_{1m} < z_{2m}$, les hauteurs de rugosité dynamiques avant et aprés la transition, et a_{CLI} et b_{CLI}, des constantes dépendantes de la stabilité et x la distance à la transition (le fetch).

Le phénomène de brise de terre
Entre le milieu urbain et le milieu rural, les différences de propriété de stockage de chaleur, de flux et d'assèchement du sol induisent des forts gradients de température horizontaux. Notamment la nuit, la ville garde une température plus élevée que la campagne environnante : l'air froid rural va s'écouler vers la ville à basse altitude, puis repartir vers la campagne à des altitudes supérieures.

1.3 Les études antérieures de la CLA urbaine

Des études de la couche limite atmosphérique, dans le but de cerner les mécanismes complexes qui peuvent conduire à des situations de pollution, ont déjà été effectuées dans quelques grandes villes. En dehors des mesures ponctuelles, les campagnes les plus importantes sont principalement :

- ▷ St Louis (USA) : La campagne Metromex (de 1974 à 1976), décrite par Auer (81) et Hildebrand et Ackerman (84). Cette ville est toujours l'objet de mesures régulières.
- ▷ Vancouver (Canada), de 1976 à nos jours (publications régulières sous la direction de T.R. Oke).
- ▷ Uppsala (Suède) notamment décrite par Hogstrom (82), avec un intéret marqué pour les processus de la couche de surface.
- ▷ Athènes (Grèce) via la campagne Medcaphot-Trace (Ziomas (95))

La campagne Metromex ainsi que le suivi sur Vancouver et Medcaphot-Trace ont, à notre connaissance, utilisé tous les instruments de mesures météologique actuels (y compris le lidar aéroporté). Les mesures sur Uppsala sont plus ciblées sur la couche de surface et l'on note principalement des mesures in-situ et des sondages.
L'association de lidar avec d'autres instruments est plus rare. On peut cependant citer Mexico City (Cooper et Eichinger (94)) pour l'étude de l'évolution de la structure dynamique de la CLA : le couplage de la mesure lidar ne se fait qu'avec des sondages par ballons (mais sur deux sites distants de plusieurs dizaines de km). La majorité de ces campagnes de mesures concerne des villes proches de côtes océaniques ou près de reliefs marqués. L'influence de la ville sur le développement de la CLA est alors difficilement dissociable d'importantes influences extra-urbaines. (à l'exception de St Louis avec Metromex).

La campagne ECLAP diffère largement de ces campagnes de par la situation géographique de la région Parisienne, ainsi que par l'instrumentation utilisée, comme nous le verrons au chapitre 2.

1.4 Les modélisations actuelles de la CLA urbaine

L'étude du milieu urbain se place sur plusieurs échelles spatiales. Son influence à grande échelle (pour les grandes villes) est étudiée par l'intermédiaire de modèles méso-échelle. On peut alors quantifier les interactions météorologiques ville-campagne. La compréhension complète des processus urbains doit être effectuée à une échelle plus fine, à micro-échelle. Les capacités informatiques actuelles ne permettent alors que d'effectuer des calculs sur un 'noyau' urbain, et l'on perd les influences à grande-échelle. Les développements actuels tendent vers les modèles 'emboités' : un petite domaine est simulé (notamment par des fermetures turbulentes très complètes,

de type LES (pour Large Eddy Simulation)) et les conditions aux limites de ce petit domaine sont calculées par un modèle méso-échelle couvrant la région l'englobant. Ces techniques sont cependant en plein développement, et encore peu utilisées dans le monde de la modélisation.
Dans le cadre de cette étude, nous nous focaliserons sur la méso-échelle et tous les processus turbulents devront alors être paramétrés. De nombreux modèles à méso-échelle existent, et ont été

Modèle	Spécialité d'origine	Références bibliographiques
Gesima	Convection profonde	Eppel (92)
Mercure	Circulations urbaines	Buty (88), Elkhalfi (93)
Méso-NH	Ondes orographiques	Lafore (97)
Rams	Convection profonde	Tripoli (82), Snook (95)
Urbmet/TVM	Circulations urbaines	Schayes(95), Thunis (95)

TAB. 1.4 – Présentation de quelques modèles méso-échelle

généralement développés pour un type d'écoulement atmosphérique particulier, puis adaptés à des configurations plus générales. Le tableau 1.4 en présente quelques uns. La spécialité d'origine fait référence uniquement au développement initial des modèles, mais n'est pas le reflet de leur développement ultérieur. Les simulations effectuées à partir des analyses ECLAP ont été réalisées avec le modèle Mercure, développé par EDF (dont le principe général est rappelé en annexe C, p. 187).

1.5 Les principaux objectifs de ce travail

Les processus d'évolution de la couche limite urbaine sont, malgré d'importants efforts ces dernières années, relativement mal connus. Or, les problèmes de pollution actuels sur les grandes villes ne pourront être correctement appréhendés que si la dynamique de la couche limite est bien comprise. La **campagne de mesure ECLAP** a donc été initiée pour compléter et affiner nos connaissances sur la région Parisienne, région jusqu'alors peu étudiée du point de vue de la couche limite.

Tout le travail de cette thèse a donc comme fil conducteur l'analyse des résultats de cette campagne de mesure. Cette analyse peut se séparer en deux parties principales : *la phase expérimentale* et *l'étude théorique*.

La phase expérimentale s'est déroulée de Novembre 94 à Mars 95. Pour cerner les particularités du milieu urbain, deux sites ont été instrumentés. Le site semi-rural de Palaiseau et le site de Jussieu, au centre de Paris, ont reçu pendant cette période des instruments de télédétection (lidar et sodar), et des radiomètres. Le site de Palaiseau a été équipé en plus d'un mât de mesure comprenant deux anémomètres soniques. A ce dispositif, s'ajoutent les systèmes de mesures existants : le réseau de mesures de pollution Airparif, les stations sol, les mâts de mesure et les sondages ballons à Trappes de Météo-France.
Le **chapitre 2** présentera la campagne ECLAP, et décrira toutes les données que nous avons recueillis.
Pour caractériser les différences dynamiques entre le milieu urbain et rural, nous avons analysé toutes les données et sélectionné plusieurs périodes (en situations anticycloniques en priorité, propices à des situations de pollution). Pour quantifier les différences entre les deux sites, nous orienterons notre travail d'analyse vers les deux interfaces de la couche limite :
Le chapitre 3 étudiera l'interface supérieure et les méthodes d'estimation de la hauteur moyenne de la couche limite $\overline{h}$ par mesures lidars et sodars, utilisant les sondages comme référence. Cela nous permettra de quantifier dans quelle mesure les instruments restituent cette hauteur, en fonction de critères de stabilité, de turbulence et d'humidité. Ce travail fera un bilan de l'estimation de $\overline{h}$ pour chacun des instruments.
Le chapitre 4 étudiera l'interface inférieure, près de la surface. Nous étudierons dans quelle mesure ces mêmes instruments restituent le flux de chaleur sensible surfacique Q_0 via des paramétrisations ; les résultats seront directement comparés aux mesures des anémomètres soniques. Les mesures turbulentes de vitesse verticale par sodar seront comparées aux anémomètres soniques à Palaiseau, permettant une estimation de la vitesse de rugosité u_* par sodar. L'implantation des sodars sur les deux sites nous permettra d'analyser les différences de turbulence mesurées dans la couche de surface entre les milieux urbain et rural. Les hauteurs de rugosité, z_{0m} et z_{0h}, ont une grande influence dans la restitution des flux de surface dans les paramétrisations. Dans le but de mettre en place des simulations numériques sur la région Parisienne, nous analyserons les données turbulentes des anémomètres soniques pour estimer ces hauteurs. Avec ces résultats, nous comparerons différentes paramétrisations de la couche de surface (Businger (71), Louis (79) et Mascart (95)) pour choisir la plus appropriée pour nos simulations.
Les chapitres 3 et 4 permettront de mettre en place toutes les méthodologies nécessaires à la compréhension des processus dynamiques et thermiques intervenant en région Parisienne.
Le **chapitre 5** présentera les analyses des résultats que nous avons obtenus pour deux périodes de la campagne : La POI 9 (9 et 10 Mars 95) et la POI 10 (13 et 14 Mars 95). La comparaison des résultats inter-instruments sur un même site et inter-sites avec tous les instruments nous permettra

de conclure sur la structure de la couche limite en agglomération Parisienne. Nous quantifierons les principales différences observées pour les processus dynamiques et thermiques de la CLA en fonction du site et des conditions synoptiques pour chacune des journées.

L'étude théorique est la modélisation des situations analysées, par le modèle méso-échelle Mercure.
Le chapitre 6 présentera les simulations unidimensionnelles à Paris et Palaiseau. Utilisé en configuration non advective, nous testerons la modélisation dans cette approximation et quantifierons les différences avec nos résultats expérimentaux. Pour mieux restituer les observations, nous quantifierons la sensibilité du modèle sur la résolution verticale du maillage, les fermetures turbulentes (longueur de mélange et $k-\epsilon$), la prise en compte d'une échelle convective w_* (en situation de convection libre), le forcage du vent géostrophique en 1D, les paramétrisations de la couche de surface (u_*, Q_0, T_s, q_s) et la prise en compte de hauteurs de rugosité variables. Nous montrerons ensuite que la prise en compte de l'advection synoptique en configuration 1D modifiée permet de restituer correctement les mesures de la campagne.
Le chapitre 7 présente les premières simulations tridimensionnelles sur la région Parisienne à partir des analyses ECLAP. Nous montrerons l'influence de la prise en compte des caractéristiques de la surface, et nous ferons un bilan des principales difficultés que présente ce type de simulation. A partir des résultats du chapitre 6, nous proposerons des modifications des caractéristiques des simulations 3D.

Étude expérimentale de la couche limite urbaine

Chapitre 2

La campagne ECLAP

La campagne de mesure ECLAP (acronyme pour Etude de la Couche Limite en Agglomération Parisienne) est présentée dans ce chapitre. L'étude expérimentale effectuée sur cette campagne constitue la première moitié de ce travail de thèse. On présente tout d'abord les objectifs qui ont conduit à entreprendre cette campagne de mesures, ainsi que les différents instruments mis en place et les données recueillies (d'un point de vue quantitatif et qualitatif). Une description des caractéristiques de la campagne et des données que nous avons obtenues permettra de cerner précisement les résultats des analyses et des simulations présentées aux chapitres suivants.

2.1 Objectifs de la campagne

De précédentes études (cf. Chap. 1) ont montrées qu'une grande ville modifiait la structure de la couche limite, aussi bien d'un point de vue dynamique que thermique.

Le premier objectif d'ECLAP a donc été la quantification de l'influence de la ville de Paris sur la météorologie locale. Pour cela, deux sites ont été fortement instrumentés : l'Université Paris VI (à Jussieu, au centre de Paris) et l'Ecole Polytechnique à Palaiseau (à 25km au Sud-Ouest de Paris). Les avantages de cette région sont à la fois géographiques (loin de perturbations possibles océaniques) et orographiques (faible relief du bassin Parisien). Contrairement aux autres campagnes de mesure en milieu urbain (qui généralement possédaient au moins une de ces deux caractéristiques), l'absence de perturbations de ce type vont permettre d'isoler les différences ville/campagne.

De nombreux instruments ont été utilisés pendant cette campagne de Novembre 1994 à Mars 1995. Ces instruments peuvent se regrouper en deux grandes classes : les instruments de télédétection (lidar rétrodiffusion, lidar Doppler, sodar) et de mesures directes (radiosondages, anémomètres soniques, stations météo sols, mesures de pollution de surface). Les caractéristiques complètes de ces instruments, ainsi que les quantités mesurées sont résumées dans le tableau 2.1. Le second objectif de la campagne est donc l'inter-comparaison entre tous les instruments premettant la vérification de la validité des données, et ainsi l'établissement d'une base de données très complète sur la couche limite avec l'ensemble des mesures (cf. annexe B.4, p.185). Des sites comme la région Parisienne, souvent sujets à des pointes de pollution, ont été très peu modélisés. De manière à retrouver par la simulation numérique, les caractéristiques météorologiques, la base de données établie servira d'initialisation et de vérification des paramétrisations employées.

Instrument	Type	Lieu	Mesures	
			Directes	Indirectes
Lidar	Rétrodiffusion	Jussieu	RSCS	$h, \overline{h}, h_0, h_2, Q_0$
Lidar	Rétrodiffusion	Palaiseau	RSCS	$h, \overline{h}, h_0, h_2, Q_0$
Sodar	Remtech Pa2	Jussieu	u,v,w,σ_W,C_T^2	$\overline{h}, Q_0$
Sodar	Remtech Pa2	Palaiseau	u,v,w,σ_W,C_T^2	$\overline{h}, Q_0$
Sonic Anem.	Gill 21Hz	Palaiseau	u,v,w,T_V u_*, σ_W,Q_0	
Radiomètres Ramsès		Palaiseau	u,v,T_s Flux Rad.	
Sondages	Ballons	Trappes	u,v,P T,Hr,θ, q	$\overline{h}$
Mât Instrumenté	z de 0 à 300m	Achères Saclay, Tour Eiffel	u,v,T Hr	$d\theta/dt$ $d\theta/dz$
Stat de surface	Airparif Meteo-France	Région Parisienne	NO_x, O_3 T_{2m}, P_{2m}, q_{2m}	

TAB. 2.1 – Instruments utilisés pendant la totalité de la campagne ECLAP (tous les symboles sont définis en début de manuscrit)

2.2 Sites de mesure et instrumentation

2.2.1 Répartition des sites en région Parisienne

La figure 2.1 montre la répartition des différents sites en région Parisienne en incluant tous les instruments qui ont été utilisés pendant la campagne (ainsi que les principales stations de mesures au sol de Météo-France, Trappes, Saclay et Achères, et les points de mesures d'Airparif). Une

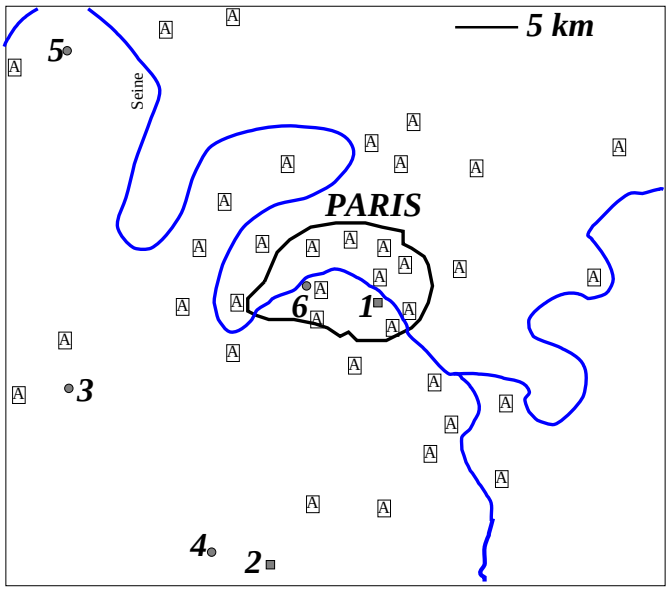


FIG. 2.1 – Sites de mesures au sol et en altitude, en région Parisienne : 1 = Jussieu, 2 = Palaiseau, 3 = Trappes, 4 = Sacly, 5 = Achères, 6 = Tour Eiffel et les symboles 'A' désignant les stations Airparif

coupe schématique montre les différences d'altitudes entre les deux sites de Jussieu et Palaiseau,

sites équipés des systémes lidar et sodar constituants les mesures directes principales de cette campagne, figure 2.2.

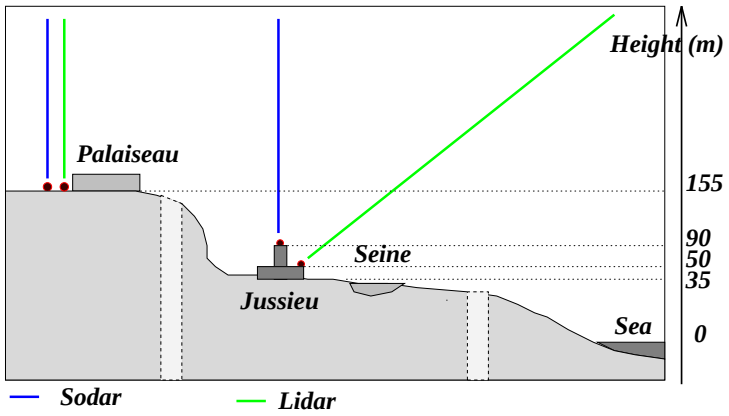


FIG. 2.2 – Représentation schématique des altitudes des sites

2.2.2 Le site de Jussieu

Un lidar rétrodiffusion était implanté dans les locaux du Service d'Aéronomie à L'Université Pierre et Marie Curie. La figure 2.3 montre la direction de mesure (du Sud-est vers le Nord-Ouest). Le lidar était placé en visée oblique avec un angle de site de 41 ^{o}. Un sodar était implanté sur le toit de la Tour Centrale de l'Université, à quelques dizaines de mètres du lidar, et fonctionnait en visée verticale. A côté du sodar, une station Ramsès composée d'un pyranomètre et d'un pyrgéomètre, a permis des mesures de flux radiatifs (voir tableau 2.1).

2.2.3 Le site de Palaiseau

Le lidar rétrodiffusion implanté à Palaiseau est situé dans l'enceinte de l'Ecole Polytechnique (figure 2.4) à 25 km au Sud-Ouest de Paris Notre-Dame. Le Lidar Doppler du LMD a fonctionné simultanément avec le lidar rétrodiffusion. Le Lidar rétrodiffusion, en visée verticale, était l'instrument le plus à l'ouest du site de l'école Polytechnique (1). De plus, les premiers essais d'un lidar Doppler ont été effectués pendant la POI 10. La visée était verticale ou horizontale. Dans le cas de la visée horizontale, la direction a été choisie vers les mâts instrumentés (3), vers l'Est Nord-Est (2). Nous ne nous servirons pas de ces données dans cette étude, ce lidar étant alors dans sa phase de développement. Un sodar de même type qu'à Jussieu était implanté près des mâts, ainsi qu'une station Ramsès (voir tableau 2.1).

2.3 Les période de mesure

De toutes les journées de mesures, dix période d'Observations Intensives (POI) ont été selectionnées pour les analyses à venir. Ces POI couvrent de une à quatre journées consécutives et représentent des situations météorologiques différentes. Le tableau 2.2 présente la liste de ces journées retenues, ainsi que les périodes précises d'activité des instruments de télédétection. Ce tableau permet d'avoir une vue globale sur les conditions météorologiques, et synthétise le jeu de données dont nous allons nous servir dans les chapitres suivants. De manière synthétique, ont été repertoriées les données synoptiques principales comme l'état nuageux ou non de l'atmosphère,

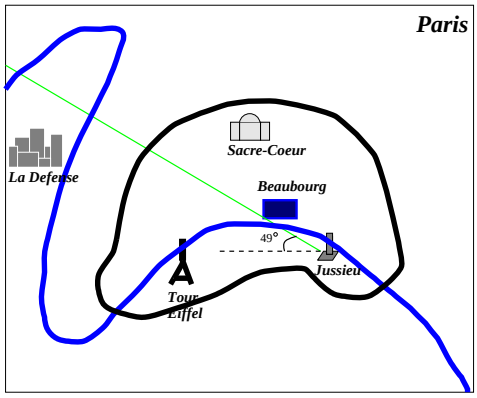


FIG. 2.3 – Site de Paris

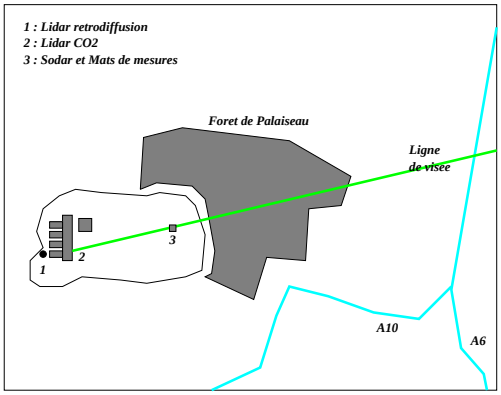


FIG. 2.4 – Site de Palaiseau

la direction et la force moyenne du vent et la pression moyenne. Les informations sont volontairement succinctes, pour permettre une vue globale sur la campagne ECLAP.

2.4 Les mesures des anémomètres soniques à Palaiseau

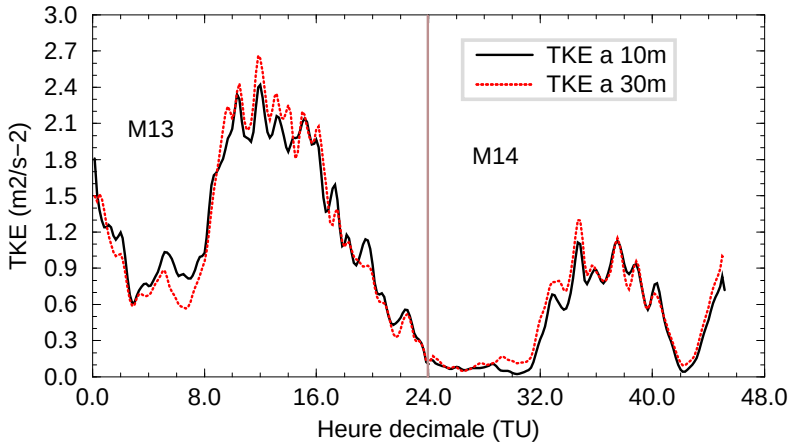


FIG. 2.5 – Exemple de calcul de l'énergie cinétique turbulente à 10 et 30m pour la POI10, par sonique

Sur le site de Palaiseau, et en fonctionnement continu pendant toute la campagne, deux anémomètres soniques ont été implantés sur le site de Palaiseau. Tout comme les radiosondages pour la structure verticale de la CLA, les mesures soniques constituent les données de référence des flux turbulents de la couche de surface. Implantés à 10 et 30 m sur le même mât, ils permettent de plus, par analyse couplée aux deux hauteurs, de contrôler finement la stabilité atmosphérique. Dans le cadre de cette étude, ces données ont permis de retrouver des paramètres relativement peu étudiés expérimentalement : les hauteurs de rugosité effectives.
Les mesures directes des anémomètres soniques sont les composantes u, v, w du vent, la température, et associés à ces grandeurs, les flux turbulents de quantité de mouvement $u'v'$, $u'w'$, $v'w'$ et

No POI	Jour	Heure	Ciel	Vent Dir.	Vent Vitesse (m/s)	Surface Pression (mb)	Jussieu Lidar	Palaiseau Lidar	Jussieu Sodar	Palaiseau Sodar	Autre mesures
1	15.12.94	00-24	clair	E-SE	1 à 2	1029	0830-2200	0845-1500	Non	00-24	Pas de Ray.
2	20.12.94	00-24	clair	O	1 à 3	1021	0840-1640	Non	00-24	00-24	Pas de Ramses
	21.12.94	00-24	nuageux, pluie	O-S-O-N	0 à 3	1020	0820-1425	Non	00-24	00-24	
	22.12.94	00-24	nuageux	N-NE	2 à 6	1028	Non	Non	00-24	00-24	
	23.12.94	00-24	très nuageux	N-NE	3 à 7	1033	0715-1230	Non	00-24	00-24	
3	04.01.95	00-24	brouillard et clair	S E	1 à 3	1031	0745-2200	1230-1600	00-24	00-24	
	05.01.95	00-14	nuageux	SE S	2 à 4	1026	0745-1330	0900-1430	00-24	00-24	
4	16.01.95	00-24	brouillard et clair	SE S	2 à 4	1023	0930-2115	1200-1900	00-24	00-24	Pas de Ray.
	17.01.95	00-14	très nuageux	S	3 à 6	1009	0800-1330	0745-1130	00-24	00-24	
5	02.02.95	15-24	clair	N-SE	1 à 4	1030	1500-2130	1600-1900	00-24	00-24	
	03.02.95	00-15	très nuageux	S	1 à 4	1032	0700-1445	1100-1800	00-24	00-24	
6	20.02.95	10-24	très nuageux, pluie	S-SO	1 à 6	1020	Non	Non	00-24	00-24	
	21.02.95	00-24	très nuageux	SO-O-NO	1 à 6	1019	0710-0850	Non	00-24	00-24	
	22.02.95	00-24	nuageux	SO-S	1 à 6	1025	0615-2240	0740-1830	00-24	00-24	Pas de Ramses
	23.02.95	00-14	nuageux et pluie	SO	3 à 7	1012	0910-1300	Non	00-24	00-24	Pas de Ramses
7	27.02.95	09-20	clair et nuageux	NO-SO	1 à 5	1027	0900-2050	Non	00-24	00-24	
8	06.03.95	08-14	variable	O	3 à 6	1008	0900-1145	Non	00-24	00-24	
	07.03.95	06-16	clair et nuageux	O-S	2 à 7	1011	0845-1200	0830-1200	00-24	00-24	
9	09.03.95	00-24	clair	SO-SE	2 à 4	1019	0650-2130	0830-1800	00-21	00-24	
	10.03.95	00-21	clair et nuages	SE	2 à 5	1011	0650-1800	0800-1830	06-24	00-24	
10	13.03.95	06-24	clair	NE	2 à 5	1022	0630-2100	0800-1900	06-24	00-24	
	14.03.95	00-21	clair, brouillard	N-NO	1 à 3	1016	0650-1820	0800-1830	00-21	00-24	

TAB. 2.2 – Tableau récapitulatif des mesures

de chaleur $u'T'$, $v'T'$, $w'T'$ (avec un temps d'intégration de 10 mn pour les mesures soniques). De plus, le calcul de l'énergie cinétique turbulente (TKE) a été effectué à partir des mesures de u'^2, v'^2 et w'^2.
La figure 2.5 illustre ces mesures avec un exemple d'acquisition des 13 et 14 Mars 95 pour l'énergie cinétique turbulente à 10 et 30m : la TKE est beaucoup plus importante en M13 qu'en M14, ceci est principalement dû à la rapide advection d'air chaud à 8h en M14 qui va bloquer le développement de la CLA (comme nous le verrons en détail dans les analyses ultérieures). Pour ces deux journées, le cycle diurne est bien marqué et l'influence de la convection apparait clairement par l'augmentation de la TKE de 7h à 13h TU, pour les deux jours. De plus, on note que les mesures à 10 et 30m donnent des valeurs très proches, et nous retrouvons bien, par cet exemple, un gradient vertical nul des flux turbulents dans la couche de surface.

2.5 Les mesures des stations sol Météo-France

Un important réseau de stations météorologiques, mis en place par Météo-France, fonctionne de manière continue en région Parisienne. Pour ce travail, nous utiliserons les mesures de température, d'humidité relative et de pression à 2m, de module du vent à 10m. Le nombre important de stations en région Parisienne permet d'établir des cartographies horaires de ces données. Nous pourrons donc établir des comparaisons directes entre ces mesures de surface et des sorties de modèle méso-échelle. Pour certaines stations, des variables comme la pression ne sont pas toujours mesurées, ce qui rend impossible le calcul de la température potentielle. Ces restrictions ont orienté notre choix sur un petit nombre de stations, pour des comparaisons inter-sites sur des cycles diurnes : pour le milieu urbain, les stations de la Tour Saint Jacques (2 m) (très proche de Jussieu), du parc de Montsouris (2 m) et le premier niveau de mesure à la Tour Eiffel (3,5 m) ; pour le milieu rural les stations (toutes à 2 m) de Trappes, Achères et Saclay.

2.5.1 Mesures régionales

Pour la journée du 13 Mars 95, nous présentons un champs de température et d'humidité à 2 m mesuré à 0h (figure 2.6). On note l'effet d'ilot de chaleur urbain (Paris, au centre, atteint 9 ^oC, pour des valeurs de l'ordre de 6 ^oC autour) couplé à l'effet d'ilot sec urbain (80 % d'humidité relative à Paris, pour 95 à 100 % autour). De plus, le vent synoptique de Nord-Ouest provoque l'effet de panache urbain, où la climatologie citadine est advectée vers le Sud-Ouest.

2.5.2 Comparaisons des mesures sur plusieurs sites

Pour cette journée des 13 et 14 Mars 95, l'effet d'ilot de chaleur urbain, et d'atmosphère Parisienne plus sèche peut être suivie tout au long de la journée. Nous comparons directement les températures et humidité pour les stations de Trappes (2 m) et Tour Eiffel (3,5 m), ainsi que le module du vent mesuré à 10 m pour les deux stations. On note que pendant les deux journées, la température à 2m est systématiquement plus élevée à Paris qu'à Trappes. De plus, l'effet d'îlot de chaleur urbain est toujours plus important la nuit. La vitesse du vent à 10m en M13 est plus importante à Paris qu'à Palaiseau. Le 14 Mars 95, on observe le contraire, avec des vents plus faibles qu'en M13. L'humidité relative (%) est plus faible à Paris qu'à Palaiseau avec des différences maximales la nuit en M13 (10%) et tout au long de M14 (max. 35%)

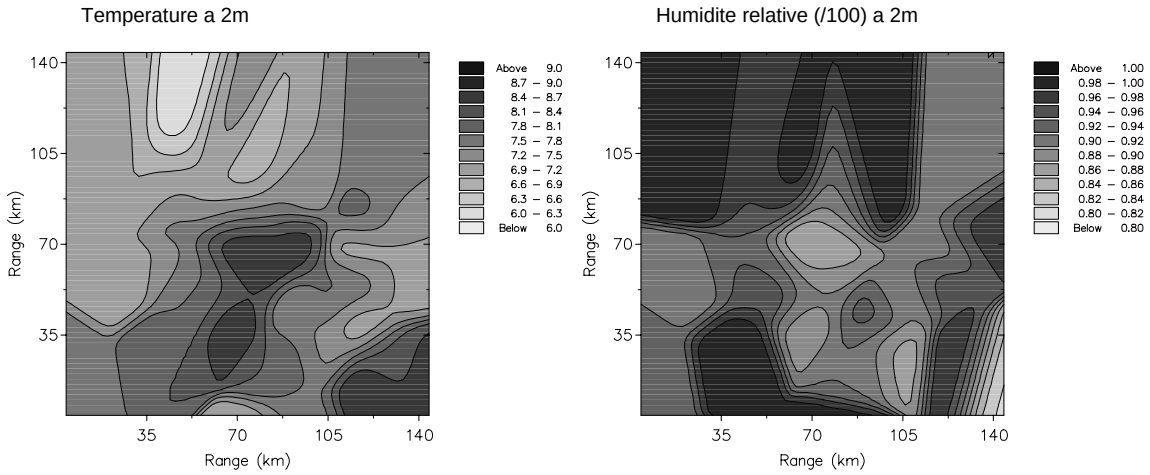


FIG. 2.6 – Exemple de mesures de température à 2 m et d'humidité relative par les stations sol météo-France, sur la région Parisienne (Paris au centre du domaine) à 0h (TU) pour le 13 Mars 95

2.6 Les mâts de mesures à Paris et Saclay

Des mesures à différentes altitudes de température et de vent vont nous permettre d'estimer la stabilité de la couche de surface à la fois à Paris et à Saclay (à 2km du site de Palaiseau). La dénomination 'mât' est un terme peu adapté dans le cas Parisien puisque les mesures sont effectuées sur la Tour Eiffel à 3,5, 57 et 280 m. A Saclay, le mât de mesure permet la restitution de données à 2, 40 et 100 m pour la température et à 10, 58 et 110 m pour le vent. A partir de ces différentes mesures, nous effectuerons, pendant l'analyse des données, des calculs de gradients verticaux de température potentielle, permettant ainsi de cerner précisemment les périodes de stabilité atmosphérique. La figure 2.10 illustre la mesure de module du vent sur le mât de Saclay pour le 14 Mars 95 à 10 et 58 m. On note les valeurs proches pendant la période instable (de 8 h à 15 h), et, au contraire, les importants cisaillement de vent en période stable. Cette mesure illustre la complexité de cette journée, où le développement de la couche limite a été fortement ralenti par une advection d'air plus froid (comme nous le verrons en détail lors des analyses).

2.7 Les mesures de flux solaire et infrarouge à Jussieu et Palaiseau

La mesure des flux solaires et infrarouge incidents ont été effectuées à Jussieu et Palaiseau avec la même instrumentation. Le rayonnement solaire était mesuré par un pyranomètre Cimel CE180, le rayonnement infrarouge par un pyrgéomètre Eppley PIR. Ces mesures acquises en continu, jour et nuit, permettent d'avoir un suivi des flux toutes les 10 mn. La mesure du flux solaire incident va permettre, en fonction des journées, de vérifier l'hypothèse de flux moindres en milieu urbain dûs à la présence d'aérosols. On note que certains problèmes ont été mis en évidence dans la mesure des flux infrarouges incidents à Jussieu : une différence relativement importante a été relevée avec les mesures de Palaiseau (≈ 40 W m^{-2}) constante sur toutes les séries de mesures. Ce problème avait été identifié pendant les mesures par un disfonctionnement des amplificateurs. Malheureusement, aucun échange de capteur n'est intervenu, et nous sommes dans l'impossibilité de différencier le problème instrumental éventuel d'une réalité plysique. Nous n'utiliserons donc pas dans la suite les mesures de flux infrarouge incidents.

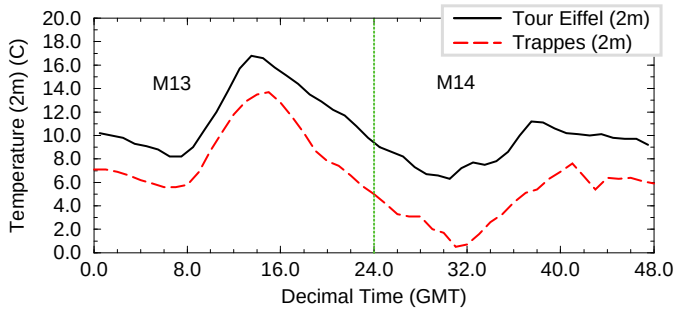


FIG. 2.7 – $T_{2m}(^oC)$ pendant la POI10

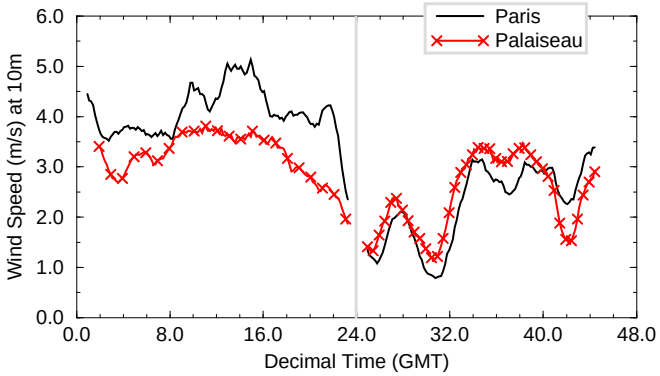


FIG. 2.8 – $|U|$ (m s^{-1}) pendant la POI10

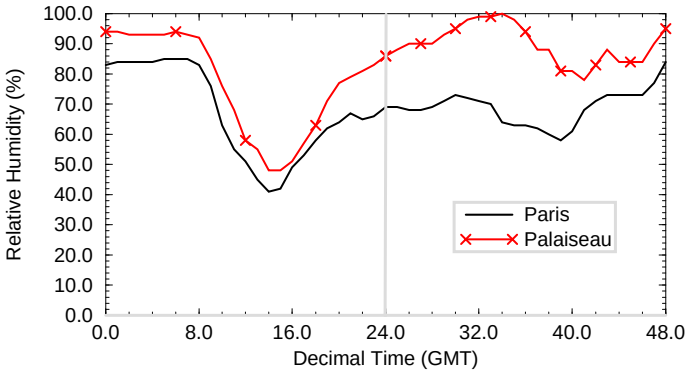


FIG. 2.9 – Hr (%) pendant la POI10

Nous illustrons les mesures du flux par le suivi du flux solaire incident pour la journée du 14 Mars 95 (figure 2.11). On observe, que contrairement à un résultat attendu de flux atténué en milieu urbain par la présence d'aérosols, l'effet contraire se produit. Pour cette journée, l'air est sec, sauf à Palaiseau le matin, où une mince couche de brouillard (du sol à 200 m) va perturber la mesure jusqu'à 12 h. La présence de ce brouillard explique la forte atténuation relevée à Palaiseau, alors que le milieu urbain est clair.

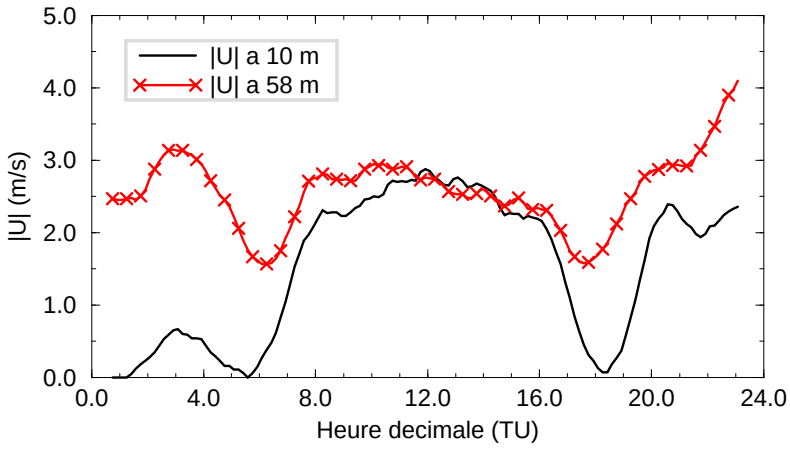


FIG. 2.10 – Exemple de modules du vent à 10 et 58 m mesurés sur le mât de Saclay le 14 Mars 95

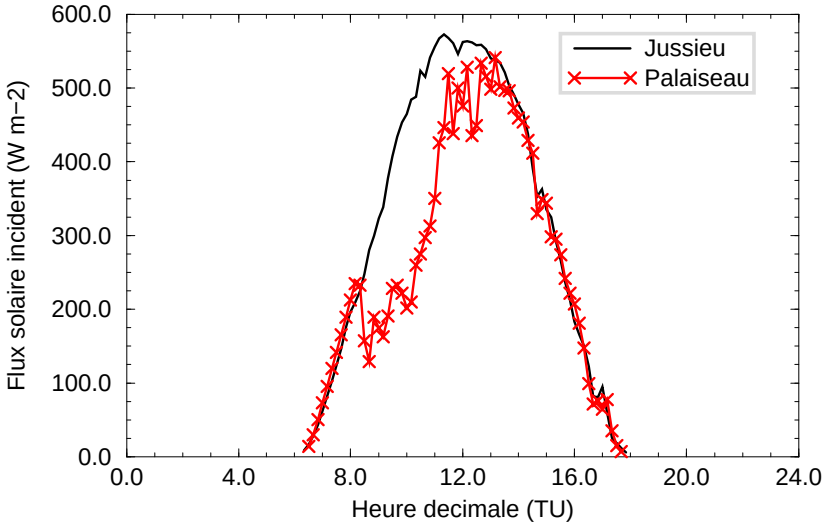


FIG. 2.11 – Exemple de flux solaire incident mesuré à Jussieu et Palaiseau, par pyranomètre, le 14 Mars 95

2.8 Les mesures sodar

Les sodars utilisés sur les deux sites sont identiques. En cela, la comparaison des données acquises sera le reflet du comportement météorologique propre au type du milieu de mesure : urbain et rural. Nous présentons ici quelques mesures sodars acquises pendant ECLAP, ainsi que les problèmes liés à l'étalonnage de l'instrument. Les caractéristiques techniques des instruments sont reportées en annexe (p.182).

2.8.1 Principe de la mesure sodar

Le principe de base du sodar est d'émettre une impulsion sonore dans l'atmosphère et d'analyser l'écho obtenu en retour, après réflection par les structures thermodynamiques. Les fluctuations

du son recues sont dues aux fluctuations de température et de vitesse. Le sodar Doppler va aussi permettre la mesure du vent, le long de la ligne de visée, par mesure des différences de fréquence entre l'impulsion émise et celle recue (Weill *et al.*(76)). On obtient alors des profils d'écho et de vent en fonction de l'altitude. L'emploi de cet instrument s'avère cependant délicat lorsque le bruit de fond est assez important et perturbe les mesures (comme, par exemple en ville). Beyrich (92) rappelle que le signal rétrodiffusé par le sodar, S, corrigé de l'atténuation a, est proportionnel aux paramêtres de structure de la température C_T^2 (K^2 m$^{-2/3}$) et du vent C_V^2 (K^2 m$^{-2/3}$) tel que :

$$S^2\, exp(2az) \;=\; b_1\, \frac{C_T^2}{T^2} + b_2\, C_V^2 \tag{2.1}$$

avec T, la température, a le coefficient d'atténuation, et z la distance entre l'antenne du sodar et la cible atteinte. La quantité C_T^2 caractérise l'intensité des inhomogénéités de petites échelles dans le champ de température, et b_1 et b_2 sont des constantes de proportionnalité. Lorsque l'émetteur et le récepteur sont confondus, ce qui est notre cas, seules les fluctuations de température contribuent à la rétrodiffusion (Neff (88)), et on a alors la relation directe :

$$S \;=\; K_{Ct}\, C_T^2 \tag{2.2}$$

avec K_{Ct} une constante propre au système.

2.8.2 Restitution de la constante d'étalonnage K$_{Ct}$

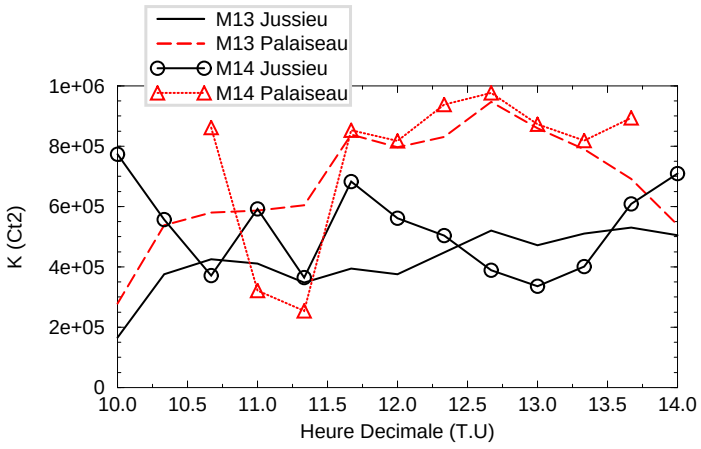


FIG. 2.12 – Calcul de l'étalonnage du sodar en fonction du temps (période convective) par la relation de Enger (90)

L'écho mesuré par le sodar est lié au C_T^2 par la constante d' étalonnage K$_{Ct}$. Sans la connaissance de cette constante, les analyses concernant l'écho ne peuvent être que qualitatives. La connaissance de cette constante permet de connaitre quantitativement le C_T^2, et donc de calculer précisemment les flux de chaleur sensible par le biais de paramétrisations (Weill *et al* (80), Keder (89), Enger (90), Melas (90)). La plupart des méthodes permettant le calcul de K$_{Ct}$ s'appuient sur la connaissance de l'altitude de l'inversion z_i (assimilée à $\overline{h}$ en période convective), et sont applicables en période de convection libre (les termes de production dynamique sont négligés). Dans le cas des journées ECLAP, l'altitude de l'inversion est souvent au dessus de la mesure sodar effective. Nos calculs ont donc été effectués avec des résultats issus des mesures lidar. Enger (90)

rappelle la relation liant le flux de flottabilité surfacique au C_T^2 (proposée à l'origine par Wyngaard (71)) :

$$C_T^2 = 2,67 \left(\frac{Q_0}{\rho\, C_p}\right)^{4/3} \left(\frac{g}{\theta}\right)^{-2/3} z^{-4/3} \tag{2.3}$$

Enger (90) modifie cett relation pour y inclure la contribution du σ_W mesuré par le sodar. Il pose $\sigma_W/w_* = 0,67$. On note cependant que ce rapport n'est pas *a priori* constant. Stull (88) relève $\sigma_W/w_* = 0,4$, ainsi qu'une une relation plus complète et dépendante de l'altitude de calcul et de la hauteur de l'inversion (Stull (88), Melas (90)), telle que :

$$\frac{\sigma_W^2}{w_*^2} = 1,8 \left(\frac{z}{z_i}\right)^{2/3} \left(1 - 0,8\frac{z}{z_i}\right)^2 \tag{2.4}$$

On peut donc réecrire, selon Enger (90), et en gardant sa relation simplifiée $\sigma_W/w_* = 0,67$:

$$C_T^2 = 13,2 \left(\frac{\overline{\theta}}{g}\right)^2 \frac{\sigma_W^4}{(z\, z_i)^{4/3}} \tag{2.5}$$

Utilisant z_i et σ_W pour en déduire C_T^2, et connaissant de plus S, la relation 2.2, on peut retrouver K_{Ct}, figure 2.12. On note, cependant, que la relation de Enger (90) (utilisant la mesure de σ_W), entraine une incertitude sur le calcul de C_T^2 de l'ordre de celle sur σ_W. Nous avons cependant préféré cette relation à l'équation 2.3 qui nécessitait des mesures précises de flux de chaleur sensible Q_0 que le sodar ne fournit pas. Les calculs sont effectués pour M13 et M14 à Jussieu et Palaiseau. Pour l'altitude 0,1 z_i > z_{sodar} > 0,7 z_i, nous conservons une valeur moyenne de K_{Ct}. La figure 2.12 montre l'évolution temporelle de cette 'constante' d' étalonnage en période convective. La valeur déduite est loin d'être une constante et varie d'un facteur 2 très rapidement. Ce résultat peu utilisable est représentatif des incertitudes de mesures cumulées sur S et σ_W. Le manque de précision sur ce résultat n'est d'ailleurs par propre à nos données, et Neff et Coulter (86), Melas (90) notent que de nombreuses autres études arrivent aussi à cette conclusion. De plus, dans notre cas, nous sommes rarement en convection libre : dans la suite de ce travail, nous n'utiliserons donc S que d'un point de vue qualitatif (restitution de $\overline{h}$).

2.8.3 Champ de vent sodar le 22 Février 1995

Pour illustrer les mesures de vent que nous avons utilisé pour nos analyses, et pour rester dans la période présentée pour les données lidar, nous présentons figures 2.13 et 2.14, des coupes chronologiques de vecteurs vent. L'abscisse représente l'heure (TU), l'ordonnée l'altitude par rapport à l'instrument en mètres et les vecteurs la direction *d'où vient le vent* et son module. Durant le 22 Février, et sur les deux sites, on note un changement de direction du vent de Nord-Ouest à Sud-Ouest, entre 0 et 24 h, et plus particulièrement autour de 10 h. Ce changement de direction apparait sur les deux sites, mais les modules de vent sont différents : $|U|_{Palaiseau} > |U|_{Jussieu}$.

2.8.4 Exemple de série chronologique d'écho : le 22 Février 95

Les données sodar sont moyennées pour délivrer des données sur une hauteur maximale de 700 m (depuis l'instrument) avec une résolution verticale de 50 m, et cela toutes les 20 mn. Fonctionnant 24 h sur 24, nous pouvons voir, figure 2.15, deux exemples de séries chronologiques de profils d'écho. On note avant 10h que le maximum d'écho apparait à une altitude supérieure à Jussieu qu'à Palaiseau : la CLA est déjà plus instable à Jussieu et reste très stable à Palaiseau. A

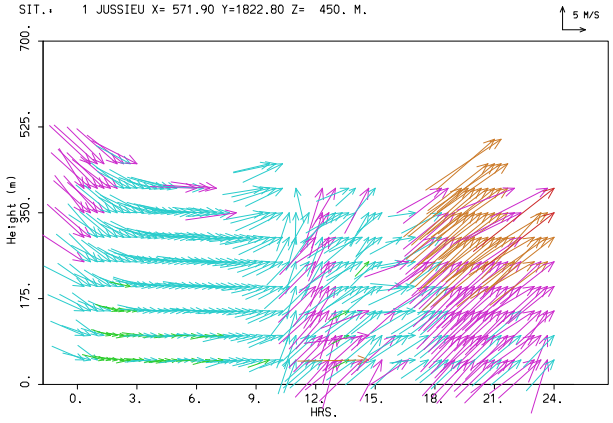


FIG. 2.13 – Champ de vent sodar pour le 22 Février 95 à Jussieu.

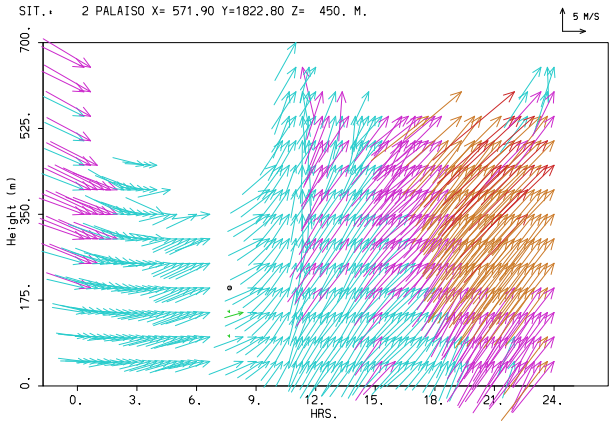


FIG. 2.14 – Champ de vent sodar pour le 22 Février 95 à Palaiseau.

partir de 10 h, et sur les deux sites, le pic d'écho disparait : cette forte transition est caractérisée par une forte diminution de l'écho. La portée réduite ne peut dans ce cas expliquer le phénomène. En fin de journée, la couche stable semble se reformer plus rapidement à Palaiseau, où l'on observe des pics marqués dès 20 h à 200 m. Complémentaire du lidar, par ses mesures nocturnes, le sodar permet de suivre l'évolution de la couche nocturne stable : généralement d'altitude inférieure à sa portée.

2.8.5 Exemple de série chronologique de σ_W : le 22 Février 95

Suivant le même principe que pour l'écho, la figure 2.16 présente deux séries chronologiques de profils de σ_W, ici sous forme d'iso-surfaces grisées. L'échelle (identique pour les deux sites) va de σ_W=0 (blanc) à σ_W=1,5 m^2 s^{-2} (noir). On peut voir que pour cette journée du 22 Fevrier, les données ont une portée réduite (500 m et 600 m au maximum pour Jussieu et Palaiseau, respectivement). On note la plus faible turbulence en matinée à Jussieu qu'à Palaiseau, dans les 400 premiers mètres. On note une forte activité turbulente verticale à partir de 8h, ce qui révèle une croissance marquée de la couche mélangée à partir de cet horaire.

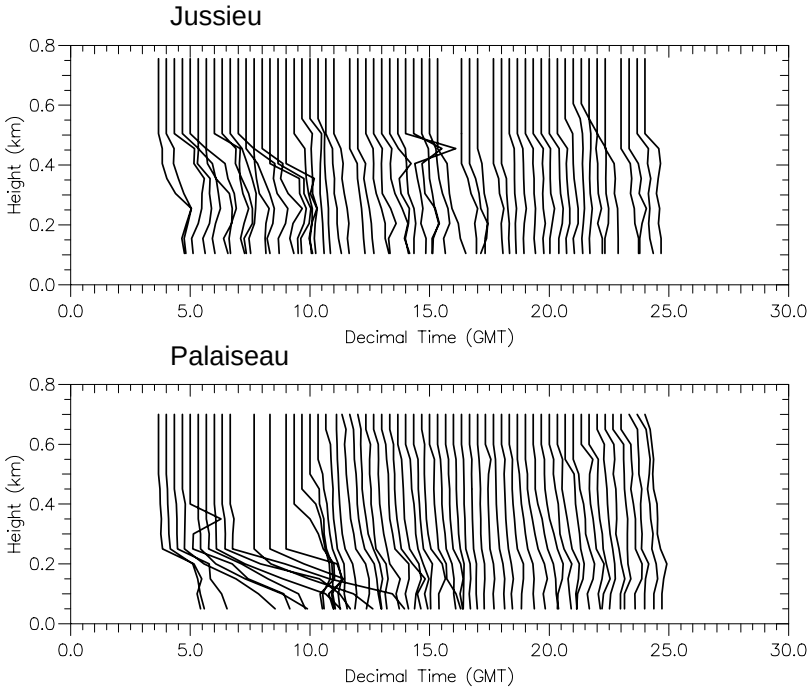


FIG. 2.15 – Série chronologique d'écho pour le 22 Février 95

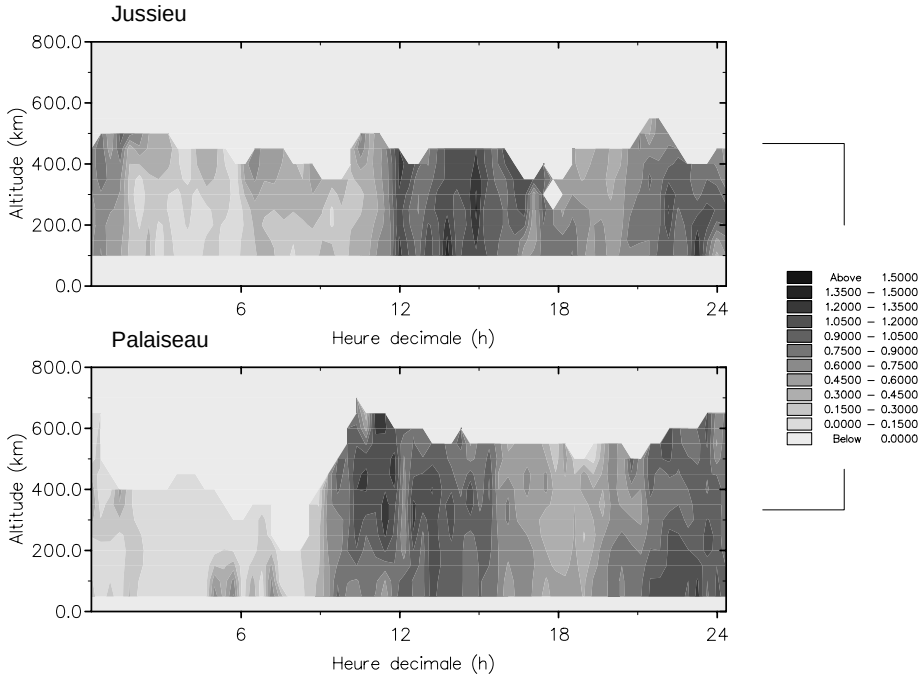


FIG. 2.16 – Série chronologique de σ_W pour le 22 Février 95

2.9 Les mesures lidar

Nous présentons ici le principe de fonctionnement d'un lidar rétrodiffusion, avec l'appui de quelques exemples de mesures. La théorie de l'inversion lidar permettant la restitution des profils

d'extinction et de diffusion dans la couche limite est présentée en annexe B.1(179). Cette théorie sera appliquée dans notre cas, à la restitution de la transmission pour l'estimation de la taille des particules en période post-convective. Les caractéristiques techniques sont plus amplement décrites en annexe B.1, p. 179.

2.9.1 Physique de la mesure lidar

La couche limite atmosphérique (CLA) est marquée par la présence d'une forte concentration en particules soulevées de la surface, dont la distribution verticale est conditionnée par la turbulence et la stabilité atmosphérique. L'épaisseur de la couche limite peut être ainsi évaluée à partir du gradient vertical et horizontal (ici temporel) de diffusion particulaire. Dans les cas où il existe un entrainement important au sommet de la CLA (en phase convective), l'air de la troposphère libre, entrainé dans la couche mélangée peut être mis en évidence grâce à son contenu plus faible en particules et à son humidité inférieure. L'entrainement est alors caractérisé par la variabilité de l'intensité du signal et la hauteur instantanée du sommet de la couche de mélange. De plus, l'activité turbulente dans la CLA peut être qualitativement déduite des fluctuations spatiale et temporelle du signal rétrodiffusé. Ce dernier point a jusqu'à présent été peu analysé par les mesures lidar (la comparaison quantitative des mesures de turbulence par sodar et lidar ayant constitué en cela l'un des objectifs expérimentaux de la campagne).

Le signal mesuré par un lidar rétrodiffusion à impulsions brèves (de l'ordre du millième de seconde), tel que ceux utilisés s'exprime :

$$S(\lambda, r) = \frac{C}{r^2} \left(\beta_m(\lambda, r) + \beta_p(\lambda, r)\right) T^2(\lambda, r) \tag{2.6}$$

où $\beta_m(\lambda, r)$ et $\beta_p(\lambda, r)$ sont respectivement les coefficients de rétrodiffusion moléculaires et particulaires, C une constante propre au système, T^2 la transmission atmosphérique, r la distance séparant la source laser de la cible et λ la longueur d'onde (532 nm pour les deux lidars). Le signal recu S est corrigé de l'offset Of et de l'angle solide . On obtient l'expression du signal corrigé (noté dans la suite RSCS), tel que RSCS = (S - Of) r^2 (la détermination de l'offset Of est explicitée en annexe B.1.3 (p.181). De plus, l'inversion de profils lidars va permettre la restitution des profils d'extinction α et de rétrodiffusion β. Ces profils seront, dans le cas de cette étude, utilisés pour l'estimation de l'épaisseur optique. Le principe de l'inversion de profils lidar est explicité en annexe B.1.4 (p. 181).

2.9.2 Séries chronologiques de signal corrigé : le 22 Février 95

Pour illustrer le signal mesuré et corrigé, nous présentons les mesures du 22 Février 95 à Jussieu et Palaiseau comme exemple. Cette journée fait partie de la POI 6, soumise à un vent de direction Sud-Ouest constant. La situation est donc celle d'un découplage ville-campagne, Palaiseau n'étant pas sous l'influence possible d'un panache urbain. Le vent est faible jusqu'à 10h, heure à laquelle est observée le passage de cumulus de beau temps (à 1000 m). Pour les deux sites, les séries chronologiques sont présentées de 6h à 23h (TU) (pour des horaires de mesure de 6h15 à 22h40 à Jussieu et 10h à 18h30 à Palaiseau) et de 0 à 2 km.

2.10 Les radiosondages de Trappes

Un traitement spécifique a été effectué sur les fichiers bruts des sondages de Météo-France. Il est explicité en annexe B.3, p.183. A partir des données traitées, la précision obtenue permet

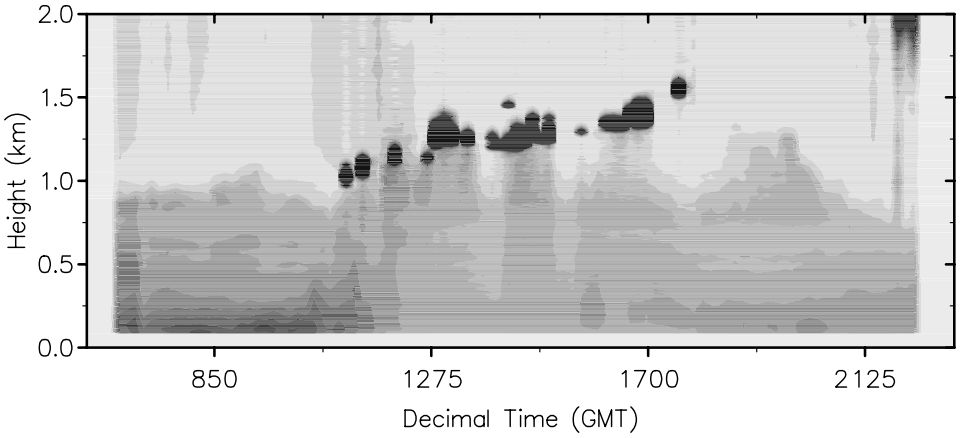


FIG. 2.17 – Série chronologique de signal corrigé pour le 22 Février 95 à Jussieu.

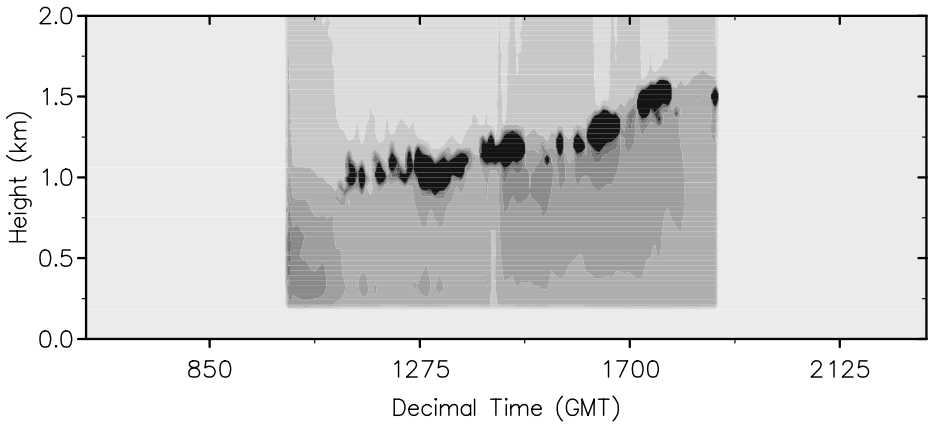


FIG. 2.18 – Série chronologique de signal corrigé pour le 22 Février 95 à Palaiseau.

une approche plus fine de la dynamique de la couche limite. La figure 2.19 montre une exemple de profil de température T (^{o}C) et d'humidité spécifique q (g/kg), chacun présentés sous la forme retenue par Météo-France et recalculé avec une plus grande résolution. La journée d'exemple choisie est le 22 Février 95 à 11h33. Un plus grand nombre de points caractérisant les profils issus de notre algorithme, on note que de z = 0 à 2000m, les profils bruts ont une résolution moyenne de 7 m (289 points), les profils retenus ont une résolution moyenne de 110 m (18 points sur cet exemple, dont seulement 7 dans les 1000 premiers mètres). Cela permet, par exemple dans ce cas de caractériser la décroissance de q à 200 m d'altitude vue par le sondage brut, mais pas les points retenus.

2.11 Les mesures de pollution de surface Airparif

L'association Airparif, chargé du suivi quotidien de la qualité de l'air sur la région Parisienne, a mis en place depuis déjà de nombreuses années, un important réseau de mesures permettant le suivi horaire de différentes espèces chimiques. Dans le cas de notre étude, et pour la confrontation

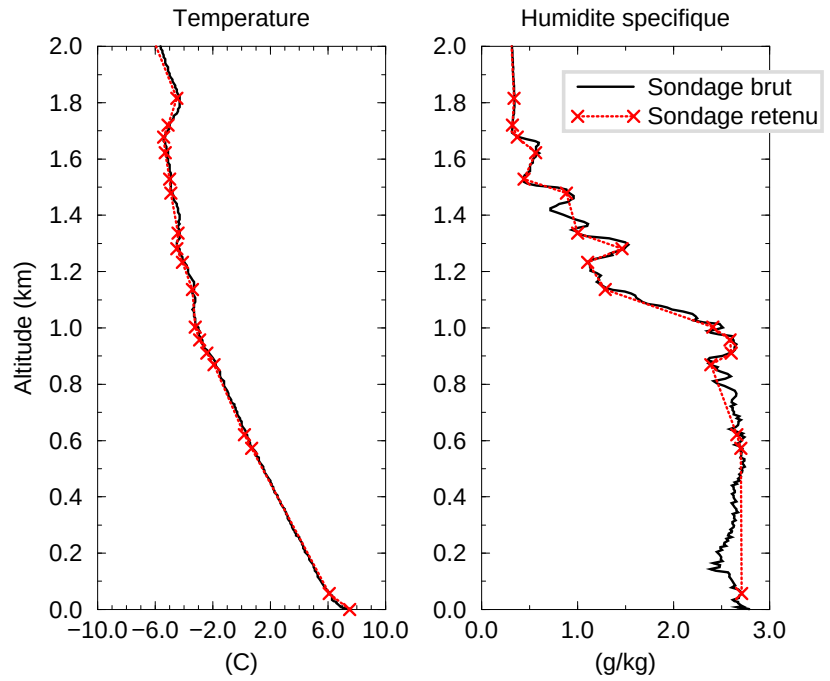


FIG. 2.19 – Radiosondages de Trappes pour le 22 Février 95 à 11h33 (TU). Les profils de température et d'humidité sont comparés en fonction des modes de calcul, de 0 à 2 km

des résultats de la modélisation avec les mesures, nous étudierons deux types de mesures : les mesures de constituants chimiques et les mesures de poussières.

2.11.1 Les mesures chimiques

De toutes les mesures effectuées par Airparif, nous étudierons particulièrement le monoxyde de carbone CO et les oxydes d'azote $NO_x = NO + NO_2$. Le monoxyde de carbone est un traceur, révélateur de la pollution dite de proximité, pour lequel Airparif a mis en place une dizaine de stations, proches des grands axe autoroutiers. NO et NO_2 réagissent avec d'autres molécules de l'air pour produire de l'ozone. Malgré des variations sur chacun de ces constituants, leur somme peut-être considérée comme constante au cours de la journée (particulièrement en hiver), par un équilibre sur des temps de l'ordre de la minute pour le cycle suivant :

$$\begin{cases} NO_2 + h\nu & \rightleftharpoons & NO + O & \text{Photolyse du dioxyde d}'\text{azote} \\ O + O_2 & \rightleftharpoons & O_3 & \text{Formation de l}'\text{ozone} \\ NO + O_3 & \rightleftharpoons & NO_2 + O_2 & \text{Reformation du dioxyde d}'\text{azote} \end{cases} \tag{2.7}$$

Cette invariance n'étant valable que dans le cas où aucune source extérieure ne vient perturber le système réservoir de ces espèces, l'étude de la variabilité des NO_x sera donc un indicateur privilégié des émissions de polluants (au sens chimique). De plus, cette somme des oxydes d'azote sera considérée comme un traceur de pollution de fond. Nous représentons, figure 2.20 l'évolution temporelle de la concentration des deux oxydes d'azote montrant clairement des pics marqués aux horaires de fortes circulations automobiles, et ce pour le 13 et le 14 Mars 95. La norme maximale admise avant une alerte publique est fixée à 200 μg m^{-3} (tableau 2.3). Cette norme est largement dépassée le 14 Mars autour 8h pour le NO. Les taux de NO_2 restent par contre relativement

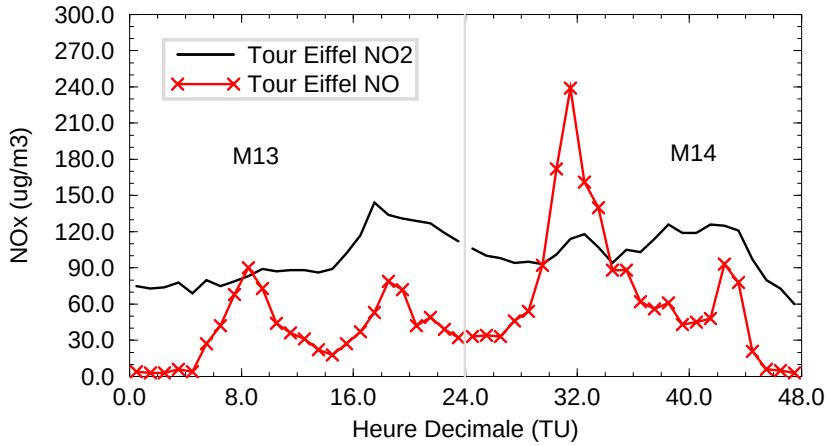


FIG. 2.20 – Exemple de mesures de NO_x (μg m^{-3}) effectué à Paris (Tour-Eiffel) les 13 et 14 Mars 95 par Airparif

constants ($\approx$ 150 μg m^{-3}). Comme nous le verrons dans la suite, cette journée correspondait à un faible développement dynamique de la CLA.

2.11.2 Les mesures de poussière

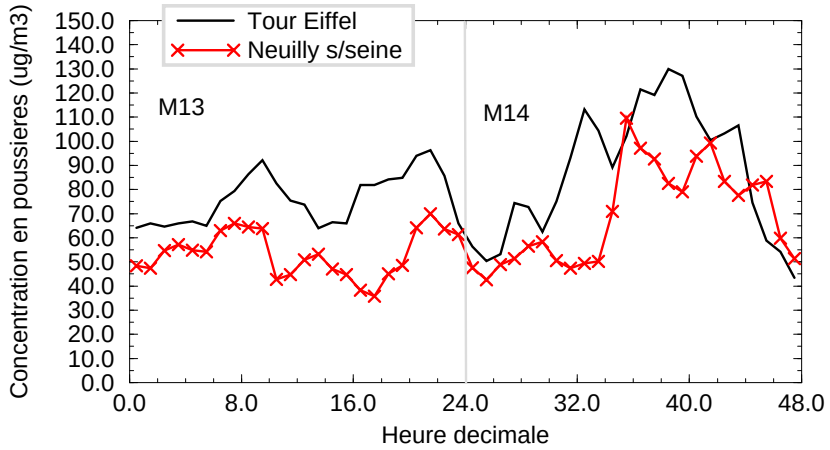


FIG. 2.21 – Exemple de mesures de poussières (μg m^{-3}) effectués à Paris (Tour-Eiffel) et Neuilly sur Seine, les 13 et 14 Mars 95 par Airparif

Les mesures de poussières intègrent deux types de mesures différents en fonction de l'installation d'Airparif : La mesure de type TEOM (pesée à l'aide d'une micro-balance oscillante) et la mesure MPSI (absorption du rayonnement). Sans entrer dans les détails de ces instrumentations, nous notons que les mesures concernent les aérosols dont le diamètre varie de 2,5 à 10 μm. Les résultats sont exprimés sous la forme de moyennes horaires (après moyenne des mesures sur 15 mn pour les TEOM et 2 h pour MPSI). Pour illustrer ce type de mesures, nous présentons, figure 2.21, des mesures de poussières effectuées les 13 et 14 Mars 95 à Paris (Tour-Eiffel) et à Neuilly sur

Seine. Le site Parisien montre de fortes quantités de poussières, particulièrement aux horaires de pics de circulation automobile. La tendance est la même à Neuilly (qui subit aussi un intense trafic), mais les valeurs sont relativement plus faibles. Ces mesures de poussières englobent toutes les particules en fonction de leur taille et de leur masse : il n'y a donc pas de norme d'alerte sur ce type de mesure. Les mesures de poussières ne sont qu'un indicateur d'une évolution temporelle, et pourront être corrélées à des estimations de transmission atmosphérique, calculées par lidar.

2.11.3 Situation de la région Parisienne du point de vue pollution

La topographie de la région Parisienne en plaine n'est pas un facteur aggravant de pointes de pollution. La simulation de situations polluées à partir des données ECLAP sera donc l'effet d'une faible dispersion atmosphérique locale. Des données récentes pour l'Ile de France (Dulac (95)) montrent que les émissions en NO_x pour l'année 1990 étaient majoritairent due à la circulation automobile (72 %), suivie du secteur tertiaire (11 %), EDF (8 %) et diverses industries et autres sources (6 et 3 %). Les principales normes européennes sur les teneurs maximales admises sont rapelées, tableau 2.3. La durée d'exposition correspond aux normes au-delà desquelles des problèmes de santé ont été relevés par l'Organisation Mondiale de la Santé.

Type de polluants		Durée d'exposition	Niveaux d'alerte
Dioxyde de soufre	SO_2	24 heures	250 μg m^{-3}
Monoxyde d'azote	NO	1 heure	200 μg m^{-3}
Dioxyde d'azote	NO_2	1 heure	200 μg m^{-3}
Plomb	P_b	1 an	2 μg m^{-3}
Ozone	O_3	1 heure	180 μg m^{-3}

TAB. 2.3 – Niveaux d'alerte pour les principaux polluants

2.12 Conclusion sur la présentation d'ECLAP

La campagne ECLAP est la première campagne réllement dédiée à l'étude de la couche limite atmosphérique sur la région Parisienne, pour la compréhension des processus météorologiques propices à des situations de pollution. La période hivernale, à faible pollution d'origine photochimique, est idéale pour l'étude de la dynamique favorisant les transports ou les blocages de polluants comme les NO_x, traceurs passifs. Le réseau instrumenté a permis de couvrir toutes les altitudes, et donc la mesure de toute la structure verticale de la CLA : anémomètres soniques, stations Météo-France et Airparif pour la couche de surface, sodars pour la couche mélangée, avec mesures de turbulence et lidars pour toute la troposphère. La plupart des paramètres utiles à cette étude sont donc soit directement mesurés (flux radiatifs et turbulents, température et vent en surface), soit feront l'objet de paramétrisations pour leur restitution (hauteur de la couche limite, flux turbulents) : ces méthodologies seront exposées aux chapitres suivants.

Ce chapitre a donc permis de présenter les principaux axes de la campagne, l'instrumentation complète mise en place, ainsi que des descriptions précises des paramètres de la CLA mesurés par les instruments de télédetection lidars et sodars. Dans la suite, nous présentons les méthodologies que nous avons mis en place sur toutes les données disponibles pour compléter notre connaissance des processus dynamiques et thermiques de la couche limite en agglomération Parisienne

Chapitre 3

Méthodes de restitution de la hauteur de la CLA

3.1 Introduction

La couche limite évolue tout au long de la journée et son extension verticale sera variable en fonction du site, des conditions dynamiques et thermiques locales et des conditions synoptiques. La restitution de la hauteur moyenne de la CLA, notée $\overline{h}$, est un paramètre primordial pour la compréhension de l'action de tous les processus turbulents sur son évolution.

En milieu urbain, les productions thermiques anthropiques, et la présence de constructions vont modifier la structure de la CLA. La compréhension des processus de diffusion et de transports des polluants ne pourra se faire que par l'analyse fine de $\overline{h}$. A des horaires et conditions synoptiques équivalentes, des études précédentes (Bornstein (87)) ont montré que la CLA était souvent plus développée en milieu urbain qu'en milieu rural proche. Cette remarque concerne principalement des études effectuées pour des villes en bord de mer, ou près de topographies marquées. Dans le cadre d'ECLAP, l'analyse des données lidar et sodar vont nous permettre de quantifier ces différences pour la région Parisienne.

La restitution de la hauteur de la CLA est particulièrement importante pour les modélisations que nous présenterons dans la suite. De la précision de sa détermination va dépendre la bonne restitution des flux de surface paramétrés, sa valeur intervenant directement dans les paramétrisations employées (particulièrement pour la restitution d'une échelle de vitesse convective w_*).

L'utilisation de radiosondages est un moyen éprouvé pour la restitution de $\overline{h}$. Nous verrons dans ce chapitre, que le calcul du profil de Richardson de gradient peut aussi être une excellente alternative, permettant de quantifier $\overline{h}$ sur un seul profil quelle que soit la période de la journée.

Une étude fine de la structure de la CLA nécessite une plus grande fréquence temporelle que celle délivrée par les sondages. Nous étudierons donc particulièrement la restitution de $\overline{h}$ par l'analyse des données lidars et sodars acquises pendant la campagne ECLAP. Enfin, nous concluerons sur les différences observées entre les deux sites et identifieront les principales causes.

3.2 Restitution de $\overline{h}$ par radiosondage

La hauteur de la couche limite à partir de données ballon est une des plus communes. En fonction des périodes de la journée, différentes données vont être utilisées.

3.2.1 Période convective

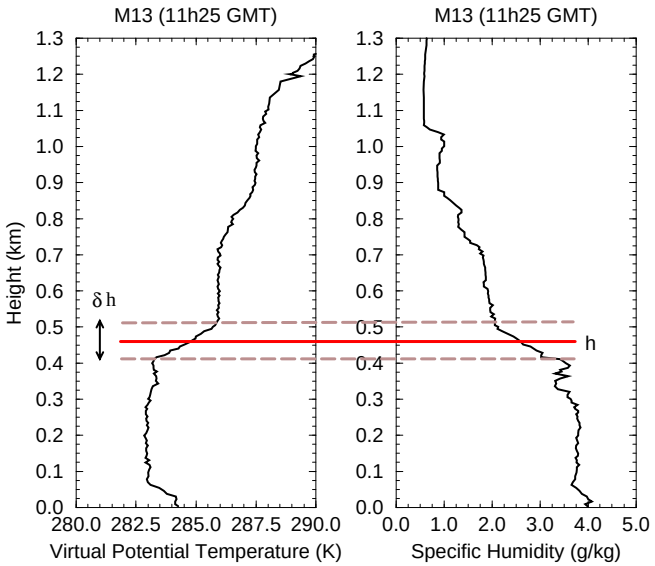


FIG. 3.1 – Profils de température potentielle virtuelle (θ_v), et d'humidité spécifique (q) mesuré à Trappes en M13 à 11h25. La hauteur moyenne de la couche limite est $\overline{h} \approx 450$ m.

Le jour, en période convective, l'inversion de température liée à une décroissance rapide de l'humidité spécifique et à une augmentation du vent (mais toujours $U < U_g$), sera l'altitude $\overline{h}$. Pour tenir compte des fluctuations verticales de pression, la détermination en période convective utilise les profils de température potentielle θ (K). L'altitude $\overline{h}$ correspond sur ce profil à l'intersection entre la valeur moyenne (constante) de θ dans la couche mélangée avec le gradient constant de θ dans la troposphère libre (Boers *et al* (84)). Un exemple en période convective est donné figure 3.1, sur le sondage de 11h25 de M13. L'altitude $\overline{h}$ est choisie comme la valeur moyenne entre la base et le sommet de l'inversion. Dans ce cas, on ne peut directement comparer ce δh avec la base et le sommet de la zone d'entrainement. En effet, l'acquisition du sondage est continue en temps, et la traversée ou le suivi de thermiques et d'ascendances peuvent biaiser cette détermination. On ne peut que conclure dans ce cas à $\overline{h} \approx 450m$ avec une incertitude de l'ordre de $\approx 50m$.

3.2.2 Période stable et proche de la neutralité

La nuit, le profil de température est stable. L'altitude de $\overline{h}$ est alors l'altitude de la prmière inversion marquée (avec toute la subjectivité que cela peut entrainer dans le résultat)(Van Pul *et al* (94)). Si l'inversion s'avère difficilement cernable, on utilise alors les données dynamiques : la hauteur de la CLA sera alors coincidente avec un pic de module de vent (jet nocturne) dont la valeur sera supérieure à celle du vent géostrophique $U > U_g$. (Stull (88))

3.2.3 Le profil de Richardson de couche R_{iB}

La détermination de $\overline{h}$ s'appuyant conjointement sur des considérations thermiques et dynamiques, le calcul d'un profil de Richardson de couche semble un bon moyen pour la confirmation du résultat. On définit alors le nombre de Richardson critique $R_{iB\,C}$ comme la valeur à laquelle les effets de turbulence de la CLA deviennent négligeables : l'atmosphère n'est plus sous l'influence

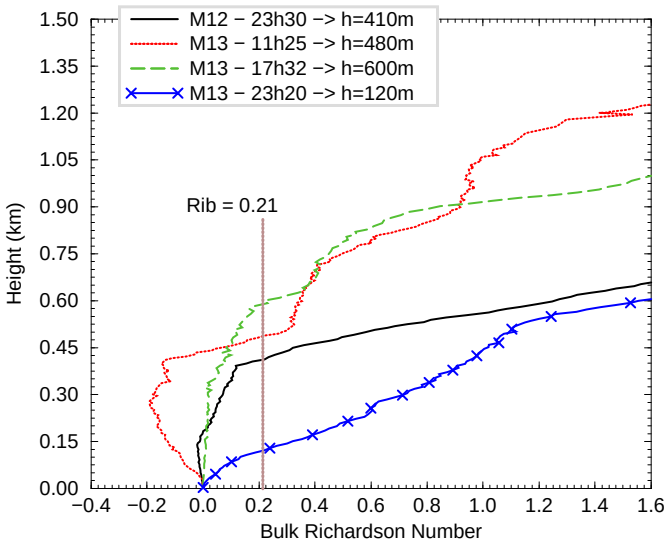


FIG. 3.2 – Le profil de Richardson de gradient est calculé à partir des données des sondages et est un bon paramètre de description de la stabilité. L'altitutde à laquelle R_{ib} devient supérieur à sa valeur critique (ici $R_{ibc} = 0.21$) représente $\overline{h}$

de tous les processus intervenant dans la CLA. Dans la littérature, on trouve des valeurs critiques de l'ordre de $0.21 < R_{iB\,C} < 0.25$ (Holtslag *et al.* (90), Pleim and Xiu (94)). Pour la journée M13, figure 3.2, les valeurs de $\overline{h}$ estimées par lidar correspondent à $R_{iB\,C} \approx 0.21$ sur les profils de R_{iB}. Cette méthodologie a l'avantage de n'utiliser qu'un seul type de profil, avec un critère unique. Comme on le verra dans la suite, cette détermination de $\overline{h}$ a été implantée dans Mercure et utilisée pour nos simulations.

3.3 Restitution de $\overline{h}$ par lidar

La détermination de la hauteur de la couche limite par lidar a été étudiée depuis de nombreuses années. On note cependant que ces études portaient principalement sur le milieu continental rural ou marin. Un important travail a donc été entrepris pour cette étude, visant à tester les méthodologies actuelles en milieu urbain. Comme on va le voir, la dynamique particulière de la couche limite urbaine va accroitre la difficulté de cette détermination. Des adaptations sont alors nécessaires, propres à la prise en compte des particularités de la couche mélangée au dessus de Paris.

3.3.1 Rappels sur les études précédentes

- L'étude structurale de la CLA par lidar a déjà fait l'objet de nombreux travaux. Cet instrument est, en effet particulièrement adapté à une étude fine de la CLA de par sa haute résolution verticale (de l'ordre de quelques mêtres) et sa grande fréquence d'acquisition temporelle (quelques millisecondes). Deardorff *et al.*(80) rappelle que l'on définit statistiquement la hauteur moyenne $\overline{h}$ de la CLA comme l'altitude à laquelle l'air aura à la fois les caractéristiques de la couche mélangée (50%) et de la troposphère libre (50%). Par analogie avec ce postulat atmosphérique, on peut appliquer le même critère au signal rétrodiffusé lidar : $\overline{h}$ sera l'altitude à laquelle la fonction de probabilité cumulée en temps de toutes les valeurs de la hauteur instantanée de la CLA h,

atteindra 50% (Melfi *et al.*(85), Dupont(91), Flamant *et al.* (97)). La zone d'entrainement, dont la base et le sommet sont respectivement notées aux hauteurs h_0 et h_2, seront aux extrémités de cette fonction de probabilité (de l'ordre de 4 et 96%), définissant ainsi l'enveloppe de toutes les valeurs de h calculées (voir Annexe A.2, p.176).

- Il faut, dès lors, déterminer le plus précisément possible cette hauteur instantanée h.
  Toutes les méthodologies existantes ont comme origine les caractéristiques physiques de la zone d'entrainement : une décroissance rapide de la densité en particules dans l'atmosphère avec l'altitude. Cette décroissance est due aux phénomènes couplés de décroissance de l'humidité spécifique et d'une inversion de température au sommet de la CLA. Cette inversion bloque les mouvements convectifs et empêche la venue des particules venant de la troposphère libre dans la couche mélangée. Cela induit une rapide décroissance du signal lidar rétrodiffusé sur une distance verticale de quelques dizaines de mètres. De plus, la forte activité turbulente de la zone d'entrainement, à un niveau donné, va induire une importante variance du signal corrigé (RSCS).
- Pour les développements mis en place ici, nous étayerons nos résultats par des comparaisons avec les sondages de Trappes. Les sondages sont des données météorologiques couramment utilisées pour la détermination de $\overline{h}$. Malheureusement, ce type de mesure n'est accessible qu'à la fréquence de 2 à 4 sondages par jours : on voit donc l'intérêt de la validation d'une méthode robuste par lidar pour l'étude des fines échelles turbulentes de la couche mélangée : sa haute fréquence d'acquisition et la certitude de sonder l'atmosphère au même endroit.

3.3.2 Les deux principales méthodes de calcul de $\overline{h}$

3.3.2.1 La méthode basée sur la structure verticale du RSCS

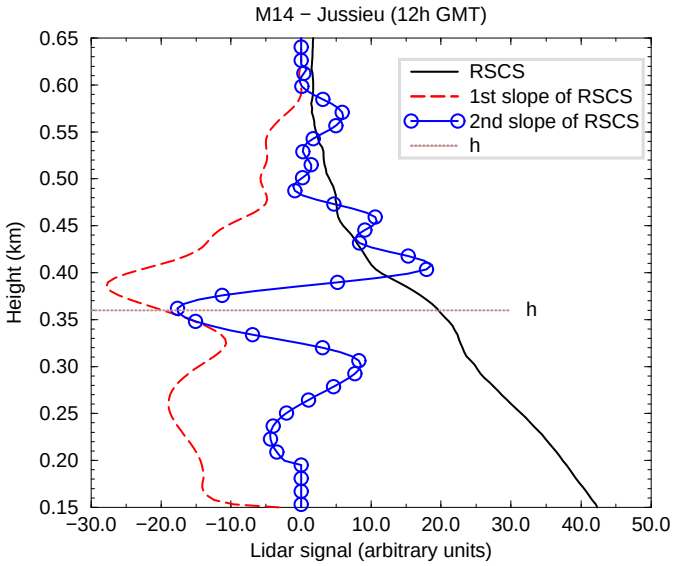


FIG. 3.3 – Profil lidar enregistré en M14 à 12h à Jussieu. Le pente du second ordre du RSCS indique correctemment h à 360m (sans calcul de seuil)

◇ Le principe basé sur la structure verticale du RSCS a l'avantage d'être indépendant du taux d'acquisition des profils lidars. Une décroissance rapide de la concentration en particules va

établir la séparation entre la troposphère libre (FT) et la couche mélangée (ML). Cette méthode nécéssite le calcul d'un seuil (représentatif de la contribution moléculaire dans la FT). Ce seuil est choisi comme la valeur moyenne du signal bien au dessus de la hauteur présumée de la CLA (Melfi *et al.* (85)).

◇ Une estimation plus fine peut être faite en calculant ce seuil à partir de la variance de la contribution moléculaire (Flamant *et al.* (97)). Si la transition ML/FT est peu marquée, le profil entier sera alors étudié. On recherchera alors l'altitude à laquelle le RSCS décroit le plus rapidement : on se base alors sur la pente du profil (Dupont (91), Van Pul *et al.*(94)). Suivant cette technique, et si la pente est peu marquée, on doit alors l'associer à un nouveau calcul de seuil : mais cette fois un seuil de pente. La hauteur h est alors définie comme la hauteur à laquelle on observe le plus grand nombre de valeurs de pentes en dehors de ce seuil (Dupont (91)), et l'on note cette technique SBM1.

◇ Dans notre cas, lorsque la turbulence est importante, ou en présence de couches d'air humide, le calcul du seuil devient problématique. Pour tenter d'éliminer ce problème, nous proposons donc une autre méthodologie basée sur l'observation de l'inflexion du signal corrigé, à savoir la pente du second ordre du RSCS : ces inflexions induites par la rupture de pente, montrent de fortes valeurs qui généralement marquent h (figure 3.3). Nous noterons dans la suite la méthode de rutpure de pente du second ordre SBM2.

3.3.2.2 La méthode basée sur la variance temporelle du RSCS

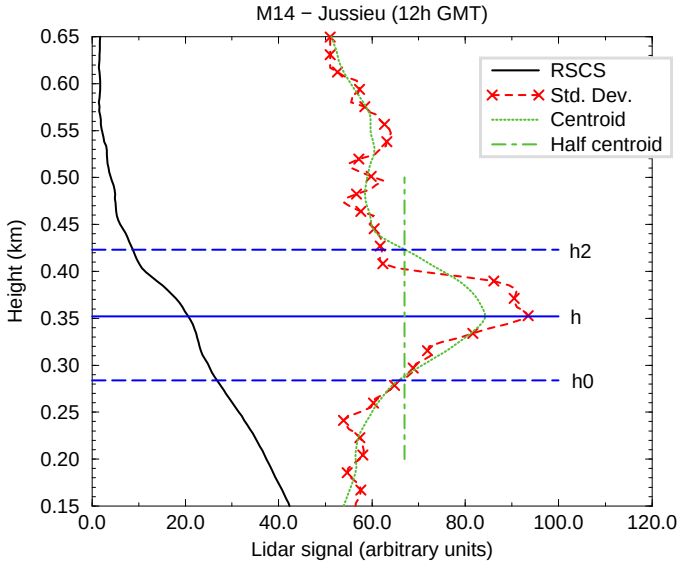


FIG. 3.4 – Profil lidar enregistré en M14 à 12h à Jussieu. La centroide du profil d'écart-type retrouve h à 350m. Par ce principe, on retrouve la base (h_0) et le sommet (h_2) de la zone d'entrainement à 280 et 425m, respectivement.

Dans la zone d'entrainement, la haute variabilité horizontale de la densité en particules et de l'humidité va produire une grande variabilité du signal lidar. Près de l'interface ML/FT, des pics d'écart-type du signal corrigé (SD) vont être observés, donnant une valeur de h. Ces propriétés ont été utilisées par Hooper (86) et Piironen and Eloranta (95). La valeur de h correspond alors

au premier pic significatif de SD (i.e le plus proche de la surface). Cependant, en présence de couche humides dans la ML, des pics supplémentaires parasites peuvent apparaitre et biaiser le résultat. Nous proposons alors une formulation adaptée, basée sur le calcul d'une centroide issue d'un profil vertical de SD (figure 3.4). Nous noterons dans la suite la méthode de centroide sur le calcul d'écart-type SDC.

3.3.2.3 Synthèse sur les deux méthodes

- La méthode SBM1 nécessite le calcul d'un seuil délicat à déterminer lorsque le rapport signal à bruit devient faible.
- La méthode SBM2 a donc l'avantage d'être indépendante du taux d'acquisition lidar, d'un calcul de seuil et est robuste face aux fluctuations turbulentes dans la zone de transition (i.e interface ML/FT).
- La méthode de premier maximum d'écart-type montre ses faiblesses en milieu urbain où des maxima locaux apparaissent, non représentatifs de $\overline{h}$. Des sous-structures turbulentes, internes à la CLA, vont alors largement minorer le résultat recherché. Dans ces cas, le premier maximum local en altitude n'est pas représentatif de $\overline{h}$.
- La méthode SDC est indépendante des petites fluctuations turbulentes, et peut permettre d'estimer l'épaisseur de la zone d'entrainement (Dupont (91)).

3.3.3 Comparaisons directes entre les données du lidar Palaiseau et les sondages de Trappes

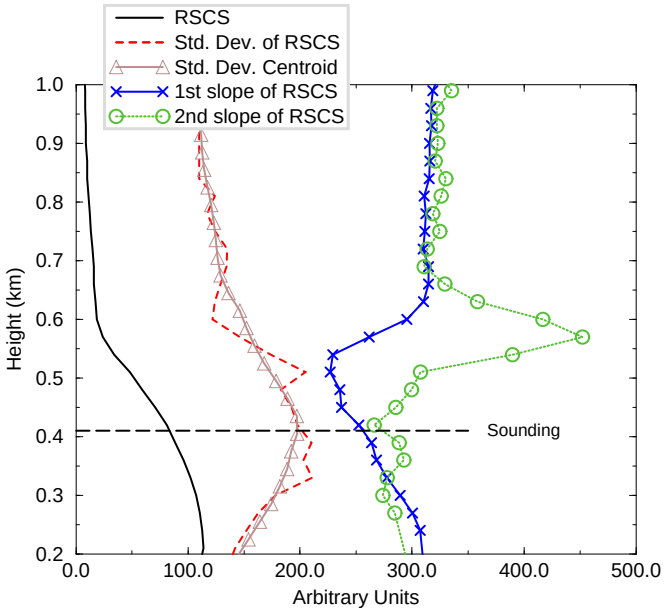


FIG. 3.5 – Profil lidar enregistré en M13 à 11h25 à Palaiseau. Le sondage indique h à 410 m. Les deux méthodes SBM2 et SDC sont en bon accord et retrouvent h respectivement à 430 m et 420 m.

Une moyenne temporelle de 5 mn est effectuée sur les profils lidars de Palaiseau. Nous présentons tout d'abord cette comparaison via un profil particulier : le 13 Mars 95 à 11h25. La région

Parisienne est sous conditions anticycloniques et le sondage de Trappes de θ_v montre trois couches d'inversions : de 390 à 500 m, de 800 à 850 m et de 1200 à 1280 m. Le profil d'humidité spécifique montre une décroissance rapide marquant ainsi $\overline{h}$ à 410 m (on note de plus, qu'à cette altitude un fort cisaillement de vent est observé, de 8 à 11,1 m/s). La méthode SDC retrouve l'altitude de h à 420 m, alors que SBM2 retrouve 430 m (figure 3.5). Suivant ce principe, nous comparons ces

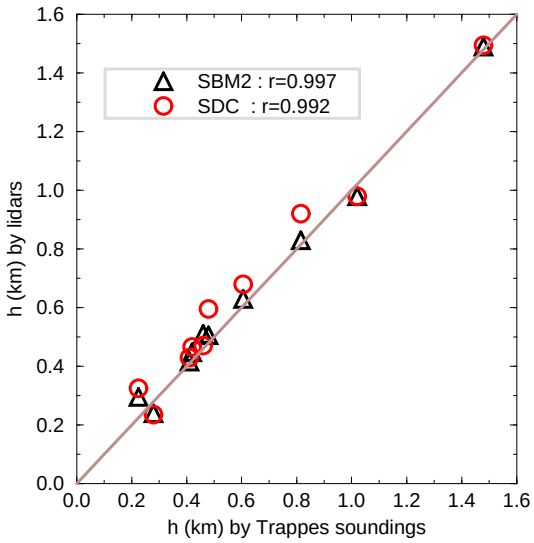


FIG. 3.6 – Comparaison entre $\overline{h}$ déduit des mesures sondages de Trappes (θ_v et q) et les profils lidars de Palaiseau correspondant aux horaires des sondages. Les triangles représentent SBM2 et les cercles SDC.

deux méthodes à tous les sondages dont nous disposons sur ECLAP (en et coincidence temporelle avec les données lidar de Palaiseau) : F3 à 11h20, F22 à 11h35 et 17h20, M9 à 11h20, M10 à 11h35 et 17h35, M13 à 11h25 et 17h35 et M14 à 11h45 et 17h55. Pour ces dix cas, une excellente corrélation est trouvée entre les calculs sur les données lidar et les relevés manuels sur les sondages (coeffeicient de corrélation r = 0,997 pour SBM2 et r = 0,992 pour SDC, figure 3.6). Une faible sous-estimation est calculée avec SDC, mais reste de l'ordre de la résolution verticale du lidar Palaiseau, c'est-à-dire Δz = 30 m. Ces bonnes comparaisons ont été relevées sur des périodes particulières de la journée : autour de 11 h, en pleine période convective et autour de 17 h, après l'horaire d'ensoleillement maximal. Pour tester ces deux méthodologies de manière plus sytématique, il est maintenant nécéssaire d'appliquer ces calculs à toutes les données lidar disponibles à Paris et Palaiseau.

3.3.4 Comparaisons systématiques sur les deux sites

Pour ces comparaisons, nous choisissons de présenter quatre journées d'ECLAP : M9 et M10 (POI 9) et M13 et M14 (POI 10). Ces quatre journées sont représentatives de situations météorologiques différentes. N'ayant pas de valeurs relevées par sondages à la même fréquence temporelle que les lidars, nous allons comparer les deux méthodes l'une par rapport à l'autre et étudier les causes des éventuelles divergences. On notera donc, dans la suite, les différences de hauteur calculées par :

$MD(t) = \overline{h}_{SBM2}(t) - \overline{h}_{SDC}(t)$
où $\overline{h}_{SBM2}(t)$ et $\overline{h}_{SDC}(t)$ sont les hauteurs calculées avec les deux méthodes à un instant t de la journée. Les résultats sont présentés sous forme d'histogrammes, par classes de 30 m (résolution verticale des deux lidars après traitement des données). Les courbes représentent trois régimes caractéristiques de la couche limite, en fonction de la stabilité atmosphérique : stable (avant 10 h et après 15 h), instable (entre 10 h et 15 h). Ces horaires ne correspondent pas *exactement* aux périodes de stabilité réellement observés, mais il nous a paru plus judicieux de construire nos comparaisons sur les mêmes périodes temporelles sur les quatre journées. De plus, c'est une approximation relativement faible, car les périodes de stabilité observées sont proches de ces horaires. Nous présentons les résultats pour chacune des périodes et pour chaque site, pour les quatre journées sur la même figure.
On note que l'analyse des situations météorologiques n'est pas rappelée ici, car fait l'objet d'une étude fine pour ces journées dans le chapitre 5 (p.79).

3.3.4.1 Période avant 10 h

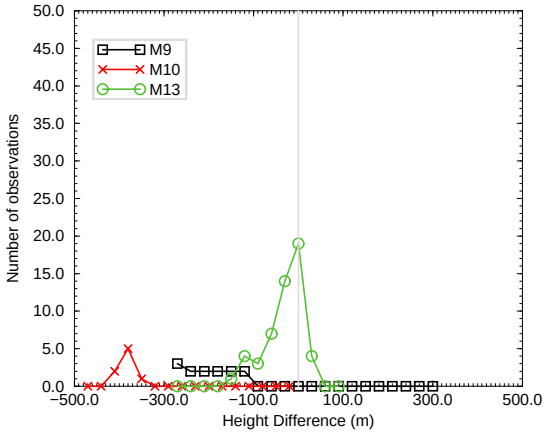


FIG. 3.7 – Histogrammes à Jussieu avant 10h

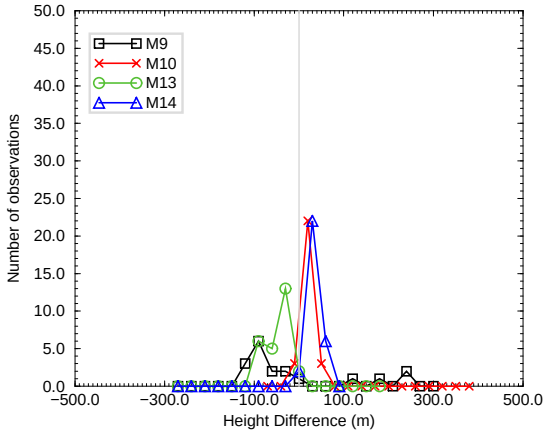


FIG. 3.8 – Histogrammes à Palaiseau avant 10h

- A Jussieu, on note en M9 quelques fortes valeurs de MD. Les différences vont alors jusqu'à 300m. Une mince couche de brouillard est observée de la surface à 200m, surmontée par un cisaillement de vent ($\Delta U = +2m/s$) et une faible inversion de température. Cette configuration est propice à un important transport turbulent amenant au calcul de fortes valeurs de SD entre la surface et l'altitude de la couche résiduelle de la veille, vers 900 m. Les ruptures de pente marquées étant plus proche de la valeur réelle de la CLA, MD est important. En M10, la couche résiduelle urbaine encore turbulente (que nous évoquerons plus en détail lors des analyses) induit des pics d'écart-type non représentatifs de $\overline{h}$. On a donc quelques valeurs de MD marquant 400m de différence : hauteur entre la CLA (400m) et la couche résiduelle turbulente (800m). En M13, les méthodes sont en très bon accord, et on note que la plupart des observations montrent MD=0. N'ayant pas de mesures avant 10h à Palaiseau, la comparaison n'a pu être effectuée entre les deux sites pour cette période, en M14.
- A Palaiseau, et pour les quatre journées, (figure 3.8), les histogrammes montrent peu de différences (60 m et 100 m au maximum, sur 5 mesures) et la majeure partie des occurences montrent

des valeurs de MD nulles.

3.3.4.2 Période de 10 h à 15 h

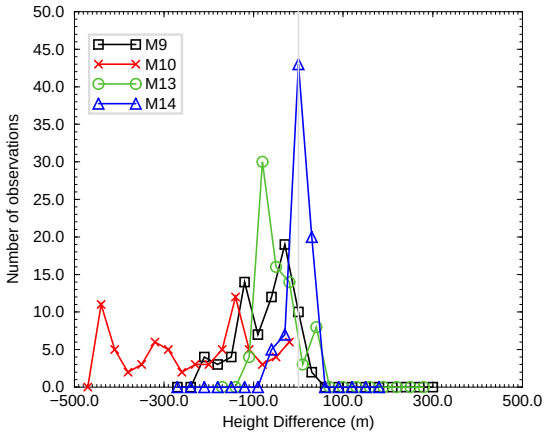


FIG. 3.9 – Histogrammes à Jussieu de 10h à 15h

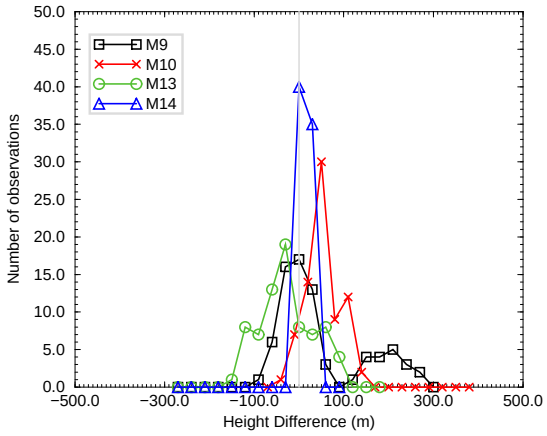


FIG. 3.10 – Histogrammes à Palaiseau de 10h à 15h

- Comme pour les observations avant la période convective, on note globalement que les observations sur Palaiseau donnent de meilleures résultats que sur Jussieu. De plus, on note qu'à Jussieu, les différences dénotent SBM2 $<$ SDC et à Palaiseau SBM2 $\approx$ SDC.
- A Jussieu, les écarts importants de MD sont relevés principalement en M10. Comme pour la période précédente, l'influence d'une forte couche résiduelle turbulente va pertuber la comparaison. En M13, une différence de 100m est observée sur quelques valeurs essentiellement due aux deux principes différents SBM2/SDC : la couche convective montre une épaisseur importante de la zone d'entrainement, avec une zone de transtion épaisse. Les deux contributions turbulentes dues à la zone de transition et la zone d'entrainement seront englobées par la centroide d'écart-type, alors que SBM2 indiquera particulièrement le milieu de la zone d'entrainement (importante décroissance de la rétrodiffusion observée).
- A Palaiseau, les deux méthodes sont en très bon accord, et les différences observées sont principalement en M9 où l'on note un battement dans le résultat entre la couche résiduelle et la couche de sédimentation : SBM2 suit la sédimentation, alors que SDC suit la couche résiduelle encore turbulente sur Paris. Les autres différences, faibles, sont de l'ordre de la résolution verticale des deux instruments.

3.3.4.3 Période après 15 h

- Après 15 h, les différences plus marquées seront dues au phénomène précedemment cité, à savoir le découplage couche résiduelle turbulente / sédimentation. A Jussieu, on note que la méthode SDC trouve, comme pour les autres périodes des valeurs de $\overline{h}$ supérieures que SBM2 et on peut interpréter cette différence en termes d'épaisseur de la zone d'entrainement comme pour la période précédente. A Palaiseau, les seules différences importantes sont notées en M10, où de nombreux aérosols sont piégés dans la couche résiduelle, induisant une forte valeur de rupture de pente. L'écart-type montre des valeurs importantes à la fois dans la couche de sédimentation et

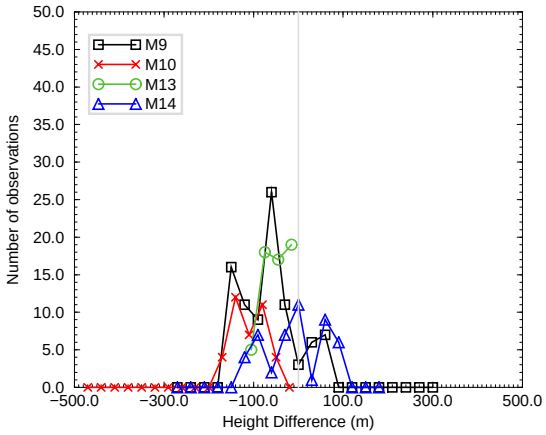


FIG. 3.11 – Histogrammesà Jussieu après 15h

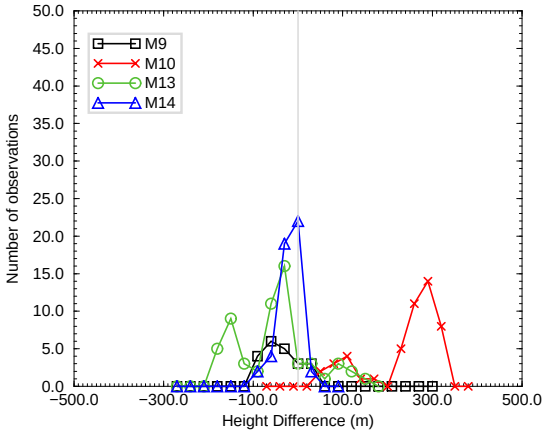


FIG. 3.12 – Histogrammes à Palaiseau après 15h

dans la couche résiduelle : la méthode SDC par centroide va alors calculer une hauteur moyenne dans cette zone turbulente à haute extension verticale.

3.3.5 Analyse des principales différences observées

Les histogrammes ont montrés quelques différences entre les deux méthodes, à des périodes météorologiques particulières. Pour certains cas, choisis, nous allons revenir sur les profils lidars pour en analyser l'origine. Il est, de plus, clair qu'une différence nulle n'est pas gage d'une restitution correcte de $\overline{h}$: des phénomènes couplés dynamiques et thermiques peuvent biaiser les deux méthodes en même temps. Dans ces cas, nous devons nous référer aux sondages ou à l'étude fine de l'évolution temporelle de la CLA par lidar (pour suivre précisemment les différentes sous-structures de la couche mélangée). Nous allons maintenant essayer de classifier les facteurs perturbant ces méthodes sur des cas particuliers.

- **Cas où la méthode SDC est incorrecte :**
  Les limites de SDC apparaissent principalement en milieu urbain, où des sous-couches turbulentes sont observées (phénomène relevé par Cooper et Eichinger (94)). Lors d'importantes advections au-dessus de la CLA, le transport horizontal de particules crée des fluctuations haute fréquence sur les mesures lidar. Comme la densité en particules est elle-même non constante, ces petites fluctuations sont observées sur le RSCS, générant ainsi des pics d'écart-type, biaisant SDC. En cas d'advections sur une longue période (en tout cas supérieure au temps de moyennage des profils lidar, 5 mn), des pics supplémentaires pourront fausser SDC. Cependant, ces panaches advectés contiennent des aérosols qui sont rarement de la taille de ceux contenus dans la couche mélangée : SBM2 retrouvera alors une rupture de pente correcte. On illustre ce phénomène en M10 à 10 h à Jussieu (figure 3.13). Alors que SDC calcule h à 850 m, SBM2 calcule 450 m. Le suivi temporel de l'évolution de la couche m'elangée montre clairement que la valeur correcte de h est à 450 m.
- **Cas où la méthode SBM2 est incorrecte :**
  Des ruptures de pente supplémentaires peuvent apparaitre dans les cas de couche très humides (et pas nécessairement nuageuses) que notre algorithme de calcul ne peut distinguer de celles recherchées. Un autre cas d'erreur possible est après le maximum d'insolation, pendant la période

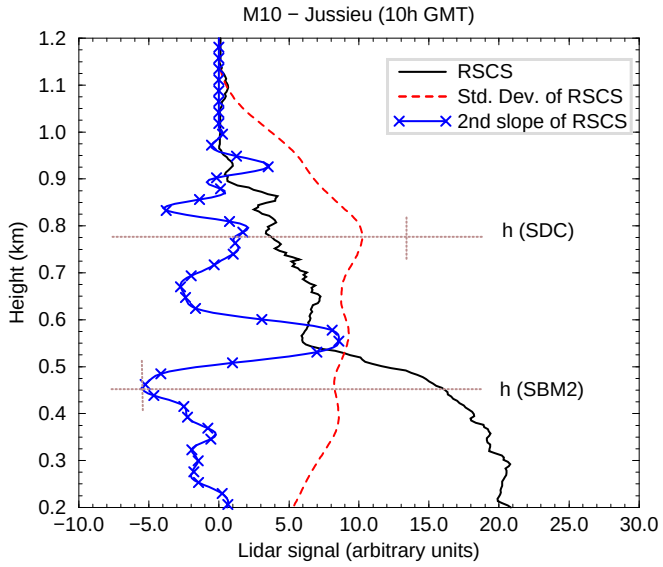


FIG. 3.13 – Une advection d'air froid est observée au dessus de la CLA pendant toute la journée de M10. Pour ce profil, trois pics principaux de SD sont relevés. Le plus important ne correspond pas à l'altitude de $\overline{h}$ recherchée, et SDC indique 790 m. Par contre, SBM2 retrouve une hauteur correcte $\overline{h}$=455 m, même si la couche humide crée d'autres ruptures de pente.

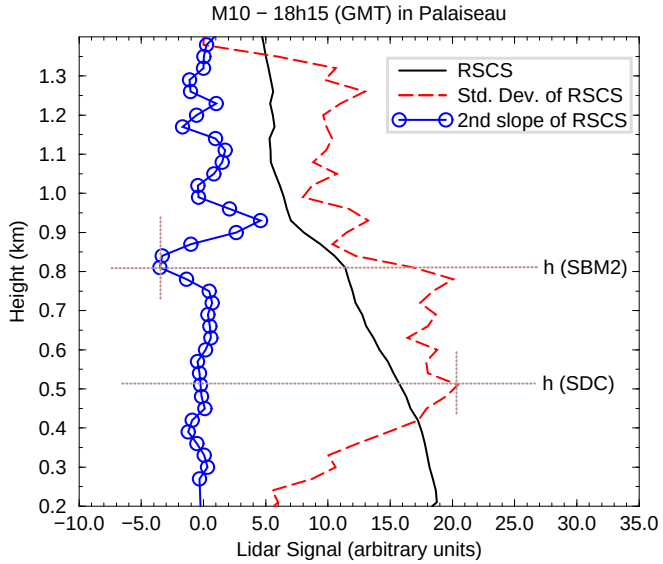


FIG. 3.14 – Après la période d'ensoleillement maximal, l'inversion de température potentielle se maintient en z = h(SBM2), alors que les plus gros aérosols sédimentent, induisant d'importants mouvements turbulents. Pour M10, à 18h15, cette couche résiduelle influence SBM2 qui place $\overline{h}$ à 800 m. Mais SDC suit le processus de sédimentation et trouve $\overline{h}$= 505 m.

de sédimentation. Les aérosols sont piégés dans la couche résiduelle (dont l'épaisseur varie en fonction de l'intensité de l'inversion de température, du cisaillement de vent et de l'humidité), même si la majeure partie sédimente rapidement. Cette sédimentation provoque des fluctuations

temporelles, et donc des pics de SD. SBM2 aura alors tendance à suivre la couche résiduelle, quand SDC reste sur la couche de sédimentation : cette différence est illustrée, figure 3.14, avec un profil lidar enregistré en M10 à 18h15, à Palaiseau. Cette importante couche résiduelle est aussi relevée à Jussieu : mais cette fois, les deux méthodes coincident, car SDC suit aussi la couche résiduelle. On en déduit donc que la couche résiduelle urbaine est plus turbulente que la rurale. Dans ce cas aussi, seul un suivi de série chronologique de profils lidar est à même de cerner sans faillir l'évolution de la CLA.

- **Cas où les méthodes SDC et SBM2 sont incorrectes :**
  En cas de conjonction d'une couche très humide au dessus de la CLA, les deux méthodes ne

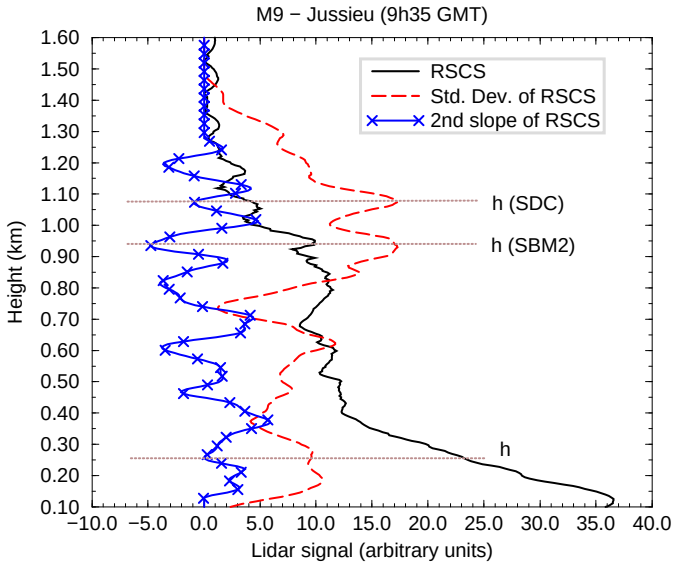


FIG. 3.15 – Dans la matinée de M9 à Paris, une épaisse couche humide est advectée au-dessus de la CLA, au sein la couche résiduelle turbulente urbaine. Dans ce cas, les deux méthodes ne parviennent pas à déteminer $\overline{h}$ correctement : SBM2 calcule $\overline{h}$ au sein de la couche humide, où des ruptures de pente apparaissent plus marquées que la hauteur réelle de la CLA et SDC suit d'importants pics turbulents, dus à une advection rapide couplée à la couche résiduelle turbulente de la veille.

calculeront pas correctement $\overline{h}$ (spécialement en milieu urbain où la couche résiduelle est souvent plus turbulente). Pour ce type de situation météorologique, SBM2 va surestimer SDC. On relève par exemple le cas du profil de 9h35 en M9, où SBM2 donne $\overline{h}$=940m, SDC $\overline{h}$=1075m, alors qu'un relevé manuel sur le profil, et un suivi temporel de la période montre $\overline{h}$=255m (figure 3.15). Deux importantes couches humides (de 500 m à 650 m et de 650 m à 1000 m) vont biaiser SBM2 (avec d'importantes ruptures de pentes). Comme on observe une rapide advection d'air au dessus de la CLA, couplée à une couche résiduelle turbulente, l'écart-type est aussi faussé. Dans ce cas, la haueur de la CLA peut effectivement être reliée au premier maximum local d'écart-type et au premier pic de pente du second ordre. Cependant, ce cas est particulier et l'étude fine de tous les profils lidar a montré que de manière générale, les premiers pics d'écart-type étaient souvent reliés à des sous-structures de la CLA, non représentatives de l'épaisseur réelle de la CLA, et ce, particulièrement en milieu urbain. La présence d'une couche résiduelle de la veille turbulente, en milieu urbain, a d'ailleurs été observée (avec plus ou mojns d'amplitude selon les journées) sur toutes les données lidar ECLAP de Jussieu, même si aucune

advection particulière n'était observée.

3.3.6 Comparaison de $\overline{h}$ entre les milieux urbain et rural

Les résultats précédents ont montrés que les deux méthodes étaient en bon accord pour la journée

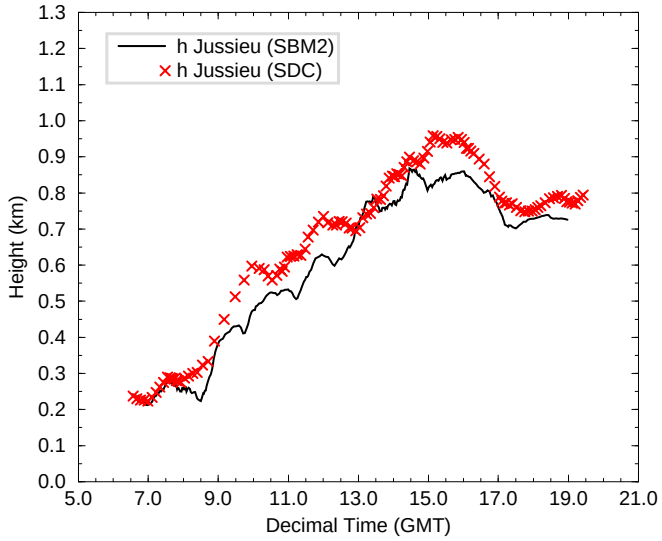


FIG. 3.16 – Comparaison des valeurs de $\overline{h}$ calculées par les méthodes SDC et SBM2 pour M13 à Jussieu.

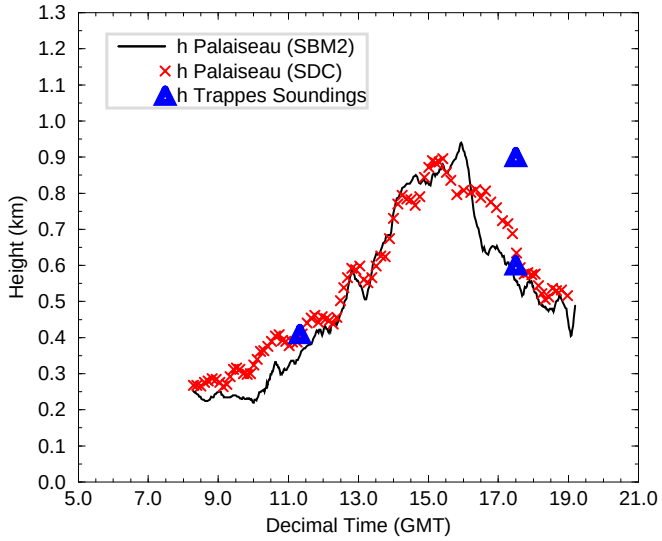


FIG. 3.17 – Comparaison des valeurs de $\overline{h}$ calculées par les méthodes SDC et SBM2 pour M13 à Palaiseau.

M13. Pendant cette période anticyclonique, des différences sont cependant apparues pendant la période convective (de 10h à 15h) à Jussieu (figure 3.16) et Palaiseau (figure 3.17). Pour cette période particulière, SDC surestime systématiquement SBM2. On approche dans ce cas les différences

conceptuelles des deux méthodes : les rôles respectifs de l'épaisseur de la zone d'entrainement et de la couche de transition vont ici guider les résultats. Quand SBM2 trouve la hauteur à laquelle les particules ne sont plus présentes, SDC trouve la hauteur où l'atmosphère est la plus turbulente, ce qui pour certaines périodes est une combinaison de la zone d'entrainement et de la couche de transition. Formellement, SDC doit surestimer $\overline{h}$ car la hauteur du maximum d'écart-type est au dessus de la hauteur où la majorité des particules diminue rapidement. Plus la zone d'entrainement est mince, plus la différence entre les deux méthodes sera grande. Cela se vérifie pour toutes les mesures de M13, où l'épaisseur de la zone d'entrainement Δz est plus importante à Paris qu'à Palaiseau. Par comparaisons entre les deux sites, et pour M13, nous trouvons que l'environnement urbain est plus turbulent que le rural, ce qui est d'ailleurs un résultat déjà exposé (Oke (82)-(88), Stull (88)).

3.3.7 Conclusion sur les méthodes lidar pour $\overline{h}$

- Nous avons vu que, en conditions d'air sec et clair avec un vent modéré, ou en atmosphère nuageuse, les techniques standards de restitution de $\overline{h}$ donnent de bons résultats. En terrain continental, et lorsque les conditions météorologiques sont différentes, des problèmes peuvent apparaitre. Différents cas ont été ici identifiés où la définition "altitude à laquelle la contribution particulaire devient nulle" (Cooper et Eichinger (94)) ne suffit plus. Pendant la campagne ECLAP, nous avons observé des cas où des couches humides étaient advectées au dessus de la couche limite. Ces couches ne sont pas homogènes en densité de particules ou turbulentes et introduisent des erreurs dans les techniques basées sur la structure verticale du profil lidar et son écart-type.
- Le milieu urbain est un environnement très spécifique et la situation y est plus complexe. Comme en milieu rural, l'advection de couches humides va perturber le calcul de $\overline{h}$. Mais on note aussi d'autres types de facteurs perturbants : au dessus de Paris, nous avons observé une couche résiduelle toujours turbulente, avant le lever du soleil et après la période d'insolation, cette couche turbulente contenant une grande quantité d'aérosols.
- Nous avons montré que, même si le calcul d'une centroide réduit l'influence des petits remous turbulents, l'advection va introduire un biais dans les calculs basés sur l'écart-type.
- Les meilleurs résultats ont été trouvés avec la méthode de rupture de pente du second ordre SBM2. Même en présence de couches d'aérosols au dessus de la CLA, SBM2 a permis de retrouver correctement $\overline{h}$ dans la plupart des cas.
- Dans les cas où les conditions défavorables aux deux méthodes s'accumulent, il apparait que seul un suivi temporel très fin de toutes les sous-structures de la CLA peut permettre de suivre l'évolution de la couche limite. Dans ces cas, les études basées uniquement sur des radiosondages ponctuels peuvent rapidement conduire à des erreurs importantes sur la restitution de $\overline{h}$.

3.4 Observations de cumulus en M9

- L'analyse des profils lidar permet de restituer la base et le sommet de certaines couches nuageuses. En présence de cumulus, comme cela a été observé en M9, le signal lidar montre une très forte rétrodiffusion, liée à la présence d'eau nuageuse. Une recherche par seuil (calculé sur une moyenne du signal en zone non nuageuse), permet d'évaluer la base et le sommet de ces nuages. On note que par la mesure lidar, le sommet du nuage n'est observable que si l'épaisseur optique n'est pas trop élevée. Nous comparons le suivi d'une couche nuageuse sur les deux sites. La figure 3.18 montre le résultat de ce calcul pour M9 de 11h à 16h TU. Hormis la différence de

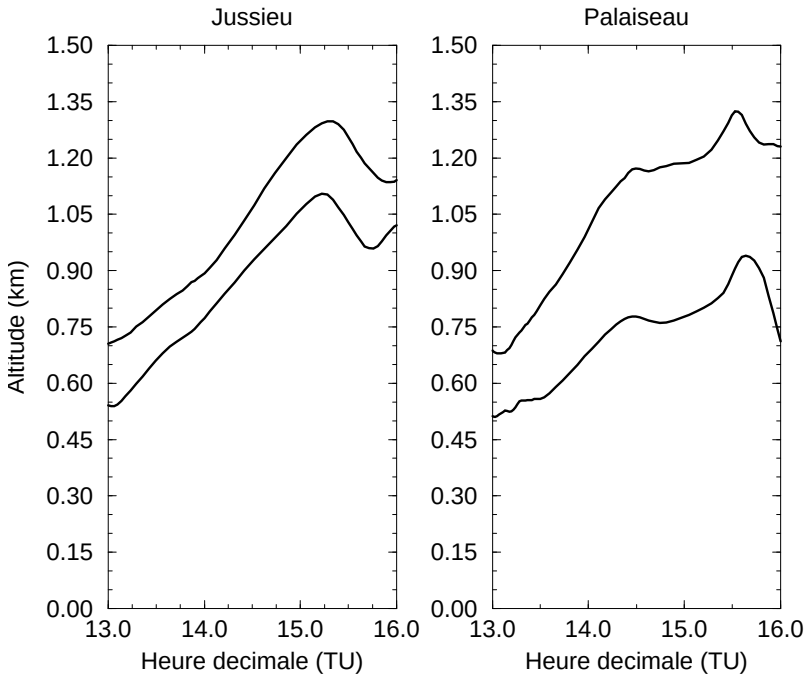


FIG. 3.18 – Observations de cumulus en M9 (Jussieu et Palaiseau, de 13h à 16h TU)

résolution verticale, la différence d'amplitude des résultats entre les deux sites peut être causée par la différence d'humidité relative : le site de Palaiseau condense plus vite que le site plus sec de Jussieu.

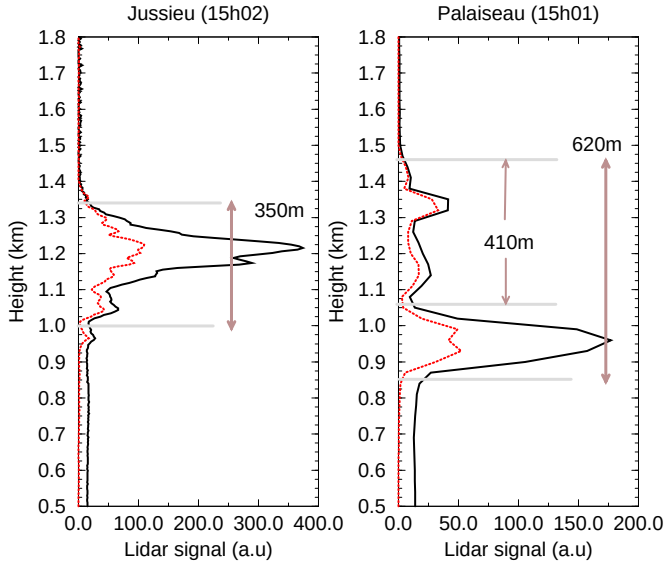


FIG. 3.19 – Observations de cumulus en M9 (Jussieu et Palaiseau) par profils individuels à ≈ 15h05

- Pour cerner plus précisement la différence d'épaisseur nuageuse, nous présentons deux profils

lidars de Jussieu et Palaiseau, acquis vers 15h (figure 3.19). On distingue à Palaiseau une épaisseur nuageuse de 620 m contre 350 m à Jussieu. Cette différence entre les deux sites est, en petite partie due à la différence de résolution verticale des instruments, mais surtout à la mesure de masses nuageuses advectées différentes. A Palaiseau, le lidar distingue deux couches nuageuses différentes à cette heure : d'une épaisseur globale de 620m, on distingue cependant une couche basse de 210m d'épaisseur, vers 950m et une couche nuageuse supérieure moins dense de 410m d'épaisseur centrée autour de 1300m. A 25km de distance, les cumulus mesurés par lidar ne sont donc pas forcément les mêmes et une advection de cumulus isolés et épars peut donner des résultats différents entre les deux sites (après une moyenne de 5mn sur les profils). Les deux instruments mesurent en fait le même type de structure très fluctuante temporellement.

3.5 Restitution de $\overline{h}$ par sodar

Nous étudions dans cette partie la restitution de la hauteur de la couche limite par les mesures sodar avec deux variables différentes : l'écho S (appelé aussi réflectivité) et l'écart-type de vitesse verticale σ_W. Pour chacune de ces variables, notre étude se scinde en deux périodes : la période stable et la période instable. Aprés une revue des méthodes proposées dans la littérature, nous présentons des exemples d'application sur les données ECLAP et nous concluons sur leur validité dans notre cas.

3.5.1 Estimation de $\overline{h}$ par l'écho en période instable

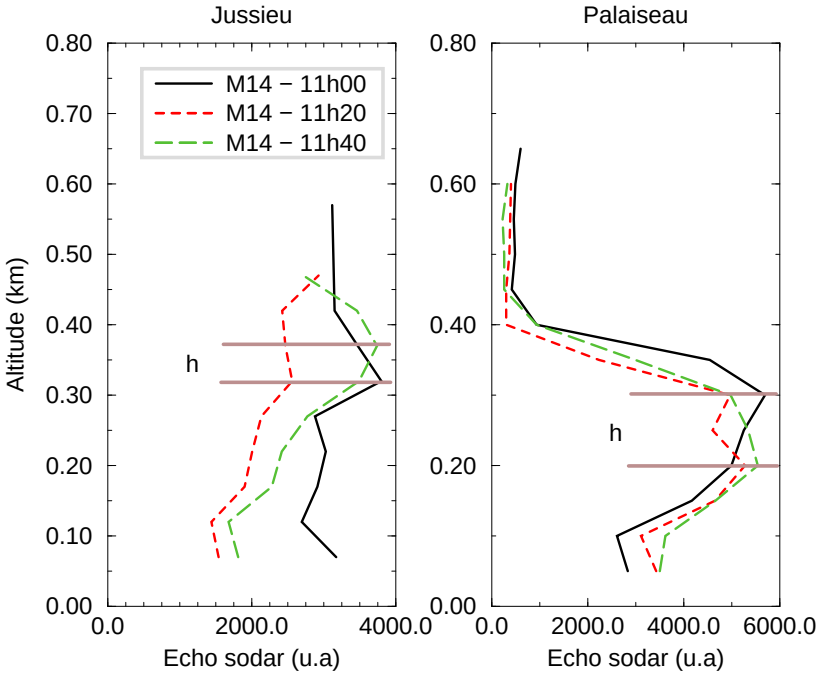


FIG. 3.20 – Profils d'écho sodars en M14 à 11h à Jussieu et Palaiseau

La restitution de $\overline{h}$ par l'étude qualitative de profils de Ct^2 est couramment utilisée. Dans notre cas, cette étude qualitative peut s'effectuer directement sur S, sans tenir compte de K_{Ct}. Il a été

montré que S décroit avec l'altitude depuis la surface pour atteindre un minimum en $z = 0.5\overline{h}$ puis un maximum en $z = \overline{h}$. Dans la limite de la portée du sodar (700m au maximum), nous utiliserons donc la propriété :

$$\overline{h}_{instable} = z(S_{max}) \tag{3.1}$$

Nous présentons des exemples des profils d'écho mesurés en période instable, en M14, à 11h, 11h20 et 11h40. Cette période a été choisie pour son faible développement de CLA, permettant ici d'avoir des maxima d'écho dans la portée de l'instrument. Alors qu'à Palaiseau, les maxima locaux d'écho sont biem marqués, on peut estimer la hauteur moyenne $\overline{h}$ entre 200 et 300 m (faible précision due à la résolution verticale de 50 m). A Jussieu, les profils sont beaucoup plus dispersés, et la portée de la mesure est moindre (maximum atteint à 570 m à 11h). Sur les trois profils, seuls deux ont un maximum local marqué : 320 m à 11 h et 370 m à 11h40. On note dans ce cas, la grande fluctuation de l'écho sodar mesuré en milieu urbain, certainement du à un environnement plus turbulent et à un bruit ambiant plus important, génant la mesure.

3.5.2 Estimation de $\overline{h}$ par l'écho en période stable

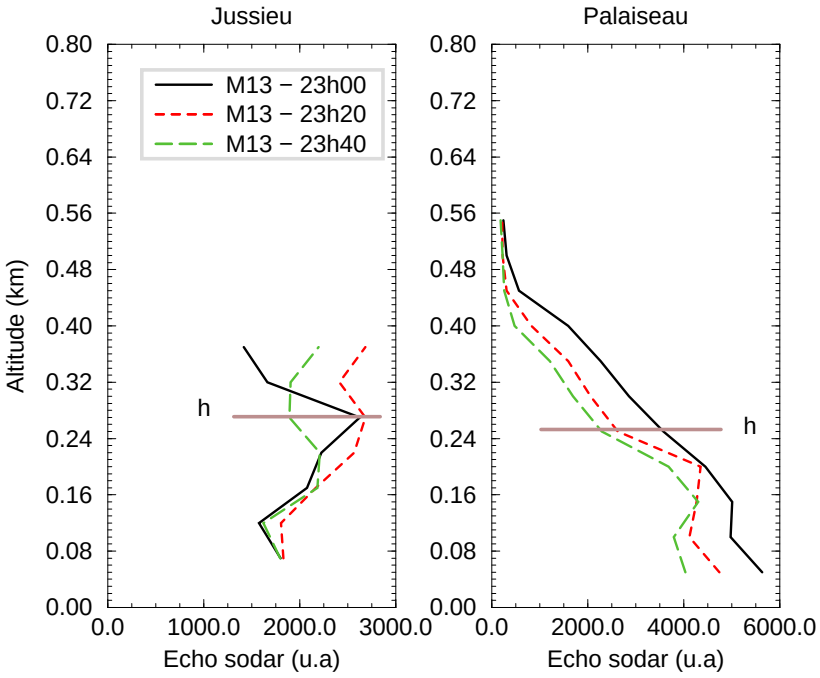


FIG. 3.21 – Profils d'écho sodars en M13 à 23h à Jussieu et Palaiseau

En période stable, la restitution de $\overline{h}$ est plus complexe et controversée. Beyrich et Weill (92) rappellent des critères d'évaluation de cette hauteur mais ils notent que tous ces choix ne sont pas très corrélés entre eux. Ces critères sont à la fois dynamiques (altitude à laquelle la vitesse du vent rejoint le vent géostrophique, altitude du maximum de vent le plus bas), thermiques (altitude de l'inversion de température ou de la première discontinuité de température) et turbulents (altitude à laquelle les quantités turbulentes (flux de flottabilité, TKE) sont inférieures de 10 à 12 % de leur valeurs au sol et altitude à laquelle le nombre de Richardson R_{iB} dépasse sa valeur critique, $R_{iB\ c} = 0.21$). Dans notre cas, nous choisirons la combinaison suivante :

◇ Altitude à laquelle la réflectivité montre la pente négative la plus forte, c'est à dire la décroissance la plus rapide avec l'altitude.

◇ Cette altitude devant être verticalement proche de l'altitude à laquelle l'écho atteint une valeur seuil (calculée sur le haut du profil, lorsque l'on a un nombre de points suffisants)

De plus, pour renforcer la validité de la méthode, nous suivrons le principe de Melas (93) : moyenne temporelle des profils de S sur 60mn et élimination systématique des profils à valeurs trop faibles (le rapport signal sur bruit devenant trop faible). On aura donc :

$$\overline{h}_{stable} \approx z\left[\left(\frac{\partial S}{\partial z}\right)_{max}\right] \approx z(S \leq \overline{S}) \tag{3.2}$$

avec $\overline{S}$ le signal moyen sur le haut du profil (assimilé à un seuil).
La figure 3.21 représente des profils d'écho enregistrés en M13 à 23h, 23h20 et 23h40. Les profils de Palaiseau sont typiques de profils stables : décroisance régulière avec l'altitude, avec un seuil assez marqué (profils de 23h20 et 23h40) à 250m, pouvant marquer l'altitude de la couche nocturne stable. A l'opposé, les profils enregistrés aux mêmes heures à Jussieu ne sont pas représentatifs d'une couche stable : la mesure est très fluctuante, l'altitude maximale n'est que de 370 m (avec la hauteur de déplacement de 20 m), et les profils de 23h et 23h20 montrent un pic très marqué à 270 m (que l'on retrouve généralement plutôt en période instable). Dans le cas de Jussieu, la faible hauteur de mesure ne permet pas, de plus, de porter un jugement très objectif sur le comportement de la CLA. Ces exemples montrent bien :

- La difficulté de conclure précisement sur la hauteur de la couche nocturne stable en milieu rural
- Le caractère particulier de la CLA en milieu urbain, plus proche d'une couche instable que d'une couche stable

3.5.3 Estimation de $\overline{h}$ par σ_W en période instable

3.5.3.1 Mesure de σ_W par sodar

D'un point de vue instrumental, Melas (90) rappelle que le sodar sur-estime σ_w la nuit (valeurs faibles) et sous-estime σ_w le jour (valeurs fortes), par comparaison avec un anémomètre sonique. Cette sous-estimation de σ_w en période diurne est confirmée par Thomas et Vogt (93) (qui utilisent aussi un sodar Remtech) : le sodar détecte mal les fluctuations turbulentes de petite échelle ; son volume spatial de mesure ainsi que sa bande de fréquence d'acquisition étant trop large, les petites fluctuations disparaissent lors du moyennage. Pour ce biais, Crescenti (96) précise que ces différences sont observées en fonction de la valeur mesurée : la mesure est sur-estimée pour $\sigma_w < 0,75$ m s^{-1} et sous-estimée pour les valeurs supérieures. Il rappelle de plus que la précision moyenne relevée dans la littérature est de l'ordre de $\Delta\sigma_w \approx 0,18$ m s^{-1}. Dans le cas d'ECLAP, les deux instruments ne sont pas à la même hauteur (soniques à 10 et 30m et première porte sodar à 50m), la vérification de la relation de Melas n'est donc pas directement possible. Cependant, il semble nécéssaire de présenter cette information, pour la compréhension des analyses de flux ultérieures.

3.5.3.2 Utilisation de σ_W mesuré par sodar

L'écart-type de la vitesse verticale σ_W peut s'exprimer en fonction des échelles de vitesse turbulente w^* (contributions convectives) et u^* (cisaillement horizontal). Ces deux contributions différentes correspondant à des productions dynamiques et thermiques d'énergie cinétique turbulente (TKE) dans la couche mélangée telles que :

$$\sigma_W^2 \;=\; \left(f_1 u_*^3 + f_2 w_*^3\right)^{2/3} \tag{3.3}$$

avec f_1 et f_2 des fonctions de z/z_i, avec z_i l'altitude de l'inversion de température, assimilée à $\overline{h}$ en période instable (convective et bien mélangée).
La théorie des similarités dans la couche de surface permet de relier le gradient de vent moyen aux fluctuations turbulentes par la relation (en période neutre uniquement) :

$$\frac{ku_*}{z} = \frac{d\overline{u}}{dz} \tag{3.4}$$

La relation précédente en σ_W^2 s'écrit alors (en considérant que le vent est selon l'axe de la composante u) :

$$\sigma_W^2 \;=\; \overline{w'^2} \;=\; A\left[z\left(-\overline{u'w'}\,\frac{d\overline{u}}{dz} \;+\; \delta\,\frac{g}{\theta}\,\overline{w'\theta'_v}\right)\right]^{2/3} \tag{3.5}$$

avec les termes :

$$\begin{cases} -\overline{u'w'}\,\dfrac{d\overline{u}}{dz} & \text{Production dynamique de TKE} \\ \dfrac{d\overline{u}}{dz} & \text{Cisaillement du vent moyen} \\ \dfrac{g}{\theta}\,\overline{w'\theta'_v} & \text{Production de flottabilite} \end{cases} \tag{3.6}$$

Cette relation se simplifie largement sous l'hypothèse que la production thermique est dominante sur la production dynamique d'énergie cinétique turbulente. Cependant, cette appoximation est importante. On écrit alors, cette relation pouvant alors s'appliquer à des cas différents de la neutralité :

$$\sigma_W^2 \;=\; \alpha\left[z\,\frac{g}{\theta}\,\overline{w'\theta'_v}\right]^{2/3} \tag{3.7}$$

avec $\alpha = 1,4$. Ce qui relie σ_w au flux de flottabilité $Q_0 = \overline{w'\theta'_v}$. Quand la couche convective est sèche et bien mélangée (c.a.d $\theta_v \approx \theta$), le flux de chaleur est une fonction qui décroit linéairement avec l'altitude.
La figure 3.22 montre un exemple de série chronologique de profils de σ_W^3/z calculés en M13 à Jussieu et Palaiseau. On voit nettement le cycle diurne avec une croissance marquée pendant la phase convective puis la décroissance en fin de journée. Les valeurs de σ_W^3/z sont plus importantes à Jussieu qu'à Palaiseau, indiquant une activité turbulente plus intense. De plus, aux horaires de fortes activité anthropiques (7h et 19h), des valeurs plus marquées sont visibles près de la surface.
L'équation 3.7 peut alors s'écrire :

$$\frac{\sigma_W^3}{z} = \alpha^{3/2}\frac{g}{\theta}Q_0\left(1 - \frac{z}{\overline{h'}}\right) \tag{3.8}$$

avec h' l'altitude à laquelle l'extrapolation sur le profil de flux s'annule (et $h' < \overline{h}$). Cette relation montre que σ_W est maximal pour $z = h'/2$. Dans une couche convective, ce maximum correspond aussi à $z = z_i/3$. On a donc $h' \approx 0.7\overline{h}$. On note que l'altitude h' est différente de l'altitude à laquelle le profil de flux devient nul h_0. Selon Weill *et al.* (80), et en fonction de l'heure, on aura :

- ▷ $h_0 < h' < z_i$ le matin
- ▷ $h' < h_0 < z_i$ l'après-midi

Cette détermination de $\overline{h}$ n'est valable qu'en période très instable. Or, dans notre cas, la hauteur de la CLA atteint rapidement l'altitude des données valides du sodar $z_{Max}^{sodar} \approx 700m$. L'extrapolation linéaire vers des altitudes supérieures $z > z_{Max}^{sodar}$ entraine une incertitude importante sur le résultat. Les propriétés de linéarité de σ_W^3/z ne seront donc utilisées ici que pour la restitution du flux de chaleur sensible Q_0, $\overline{h}$ étant déterminé par l'analyse des profils d'écho.

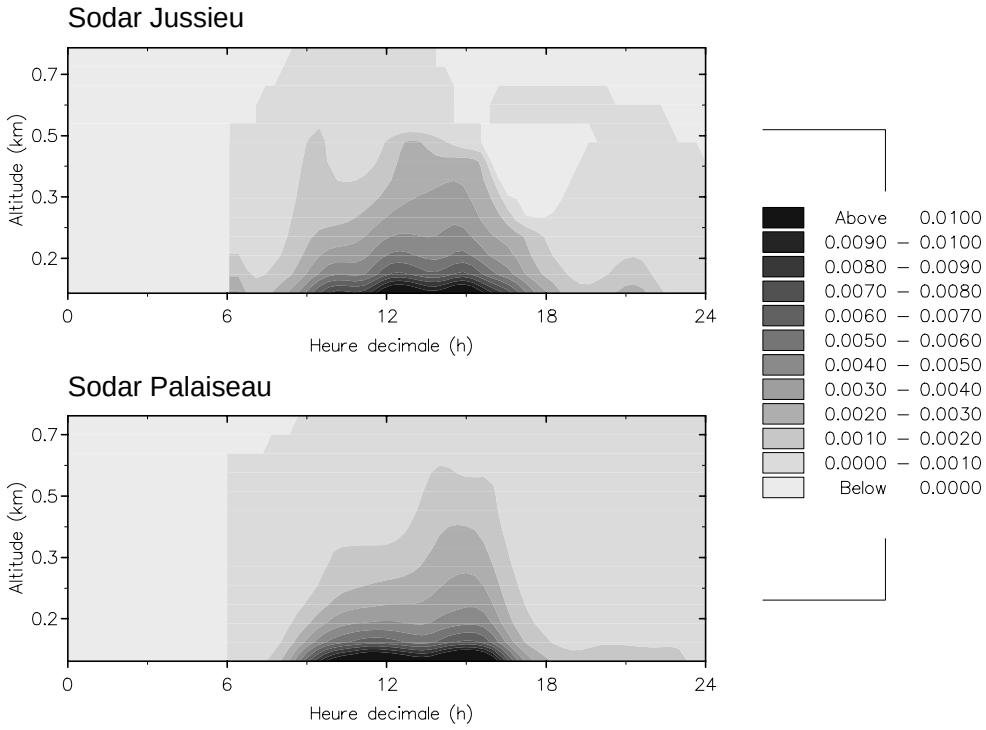


FIG. 3.22 – Exemple de série chronologique de σ_W^3/z en M13 à Jussieu et Palaiseau

3.5.4 Conclusion sur la restitution de $\overline{h}$ par sodar

- Les mesures de σ_W ayant une faible portée en altitude, l'utilisation d'une paramétrisation par extrapolation ne parait pas adapté pour restituer $\overline{h}$ dans notre cas.
- L'utilisation de l'écho sodar S de manière qualitative semble l'approche la plus sûre pour la restitution de $\overline{h}$, mais est contrainte à des conditions particulières :
  - ▷ La portée du sodar est assez limitée, et la hauteur de la CLA en est souvent supérieure sur les périodes étudiées.
  - ▷ Les profils d'écho mesurés à Paris sont pertubés par le bruit de fond urbain et/ou la turbulence plus importante qu'à Palaiseau.
  - ▷ La restitution de $\overline{h}$ en période nocturne est tributaire du calcul d'un seuil assez délicat à déterminer.

3.6 Conclusion

La restitution de la hauteur moyenne de la couche limite $\overline{h}$ a été exposée par le biais de mesures de télédétection lidar et sodar et par sondages.
Relativement bien connue en milieu continental rural, nous avons montré que le cas particulier de la couche limite urbaine compliquait la détermination de cette hauteur.

- Le lidar de par sa grande résolution verticale et temporelle permet de retrouver $\overline{h}$ quasiment dans toutes les conditions atmosphériques, et particulièrement en conditions anticycloniques. De plus, sa portée sur plusieurs kilomètres permet de sonder et de suivre les couches atmosphériques supérieures à la CLA. Cet instrument servira donc ici pour nos résultats finaux sur

l'épaisseur de la couche limite pendant un cycle diurne.

- La difficulté à calibrer le sodar et sa faible portée et fréquence temporelle n'en font pas un outil privilégié pour les paramètres structuraux de la CLA en période instable. En période nocturne, où l'instrument va servir de complément du lidar, les mesures de $\overline{h}$ seront aussi délicates de par le faible rapport signal sur bruit, et les grandes fluctuations turbulentes en milieu urbain. Cet instrument sera donc plutôt utilisé pour ses mesures de turbulence dans la couche de surface.
- Les mesures par ballons restent une référence météorologique, et permettent de restituer $\overline{h}$. Cependant, le faible nombre de lâchers de ballons par journée d'étude ne permet pas de suivre finement le développement de la CLA, mais permet de confirmer les résultats lidar. Ces données seront donc surtout utilisées dans la suite comme références météorologiques grande échelle (y compris pour la modélisation).

Chapitre 4

Détermination des paramètres critiques de la CLA

4.1 Introduction

Les instruments utilisés pendant la campagne ECLAP ont permis de caractériser la hauteur de la couche limite par l'analyse des données directement acquises. Le but de ce chapitre est de restituer d'autres grandeurs caractéristiques de la CLA par le biais de paramétrisations. Les résultats obtenus seront alors directement utilisés pour l'analyse complète de plusieurs journées d'ECLAP et pour les simulations effectuées avec Mercure sur ces mêmes journées.

Dans la couche limite, les grandeurs turbulentes sont des données primordiales pour la compréhension de l'évolution de la CLA, régissant tous les mécanismes de production turbulente, et particulièrement à la surface.

Par le biais de paramétrisations connues de la couche de surface (Businger (71), Louis (79), Musson-Genon (95) et Mascart (95)), nous allons quantifier la restitution des hauteurs de rugosité à Palaiseau. Ce paramètre est rarement mesuré, mais s'avère très sensible pour les paramétrisations de surface que nous utiliserons pour les simulations.

Nous allons estimer les possibilités de restitution du flux de flottabilité à la surface (Q_0) à partir de données lidar et sodar à Palaiseau. Les données des anémomètres soniques serviront de référence pour les comparaisons avec nos résultats. Pour ces estimations, nous utiliserons la paramétrisation du flux de flottabilité en fonction de l'évolution temporelle de la hauteur de l'inversion (Driedonks(82)) pour les mesures lidar et la paramétrisation du flux de flottabilité en fonction du profil d'écart-type de la vitesse verticale σ_W (Weill *et al.* (80)) pour les mesures sodars.

A partir des comparaisons sur le site de Palaiseau, nous quantifierons dans quelle mesure, ces flux peuvent être calculés à partir des mesures du sodar et du lidar en milieu urbain.

Les propriétés optiques des mesures lidar seront étudiées et les résultats seront comparées à des mesures de surface Airparif.

Ces résultats seront alors utilisés dans l'analyse de plusieurs périodes de la campagne ECLAP au chapitre 5.

4.2 Estimation des hauteurs de rugosité par anémomètre sonique

Les concepts de hauteurs de rugosité dynamiques z_{0m} et thermiques z_{0h} sont rappelés dans le glossaire (p. 169). Nous allons dans ce paragraphe estimer ces hauteurs à l'aide de mesures

anémomètres soniques. En effet, ces variables sont des paramètres très sensibles de la couche de surface, que nous devons estimer au plus juste pour les modélisations avec le modèle Mercure.

4.2.1 Détermination empirique

La détermination des hauteurs de rugosité est usuellemment effectuée par intégration de tous les éléments présents sur un site d'étude. Cela est notamment le cas pour les milieux fortement urbanisé où la connaissance de toutes les constructions peut permettre un calcul de z_{0m} et D. Ces relations empiriques, liant la hauteur des batiments à leur aspect sous le vent, ont notamment été proposées par Lettau (69), Counihan (71). Ces relations, testées en souffleries par Petersen (97) nécessitent cependant une connaissance à micro-échelle du terrain étudié : connaissance que nous n'avons pas à méso-échelle, et qu'il faut paramétrer. En milieu urbain, les précédentes études montrent de larges différences, avec des valeurs de z_{0m} allant de 0,7 m à 10 m. En milieu rural, les longueurs de rugosité sont nettement plus faibles, mais l'incertitude relative est tout aussi importante, de 0,04 à 0,1 m selon Pielke (84).

4.2.2 Approche paramétrée

Les relations flux-profils de Businger (71) vont nous permettre de calculer les hauteurs de rugosité effectives z^e_{0m} et z^e_{0h}. Pour cela, on inverse les relations (décrites en annexe E, p.193) et on écrit :

$$z^e_{0m}{=}z.exp\underbrace{\left[-\frac{k.u(z)}{u_*}\right]}_{I}-\underbrace{\Psi_m\left(\zeta\right)+\Psi_m\left(\zeta_{0m}\right)}_{II} \tag{4.1}$$

$$z^e_{0h}{=}z.exp\underbrace{\left[\frac{k^2.u_*.(\theta_v(z)-\theta_v(0))}{PrN.\Gamma(z^e_{0m}).Q_0}\right]}_{III}-\underbrace{\Psi_h(\zeta)+\Psi_h(\zeta_{0h})}_{IV} \tag{4.2}$$

avec $\zeta = (z - D/L)$, $\zeta_{0m} = (z^e_{0m} - D/L)$ et $\zeta_{0h} = (z^e_{0h} - D/L)$. Les fonctions Ψ_m et Ψ_h sont les fonctions intégrées de la couche de surface, décrites en annexe E.2.
La valeur de la température potentielle surfacique est calculée par les données pression sols de Météo-France, ainsi que par la température de surface calculée à partir du flux infrarouge incident, tel que :

$$T(z_{0t}) = (IR_{emis}/\sigma\epsilon)^{1/4} \tag{4.3}$$

avec le rayonnement infrarouge émis (IR_{emis} en $K.m^{-2}$), la constante de Stephan-Boltzman ($\sigma = 5.67.10^{-8} W.m^{-2}K^{-4}$) et l'émissivité, représentative d'un site de type Palaiseau ($\epsilon = 0.96$ selon Garratt (92)). L'incertitude liée au calcul de la température de surface est principalement dûe au choix (empirique) de la valeur de l'émissivité. La valeur choisie n'est peut-être pas strictement exacte. Cependant, les résultats obtenus seront, par la suite, comparés aux simulations Mercure, pour lesquelles nous avons aussi choisi $\epsilon = 0.96$. De plus, des tests de sensibilité ont été effectués en calculant z^e_{0m} et z^e_{0h} avec la température à 2m au lieu de T_{surf}. Les très faibles différences dans le résultat (coefficient de corrélation r= 0,99, pour ces deux températures différentes) ne modifient en rien les résultats présentés dans la suite.
Garratt(92) considère que pour $z/z^e_{0m} >> 1$ et $z/z^e_{0h} >> 1$, on a $\Psi_m(z^e_{0m}) \approx 0$ et $\Psi_h(z^e_{0h}) \approx 0$. Dans le cas des données ECLAP, ayant $z = 10m$ et $z = 30m$, des tests de sensibilité ont montrés que cette approximation n'était pas applicable.

Le calcul est itératif et l'on retient comme résultat les valeurs de z^e_{0m} et z^e_{0h} qui minimisent la différence entre les termes (I) et (II) pour z^e_{0m} (équation (4.1)), et (III) et (IV) pour z^e_{0h} (équation (4.2)).

4.2.3 Résultat pour z^e_{0m}

Nous allons chercher à corréler les valeurs calculées aux grandeurs principales de l'écoulement atmosphérique mesuré par les anémomètres.

4.2.3.1 En fonction du vent

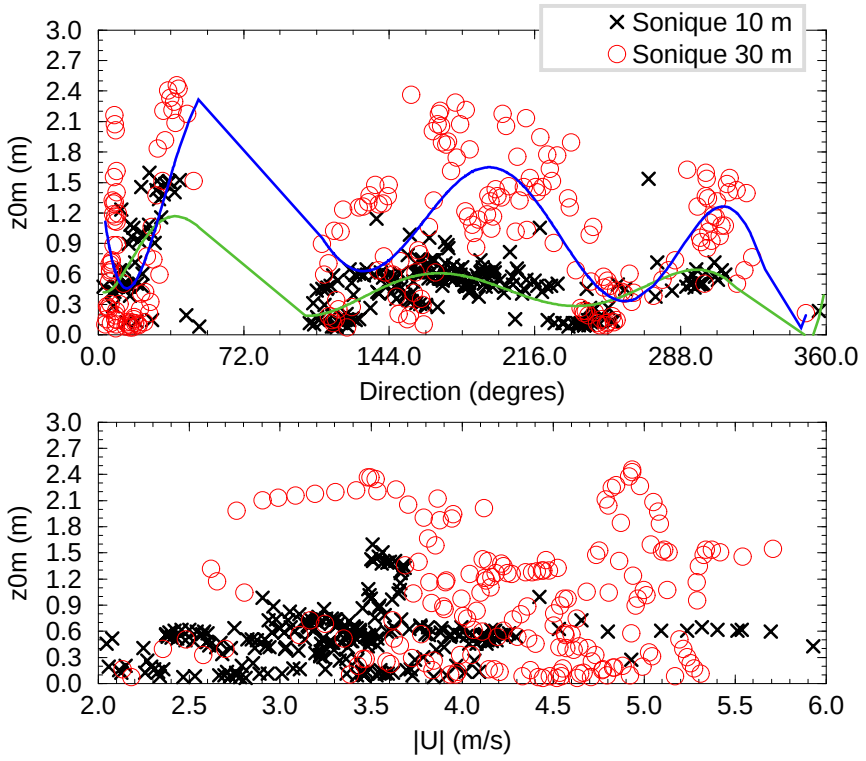


FIG. 4.1 – z^e_{0m} en fonction de la direction du vent et du module du vent à 10m et 30m

L'expression de z^e_{0m} en fonction du module du vent ne montre pas de corrélation (figure 4.1). On note cependant une forte dépendance à la direction du vent. Ces résultats sont en accord avec des études précédentes effectuées en milieu urbain et rural (Clarke (87), Beljaars and Holtslag (91), Giannini *et al.*(96)). La sensibilité à la direction du vent (relative à l'inhomogeneité spatiale du terrain) est en accord avec la topographie du site de Palaiseau (arbres d'un côté et broussailles de l'autre). La non-correlation avec la vitesse du vent s'explique par la relative faible variation de la valeur de $|U|$ (de 2 à 6m/s). On est quasiment toujours en période de convection libre, et les valeurs faibles de $|U|$ augmente considérablement l'erreur de calcul sur z^e_{0m}. Ces résultats montrent que dans le cas d'une modélisation unidimensionnelle, l'influence couplée des environnements à l'échelle locale (quelques cm) et globale (quelques centaines de mètres) va jouer un rôle fondamental dans la bonne restitution des flux, par la connaissance précise de z^e_{0m}. Une relation analytique de z^e_{0m} est déduite en fonction de la direction par une régression

polynomiale (degré 10). Cette relation est utilisée pendant les simulations sur Palaiseau. N'ayant pas de sonique à Jussieu, on se servira de la valeur usuellement utilisée en site urbain, majorée (suivant la logique pour Palaiseau).

4.2.3.2 En fonction du Richardson de couche R_{iB}

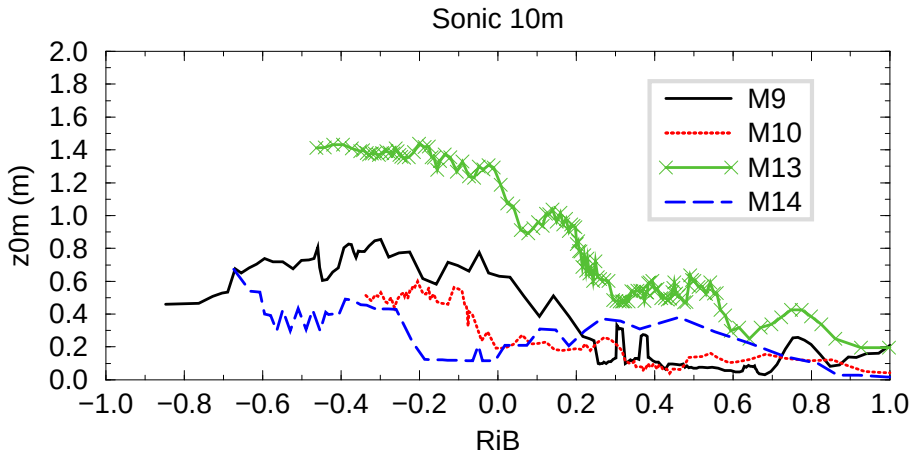


FIG. 4.2 – z^e_{0m} en fonction du R_{iB} pour z=10m

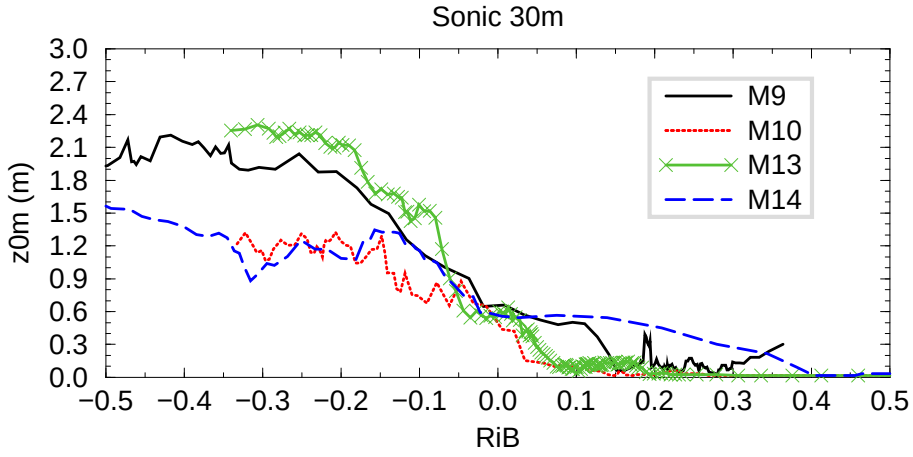


FIG. 4.3 – z^e_{0m} en fonction du R_{iB} pour z=30m

Nous reprenons le calcul précédent et nous exprimons le résultat en fonction du nombre de Richardson de couche R_{iB} pour les deux soniques. Le résultat montre une grande variabilité en fonction :

- ▷ de l'altitude de calcul
- ▷ de la stabilité atmosphérique
- ▷ de la journée de mesure

La dépendance de z^e_{0m} à la stabilité est une conséquence directe de la paramétrisation employée,

elle-même dépendante de la fonction de stabilité Ψ_m. La dépendance à la journée de calcul peut-être corrélée à l'intensité de la convection observée. La figure 4.3 montre de plus fortes valeurs de z^e_{0m}, quand $R_{iB} < 0$, pour M9 et M13 que pour M10 et M14. Or, on a vu lors des analyses, que M9 et M13 étaient deux journées à très forte convection, contrairement à M10 et M14 où la CLA évolue peu verticalement.

Toujours en période instable, les différences observées entre les altitudes (10 et 30m) sont le reflet d'un autre phénomène : la hauteur de la sous-couche de surface. Alors que les valeurs calculées pour M9 et M13 étaient élevées et proches à 30m, seules les valeurs calculées pour M13 restent importantes : les valeurs en M9 se rapprochent des valeurs calculées pour M10 et M14. En fonction des journées, cela s'explique donc par la présence ou non des soniques dans la sous-couche surfacique, dont la hauteur est appelée 'blending height' (Beljaars et Holtslag(91)), la hauteur de raccord, l_b (définie en Annexe 7.5, p.169). La détermination de l_b apparait peu sensible aux fluctuations de z^e_{0m}, devant la valeur de la distance à l'obstacleL_x. Pour $L_x \approx 100m$, la hauteur de raccord est $l_b \approx 16,8m$, le sonique à 10m est alors uniquement dépendant de la rugosité aérodynamique locale. Pour $L_x \approx 10m$, $l_b \approx 1,7m$ et le sonique est largement au dessus, les flux calculés sont en équilibre avec une surface moyennée, représentative de tout le terrain. Dans notre cas, et vu les valeurs de z^e_{0m} et z^e_{0h} calculées, on peut estimer que l'on se trouve dans la configuration $z_{sonic10m} < l_b < z_{sonic30m}$ pour la plupart des journées étudiées.

4.2.4 Résultat pour z^e_{0h}

Les valeurs calculées (par la relation (4.2)) de z^e_{0h} sont très dispersées et ne montrent aucune corrélation avec les différentes températures (à la surface, à 10m ou 30m). Pour tenter de retouver une valeur, même très approximative, une relation est présentée par Beljaars et Holtslag (91) :

$$\frac{\theta_0 - \theta_s}{\theta_*} = \frac{1}{k} ln \left(\frac{z^e_{0m}}{z^e_{0h}} \right) \tag{4.4}$$

avec $\theta_0 = \theta(z = z^e_{0h})$. Cette température n'est jamais physiquement mesurée, et Beljaars et Holtslag (91) la déduisent par extrapolation d'une température à 2m. L'erreur induite par cette extrapolation devant être au moins de l'ordre de la différence $\theta_0 - \theta_s$, nous considérons, pour cette approche expérimentale, que ce moyen n'est pas adapté. Nous déduirons donc z^e_{0h} à l'aide de paramétrisations (paragraphe 4.3). Lors des simulations avec Mercure, nous conserverons ces valeurs de z^e_{0h} et, dans le cas de la paramétrisation de Holtslag et Ek (96), nous chercherons à retrouver θ_0, en inversant l'équation (4.4).

4.2.5 Conclusion sur les valeurs de z^e_{0m} et z^e_{0h}

- Le concept de hauteur de rugosité constante n'existe que dans le cas d'un terrain homogène. Le terrain de mesure à Palaiseau (comme la plupart des sites naturels) ne remplit pas cette condition. De plus, les mesures turbulentes situées à 10 et 30m seront, en fonction de différentes conditions météorologiques, au sein ou non d'une sous-couche de surface, d'épaisseur l_b. On introduit donc ici la notion de hauteur de rugosité effective $z^e_{0m,h}$.
- Taylor (87) considère que la valeur de z^e_{0m} est indépendante de la hauteur de la première maille d'un modèle et donc *a fortiori* de la hauteur de l'instrument. Wood et Mason (91) notent cette constance mais uniquement au dessus de l_b. De par les hauteurs des deux soniques à 10m et 30m, les différences de valeurs s'expliquent par l'appartenance ou non à la sous-couche de surface : pour la plupart de nos calculs, z^e_{0m} augmente avec l'altitude (pour deux mesures correspondantes au même instant).

- La hauteur de rugosité dynamique s'avère être dépendante de la direction du vent : ce résultat est logique dans le cas d'un terrain inhomogène comme Palaiseau et a déjà été observé sur d'autres sites.

4.3 Comparaisons de paramétrisations de la couche de surface

Avant d'effectuer des simulations avec Mercure, nous allons comparer différentes paramétrisations de la couche de surface pour la restitution des paramètres turbulents et des flux. Pour étayer ces comparaisons, nous utiliserons les mesures directes de l'anémomètre sonique de Palaiseau.

4.3.1 Les paramétrisations choisies pour les simulations

Les données soniques mesurant directement u_*, $|U|$, Q_0 et par l'utilisation de données de flux infrarouge réfléchi pour θ_{surf}, on peut comparer directement ces quantités à des paramétrisations. Les trois paramétrisations testées sont :

- ▷ Businger (71) utilisant les fonctions de stabilité Ψ_m et Ψ_h
- ▷ Louis (79) modifié par Musson-Genon (95) (implantée dans Mercure)
- ▷ Louis (79) modifié par Mascart *et al.* (95)

Ces trois paramétrisations sont précisémment décrites en annexe D (p. 189).
La paramétrisation de Businger (71) est la plus connue des paramétrisations de la couche de surface. Validée sur de nombreuses campagnes de mesures, elle a montrée sa robustesse. Cependant, la tendance actuelle à simuler des situations atmosphériques très couteuses en temps de calcul en fait un outil très lourd. En effet, la résolution, de par la non-linéarité des équations, doit être itérative. En 1979, J.F Louis propose une paramétrisation analytique de ces processus turbulents. Dans cette méthode, le concept de hauteur de rugosité est unique pour les processus dynamiques, thermiques et d'humidité. Employée dans de nombreux modèles (notamment ECMWF), cette méthode devint caduque lorsque des mesures instrumentales ont montré qu'il fallait différencier les hauteurs de rugosité ($z^e_{0m} \neq z^e_{0h}$). De nombreux auteurs reprennent alors la méthode de Louis(79), et proposent de nouvelles fonctions de stabilité F_m et F_h, différenciant les types de rugosité.
De ces versions adaptées de Louis(79), nous allons tester les versions récentes de Musson-Genon (95) et Mascart *et al.* (95). Différentes constantes sont utilisées dans ces paramétrisations (voir paragraphe 4.3.5).
Les constantes propres à la paramétrisation de Businger sont $\beta_m = \beta_h = 4.7, \gamma_m = 15., \gamma_h = 9.$.
Le choix de l'altitude de calcul est très important (puisque intervenant dans les termes logarithmiques) et nous choisissons $z = 30m$ pour les comparaisons avec le sonique placé à cette hauteur.

4.3.2 Détermination d'un z^e_{0m} moyen par Businger(71)

La paramétrisation de Businger a l'avantage de dissocier l'influence de z^e_{0m} et z^e_{0h} dans les calculs des fonctions Ψ_m et Ψ_h. Nous avons vu précédemment que z^e_{0m} n'était pas constant pendant la journée. Cependant, pour une valeur moyenne, nous allons tester les fonctions de stabilité et estimer leur capacités à retrouver l'allure des données soniques mesurées. Utilisant la formulation de Businger, nous calculons $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ pour différentes valeurs de z^e_{0m}. La valeur usuellement choisie pour un site comme Palaiseau dans la littérature est $z^e_{0m} = 0,1m$. Pour M13, figure 4.4, cette valeur sous-estime complétement la fonction de transfert dynamique et seules des valeurs supérieures à $1,2m$ donnent des résultats proches de la mesure en période instable (i.e $R_{iB} < 0$). Pour M14, la mesure est très fluctuante, et aucune des valeurs de z^e_{0m} n'est satisfaisante : le seul résultat étant ici $0,6m < z^e_{0m} < 1,2m$, et, comme M13, que $z^e_{0m} = 0,1m$ est trop

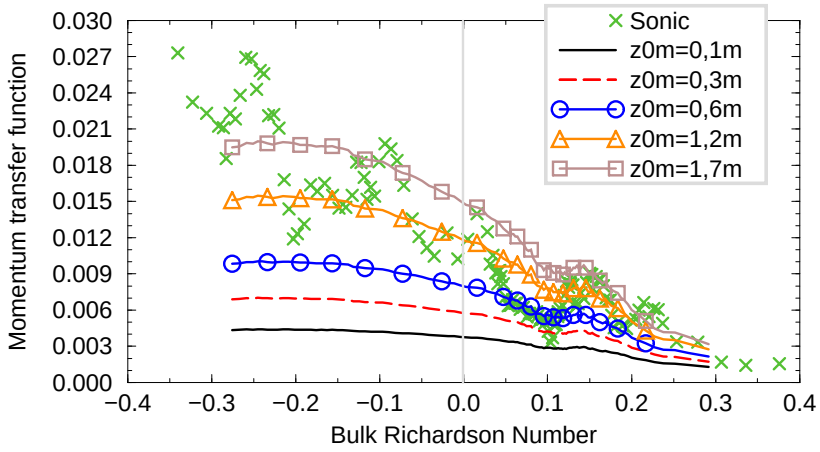


FIG. 4.4 – Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z_{0m}^e pour M13

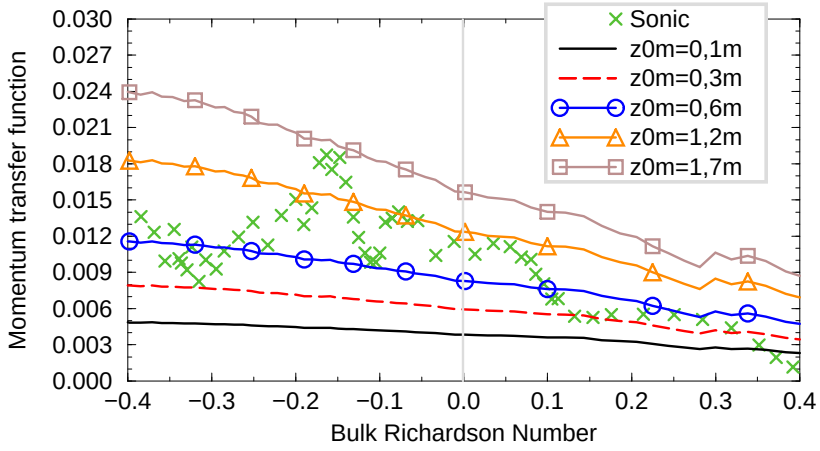


FIG. 4.5 – Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z_{0m}^e pour M14

faible.
En conclusion, comme le laissait prévoir le résultat du calcul direct par les données soniques, conserver une valeur constante de z_{0m}^e quel que soit la période de stabilité, ne permet pas de paramétrer correctemment la vitesse de rugosité u_*.

4.3.3 Détermination d'un z_{0h}^e moyen par Businger(71)

En première approximation, et malgré le résultat précédent, nous choisissons une valeur "moyenne" de z_{0m}^e pour une estimation de z_{0h}^e (z_{0m}^e intervenant dans Ψ_h). Le résultat attendu aura, par définition, une faible précision de par la constance de z_{0m}^e. Cependant, les modèles actuels n'utilisant que des valeurs constantes de z_{0m}^e et z_{0h}^e, cette première approche est indispensable. Nous calculons la fonction $-Q_0/|U|.\Delta\theta = f(R_{iB})$ pour M13, avec, arbitrairement $z_{0m}^e = 1,2m$. Le résultat, figure 4.6 permet d'approcher $z_{0h}^e = 10^{-3}m$.

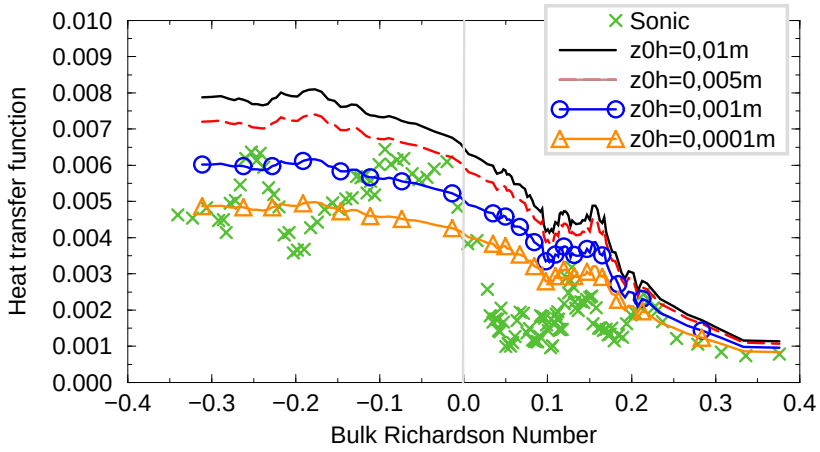


FIG. 4.6 – Comparaison des fonctions $-Q_0/|U|.\Delta\theta = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z^e_{0h} pour M13

4.3.4 Comparaisons avec les valeurs trouvées dans la littérature

Il est usuel de noter :

$$k.B_h^{-1} = ln\left(\frac{z^e_{0m}}{z^e_{0h}}\right) \tag{4.5}$$

avec k la constante de Karman. Pour des surfaces "rugueuses", Garratt (92) donne le résultat $k.B_h^{-1} = 2$. Dans notre cas, considérant en M13 $z^e_{0m} = 1,2m$ et $z^e_{0h} = 10^{-3}m$, on trouve $k.B_h^{-1} = 3,07$ (pour retrouver $k.B_h^{-1} = 2$, et avec $z^e_{0m} = 1,2m$, on doit alors utiliser $z^e_{0h} = 0,162m$).

4.3.5 Comparaisons des paramétrisations analytiques

Les valeurs $z^e_{0m} = 1,2m$ et $z^e_{0h} = 10^{-3}m$ sont conservées en M13 pour tester la paramétrisation de Louis, modifiée par Musson-Genon et Mascart. Les deux paramétrisations de Louis modifiées sont très proches de la fonction de transfert calculée d'après les mesures soniques. Pour des valeurs de z^e_{0m} et z^e_{0h} identiques, la fonction F_m de Mercure a des valeurs plus élevées que celle de Mascart. On note le contraire pour F_h. Malgré ces faibles différences, on constate que les deux paramétrisations reproduisent correctemment les mesures lorsque l'atmosphère n'est pas trop instable, c'est-à-dire $R_{iB} > -0,2$.
En période instable, loin de la neutralité $R_{iB} < -0,2$, les deux paramétrisations testées sous-estiment la mesure. De plus, pour $R_{iB} > 0$, la paramétrisation de Mercure tend moins rapidement vers 0. Pour F_h, en période instable, la paramétrisation de Mascart continuera à croitre alors que celle de Mercure tend vers une valeur constante.
Pour expliquer les différences observés entre la paramétrisation utilisées dans Mercure et celle de Mascart, nous avons effectué un test de sensibilité sur la constante de Karman et le nombre de Prandtl turbulent neutre. Les deux paramétrisations ont été développées avec k=0,41 et P_{rN}=1 pour Mercure, et k=0,35 et P_{rN}=0,74 pour Mascart. En affectant les constantes de Mercure à la paramétrisation de Mascart, on note que les différences observées précédemment sont modifiées. La fonction F_m est maintenant supérieure à celle de Mercure en période instable, et reste inférieure en période stable. La fonction F_h ne change quaiment pas en stable, mais est plus faible en instable

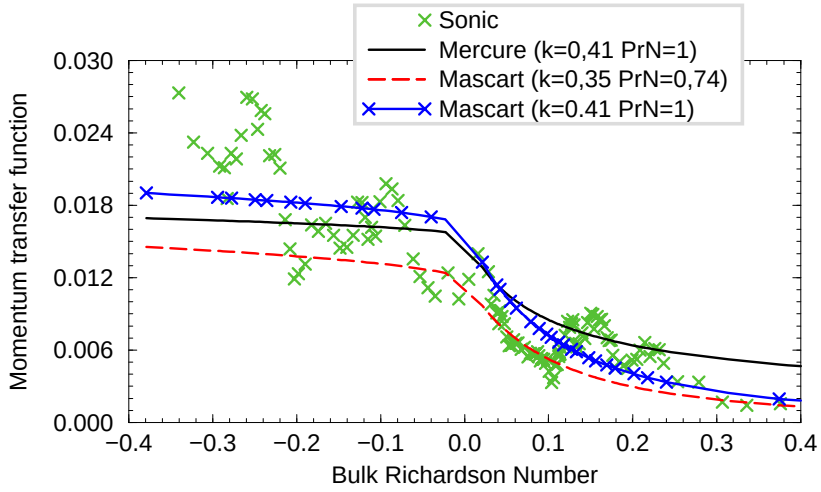


FIG. 4.7 – Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Louis modifié pour M13

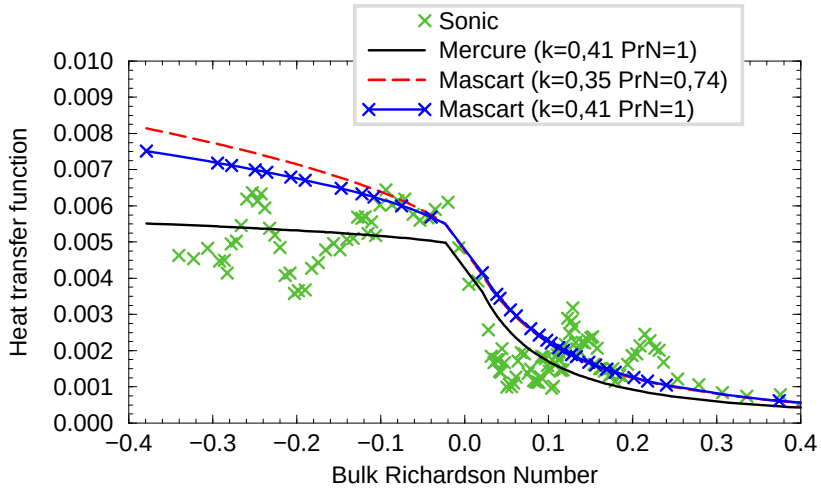


FIG. 4.8 – Comparaison des fonctions $-Q_0/|U|.\Delta\theta = f(R_{iB})$ calculées par Louis modifié pour M13

et est plus proche de la mesure.
L'influence des constantes k et P_{rN} modifie donc les résultats en période très instable. Leurs valeurs, en fonction des paramétrisations, sont reportées tableau 4.1. Pour la constante de Karman,

Paramétrisation	Constante de Karman k	Nombre de Prandtl P_{rN}
Businger(71)	0,4	0,74
Louis(79)	0,35	0,74
Mercure	0,41	1
Mascart *et al.* (95)	0,35	0,74

TAB. 4.1 – Valeurs de k et P_{rN} utilisées dans les paramétrisations de surface

Hogstrom (96) note que la valeur mesurée en laboratoire est $k \approx 0{,}4$ et ne dépend pas de la rugosité (et donc du Reynolds surfacique $Re_0 = u_* z_{0m}/\nu$), ni du nombre de Rossby surfacique $Ro_0 = U_g/f z_{0m}$ (comme tennekes(73) en faisait l'hypothèse pour expliquer la faible valeur de 0,35 trouvée par Businger (71) pendant la campagne Kansas Experiment). La valeur à retenir semble donc être k=0,41.
Le nombre de Prandtl turbulent $P_{rN} = (\phi_h/\phi_m)_{z/L=0}$ a aussi été l'objet de nombreuses études. Yaglom(79) donne la valeur P_{rN}=0,95 (calculée en laboratoire), Hogstrom(88), après une revue de nombreux auteurs, conclue à $P_{rN} \approx 1$.
Hogstrom(96) note que les valeurs utilisées par Businger(71) et Louis(79) telles que k=0,35 et P_{rN}=0,74 sont certainement peu réalistes et correspondent à la situation particulière du site d'étude (Kansas Experiment). Cependant, les paramétrisations testées ici ayant été calibrées avec leurs prores constantes (notamment celle de Mascart *et al.* (95), qui utilisent des coefficients polynomiaux), nous conserverons les valeurs utilisées par les auteurs pendant nos simulations.

4.3.6 Conclusion

Les deux paramétrisations testées permettent l'utilisation de hauteurs de rugosité différentes, ce qui semble indispensable au vu de nos résultats expérimentaux. La restitution des fonctions de stabilité est globalement bonne dans les deux cas. Cependant, des différences mineures pourront avoir un impact négatif sur les résultats de modélisation, à savoir :

- En période instable : L'utilisation de coefficients constants pour la paramétrisation de Mercure ne permet pas des rapports extrèmes de z_{0m}/z_{0h}. On note alors la convergence des deux paramétrisations vers une valeur constante de F_m et F_h, conduisant à une sous-estimation de la vitesse de rugosité.
- En période stable, les fonctions de Mascart tendent plus rapidement vers 0 que les fonctions de Mercure. Les flux paramétrés seront donc forcément plus faibles avec Mascart.
- Les polynômes de Mascart *et al.* (95) ont été calibrés avec des constantes k et P_{rN} qui ne sont pas les plus utilisées. Cependant, l'utilisation de cette paramétrisation avec k=0,41 et P_{rN}=1. donne de bons résultats et nous le conserverons avec ces valeurs.

4.4 Comparaisons sodar et anémomètre sonique

La mise en place du sodar et des anémomètres soniques à palaiseau vont nous permettre de faire des comparaisons entre les deux instruments. Ces comparaisons subiront cependant certaines contraintes comme :

- La différence de hauteur entre les instruments : les soniques sont à 10 et 30 m et la première porte de mesure sodar à 50 m. Nous calculerons donc des valeurs extrapolées à 50 m par les mesures des soniques lorsque cela est possible.
- La stabilité atmosphérique ne permettant l'application de paramétrisations qu'en période convective

Ces comparaisons ont pour but de jauger de la qualité des mesures turbulentes effectuées par le sodar à Palaiseau, les anémomètres soniques étant considérés ici comme des références. En fonction des résultats de comparaison, nous pourrons alors appliquer des paramétrisations aux données du sodar de Jussieu, seul instrument de mesures turbulentes sur le site Parisien.
Nous allons donc, dans la suite, tester la viabilité de comparaison sur :

- Le module du vent $|U|$
- L'écart-type de vitesse verticale σ_W

4.4.1 Le module du vent $|U|$

La comparaison directe de ces deux instruments est possible sur le site de Palaiseau. Les mesures soniques sont effectuées à 10 et 30m et la première mesure sodar à 50m. Nous allons dans un premier temps, par le biais de paramétrisations, estimer les valeurs qu'aurait mesuré un sonique à 50m. Cela nous permettra de faire des comparaisons directes avec le sodar, et d'estimer des différences possibles entre les instruments. Dans le cas du module du vent, l'estimation de sa valeur à 50m s'avère délicate. Dans la couche de surface, ce profil a une allure logarithmique en fonction de l'altitude, en période neutre uniquement. Suivant Stull (88), on peut alors estimer $|U|$ à 50 m par la relation :

$$\overline{U}(z_3) = \overline{U}(z_1) + \left[\frac{ln(z_3/z_1)}{ln(z_2/z_1)}\left(\overline{U}(z_2) - \overline{U}(z_1)\right)\right] \tag{4.6}$$

avec $z_1 = 10m$, $z_2 = 30m$ et $z_3 = 50m$. Cependant, pour comparer rigoureusement une différence possible entre $|U|$(50m) par le sodar et le sonique, la prise en compte uniquement des valeurs à la neutralité n'est pas suffisante, de par le faible nombre de mesures disponibles. Nous avons donc testé l'adjonction de fonction de stabilité pour le recalcul de $|U|$(10m) et $|U|$(30m) du sonique à partir de u_*. La connaissance précise des hauteurs de rugosité est alors nécessaire pour ce type de paramétrisation. Or, ces hauteurs de rugosité sont difficilement calculables (comme nous le verrons dans la suite), et l'erreur potentielle engendrée sur ces valeurs peut biaiser nos comparaisons de modules du vent. Nous en concluons que ce type de comparaison n'est pas viable si les deux instruments ne sont pas rigoureusement à la même hauteur. On note cependant que Keder (89), par une comparaison à 100 m (sous des conditions très restrictives comme la direction du vent), conclue à une sous-estimation du vent du sodar par rapport au sonique. De plus, ses résultats sont meilleurs pour des vents modérés $\overline{U} < 10$ m s^{-1}.

4.4.2 L'écart-type de vitesse verticale σ_W

En période convective, la valeur de σ_W décroit linéairement avec l'altitude. A partir des mesures directes à 10 et 30 m avec les anémomètres soniques, nous avons calculé une valeur de σ_W à 50 m pour la comparer directement avec la première porte verticale de mesure du sodar. La période choisie pour la comparaison sera plus restrictive que les horaires instables mesurés par sécurité sur les comparaisons : les journées M8, M9, M10, M13 et M14 sont comparées de 10 h à 15 h TU. Pour toute ces périodes, le module du vent mesuré est inférieur à 10 m s^{-1}. Les comparaisons sont bonnes, et l'on note des coefficients de corrélation de r=0,94 (plus mauvais cas, M14) à r=0,99. Le sodar a tendance à sous-estimer la mesure de σ_W en période convective, mais cette sous-estimation est faible. Une régression linéaire sur toutes les valeurs comparées nous donne la relation :

$$\sigma_W(\text{sodar}) = 0,8\ \sigma_W(\text{sonique}) + 0,07 \tag{4.7}$$

Ce résultat est tout à fait comparable aux travaux antérieurs de Melas (90) et Thomas et Vogt (93). Ces derniers, par une comparaison du même type, montrent que le sodar sous-estime σ_W et donnent l'expression de la régression linéaire effectuée sur leur données à 100 m :

$$\sigma_W(\text{sodar}) = 0,63\ \sigma_W(\text{sonique}) + 0,1 \tag{4.8}$$

Ces deux relations sont différentes, mais il faut noter que :

- Les comparaisons ne sont pas effectuées à la même hauteur (50 et 100 m)

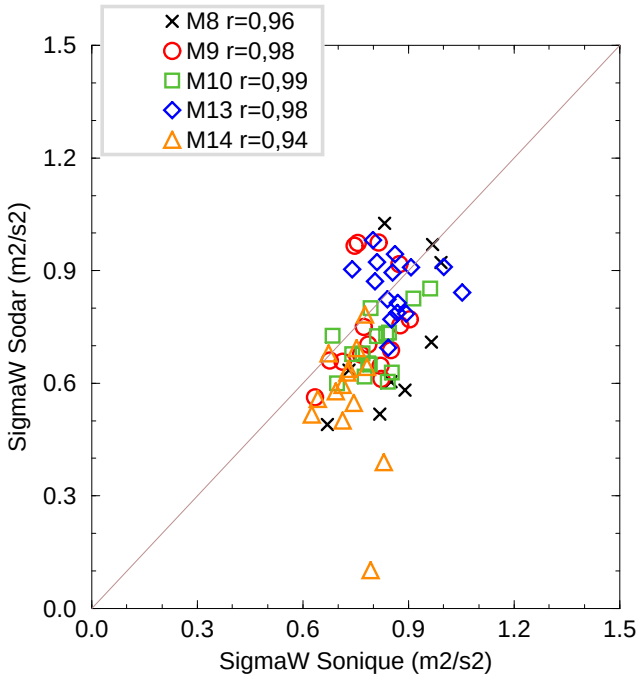


FIG. 4.9 – Comparaison σ_W sodar / sonique

- Leurs comparaisons s'établissent sur des données couvrant l'intervalle $0 < \sigma_W < 1,4$ m s^{-1} alors qu'ils notent que la précision de mesure est de 0,2 m s^{-1}, avec de nombreuses valeurs entre 0 et 0,4 m s^{-1}. Nos comparaisons couvrent l'intervalle $0,6 < \sigma_W < 1,1$ m s^{-1}, ce qui doit réduire l'erreur dans le résultat.

En conclusion, on note que la mesure σ_W à 50 m par le sodar est bonne, et qu'une certaine confiance peut-être accordée à ce paramètre dans le cadre de la restitution de flux de flottabilité à la surface. De plus, nous pouvons envisager des comparaisons directes entre le sodar de Palaiseau et celui de Jussieu.

4.4.3 Estimation de u_* par mesures du sodar

Pour être rigoureux dans cette approche, et pour déterminer u_* par sodar, il faudrait utiliser des valeurs de fluctuations $u'w'$ et $v'w'$ calculées à partir de mesures hautes fréquences sodar (Beyrich et Kotroni (93)). Dans notre cas, nous ne disposons que des valeurs moyennées sur 20 mn. La seule mesure turbulente disponible étant σ_W, nous allons tester ici la paramétrisation simple de Panofsky *et al.* (77) pour l'estimation de u_*. A partir d'observations, Panofsky *et al.* (77) rappellent deux relations empiriques liant l'écart-type de vitesse verticale σ_W à la vitesse de rugosité u_*. Ces observations montent une dépendance du rapport σ_W/u_* au paramètre de stabilité z/-L (avec L la longueur de Monin-Obukhov). On a donc les relations :

- Relation de Businger (59) et Wyngaard et Coté (74) :

$$\frac{\sigma_W}{u_*} = \left[1,6 + 2,9\left(\frac{z}{-L}\right)^{2/3}\right]^{1/2} \tag{4.9}$$

- Relation de Panofsky (77)

$$\frac{\sigma_W}{u_*} = 1,3\left[1 + 3\left(\frac{z}{-L}\right)\right]^{1/2} \tag{4.10}$$

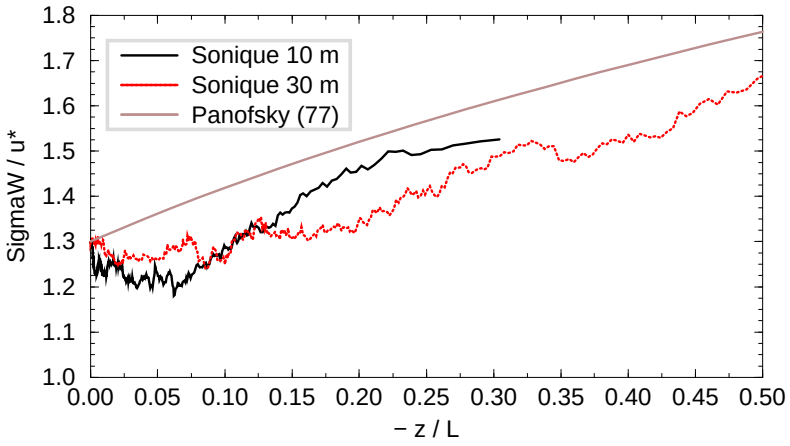


FIG. 4.10 – Comparaison sonique / Panofsky (77)

Les données sodar ne permettent pas de restituer avec suffisamment de précision la longueur de Monin-Obukhov (par manque de mesure de température et de pression). Nous allons donc utiliser ces relations empiriques sous une forme très approximée : près du sol ($z \to 0$), les relations se simplifient en σ_W/u_* = 1,26 (Businger (59)) et σ_W/u_* = 1,3 (Wyngaard et Coté (74)). Ces deux valeurs sont très proches et montrent la similarité des expressions près de la surface.
Les anémomètres soniques mesurent σ_W et u_*. Un calcul direct est possible en fonction des autres paramètres mesurés par l'instrument. L'expression de σ_W/u_* en fonction de la longueur de Monin-Obukhov nécessite la connaissance de la variation diurne de la pression : nous avons utilisé des valeurs de stations Météo-France (avec l'erreur dûe à différence de hauteur de 2 à 10 m). Nos calculs n'ont montré aucune corrélation avec le module ou la direction du vent. En fonction de la stabilité (-z/L), les valeurs de σ_W/u_* sont inférieures à celles présentées par Panofsky *et al.* (77). Ces différences peuvent être interprétés en terme d'incertitude sur la mesure sonique et/ou sur l'écart entre la pression à 2m et à 10 m ou 30 m utilisée dans le calcul de θ pour L. Cependant,les mesures soniques montrent bien, figure 4.10 qu'en $z \to 0$, on retrouve $\sigma_W/u_* \approx$ 1,3. Pour le sodar, nous conservons la notion de σ_W extrapolé jusqu'à la surface (toujours en période convective, de ciel clair et sec) pour estimer une valeur de $\sigma_W(z \to 0)$. En période sans forte advection, nous pouvons alors estimer u_* à partir des profils sodar. Cette approche est bien sûr une grosse approximation, et le but de ce calcul est de tester dans quelle mesure les données sodar peuvent approcher les mesures turbulentes de l'anémomètre sonique à 10 m (servant ici de référence).
On note que cette extrapolation ne concerne pas tout le profil de σ_W, comme pour les calculs de Q_0, mais uniquement les deux premiers points (50 et 100 m), ce qui explique des différences que l'on pourra relever sur les résultats entre u_* et Q_0 par la suite sur le nombre de valeurs de résultats. Ce choix a été fait pour la prise en compte des effets de production dynamique près de la surface.
Ces calculs ont portés sur les journées M9, M10, M13 et M14. De ces quatre journées, seule M13 remplit les conditions minimales pour appliquer cette approximation. Pour tester les limites du calcul, nous l'avons effectué sur les quatres journées. L'advection de cumulus en M9 et les fortes advections synoptiques d'air plus chaud ou plus froid observées en M10 et M14 faussent le calcul

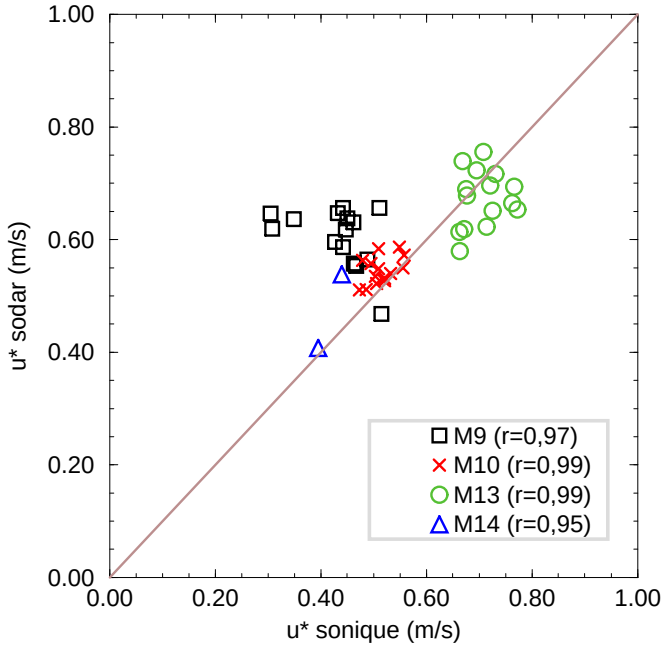


FIG. 4.11 – Comparaison sodar / sonique pour l'estimation de u_*

et peu d'extrapolations linéaires correctes sont possibles, figure 4.11.
Pour M13, u_* est bien estimé sur la période convective. Nous allons donc tester les limites de la méthode en appliquant ce type d'extrapolation à des zones temporelles où elle ne devrait pas l'être : sur toutes les données sodar, périodes stables et instables. Suivant le même principe, le calcul est effectué à Jussieu. On remarque, figure 4.11 que :

- Les résultats sont corrects, même pour des périodes où la méthode normalement ne s'applique pas. Cette journée est cependant un cas particulièrement 'idéal', très sèche et sans advection.
- Peu de différences dans le résultat avec les valeurs calculées à Jussieu et Palaiseau. C'est un résultat assez surprenant, mais il est possible que les hauteurs de rugosité plus fortes soient compensées par des mouvements d'air locaux plus intenses en milieu urbain. N'ayant pas d'autres mesures turbulentes, il est difficile ici de conclure définitivement.

4.5 Estimation du flux de flottabilité à la surface Q_0 par sodar

4.5.1 Paramétrisation du flux de flottabilité pour le sodar avec C_T^2

Dans la couche mélangée, on a la relation liant le C_T^2 à l'altitude de l'inversion (que l'on assimile ici à $\overline{h}$) :

$$C_T^2 z_i^{2/3}/\theta_*^2 \; = \; 2.7(\frac{z}{z_i})^{-4/3} \tag{4.11}$$

avec $\theta_* \; = \; \dfrac{-Q_0}{w_*}$ et w_* l'échelle de vitesse convective (définie dans le glossaire 170). De cette relation, et uniquement pour $0,3z_i < z < 0,7z_i$, Melas(90) donne :

$$Q_0 = 0.48 \left(\frac{g}{T}\right)^{1/2} \left(C_T^2\right)^{3/4} \; z \tag{4.12}$$

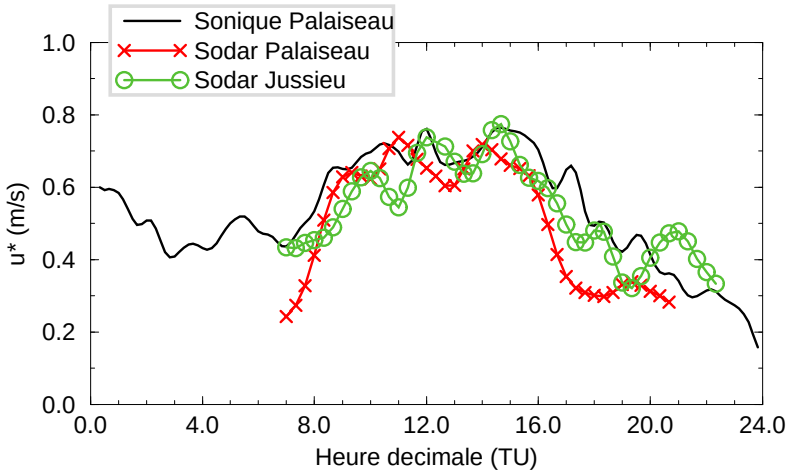


FIG. 4.12 – Estimation de u_* en M13 par sodar

Cependant, l'utilisation de cette relation nécéssite la connaissance précise de K_{Ct}. Comme nous l'avons vu précedemment, nos données ne nous ont permis d'estimer cette constante assez précisemment pour l'utiliser dans cette étude. Nous allons donc étudier par la suite la possibilité de restituer Q_0 par les mesures de σ_W.

4.5.2 Paramétrisation du flux de flottabilité pour le sodar avec σ_W

Nous reprenons ici la méthode exposé en détail au paragraphe 3.5.3.2 (p.48). De l'équation 3.7, Weill (80)*et al.* propose une extrapolation linéaire d'équation (valable uniquement en période instable et sèche) :

$$Y = \frac{\sigma_W^3}{z}\,\alpha^{-3/2}\,\frac{\overline{\theta}}{g} \tag{4.13}$$

avec $\alpha = 1,4$, une constante. Dans le cadre des analyses ECLAP, nous retenons cette méthodologie. Un exemple d'application de ce type d'extrapolation est présenté figure 4.13.

4.5.3 Comparaison des flux de flottabilité sodar / sonique

Nous appliquons la méthodologie décrite précédemment aux données sodar de Palaiseau pour la restitution de Q_0 en période convective. Pour les quatre journées M9, M10, M13 et M14 nous choisissons de faire une comparaison directe avec les données soniques à 30 m entre 10 h et 15 h TU. La figure 4.14 montre que le sodar sur-estime la détermination de Q_0, et ce, pour les quatres journées. Nous avons effectué une régression linéaire sur toutes les valeurs, et en première approximation, nous avons la relation entre le sodar et le sonic :

$$Q_0(\text{sodar}) = 0,86\ Q_0(\text{sonic}) - 0,92 \tag{4.14}$$

On note que la comparaison est relativement différente de celle précédemment effectuée sur les valeurs de σ_W à 50 m entre le sodar et le sonique. Les résultats sur la restitution de Q_0 sont moins bons que les comparaisons de σ_W. Cela s'explique par le fait que les comparaisons sur le σ_W étaient à iso-altitude, alors que l'estimation de Q_0 est effectuée par extrapolation linéaire sur des profils verticaux. L'erreur engendrée est donc forcément plus importante, les profils de σ_W par sodar étant verticalement très fluctuants.

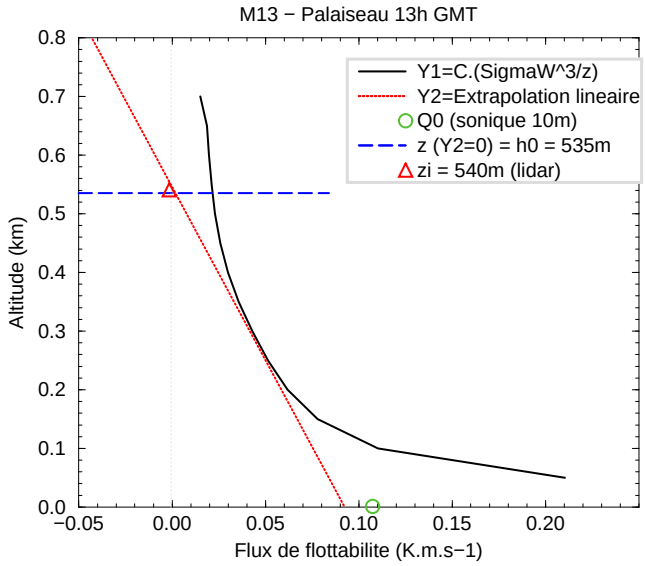


FIG. 4.13 – Exemple d'extrapolation linéaire de σ_W^3/z pour M13 à 13h (GMT)

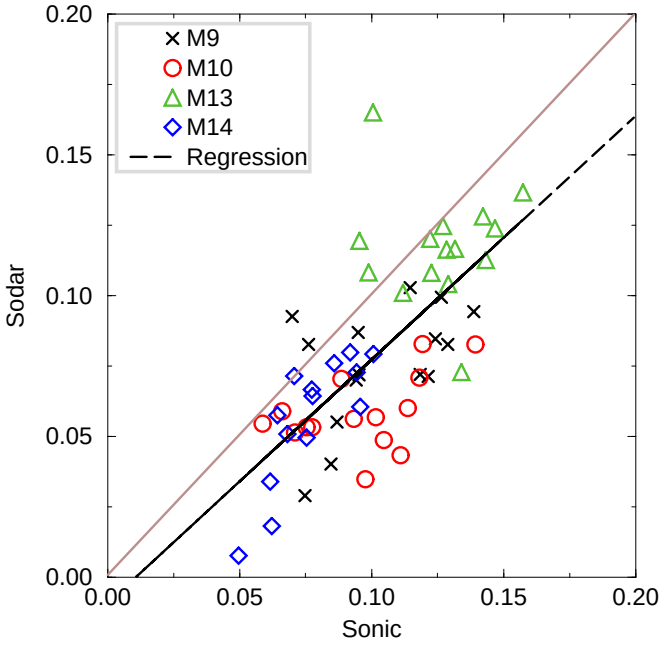


FIG. 4.14 – Comparaison sodar / sonique pour les POI 9 et 10. Les symboles représentent les valeurs comparées de Q_0 en K m s^{-1}.

4.6 Comparaisons des paramêtres turbulents entre Jussieu et Palaiseau par sodar

Les résultats précédents ont montrés que les valeurs mesurées par le sodar étaient tout à fait valables. Nous allons donc directement comparer des mesures de σ_W entre le milieu urbain et

rural.
Après cette comparaison, nous allons appliquer la paramétrisation de Weill *et al.* (80) pour l'estimation du flux de flottabilité surfacique Q_0 à Jussieu et Palaiseau.

4.6.1 Comparaison de σ_W à z = 50m

La comparaison entre les mesures de σ_W à 50 m sont effectuées pour les journées M9, M10, M13 et M14, toutes périodes de stabilité confondues. Les mesures de turbulence montrent des valeurs nettement supérieures à Jussieu qu'à Palaiseau : le site urbain est donc plus turbulent que le site rural, avec un coefficient de corrélation r=0,73. Une régression linéaire effectuée sur touts ces mesures donne la relation entre Jussieu et Palaiseau :

$$\sigma_W(\text{Jussieu}) = 0,72\ \sigma_W(\text{Palaiseau}) + 0,25 \tag{4.15}$$

Ces différences globales montrent des valeurs plus importantes à Jussieu de l'ordre de 25 %. Cependant, cette valeur moyenne ne reflète pas les différences pouvant apparaitre en fonction de la stabilité atmosphérique. Nous avons donc effectué cette comparaison sur les périodes avant 10 h, de 10 h à 15 h et après 15 h. On relève peu de différences en fonction de la stabilité : on note juste qu'en période stable, les différences sont plus fortes qu'en milieu instable, mais ces différences ne sont pas très importantes. Ce phénomène peut s'expliquer par le milieu urbain qui est globalement moins stable que le milieu rural, où plus de turbulence est observée. Les régressions linéaires effectuées donnent les relations :

- En période stable (de 0 à 6h et de 15h à 24h) (r=0,62) :

$$\sigma_W(\text{Jussieu}) = 0,67\ \sigma_W(\text{Palaiseau}) + 0,25 \tag{4.16}$$

- En période instable (de 10h à 15h) (r=0,75) :

$$\sigma_W(\text{Jussieu}) = 0,68\ \sigma_W(\text{Palaiseau}) + 0,3 \tag{4.17}$$

4.6.2 Comparaison de σ_W à z = 300m

Comme nous l'avons vu lors de la présentation des instruments, le premier point de mesure sodar est le résultat d'un pré-traitement de la part de la société Remtech (constructeur du sodar). L'intérêt de l'altitude à 50m est la présence de la mesure dans la couche de surface. Nous allons confirmer le résultat précédent en effectuant la même comparaison à z = 300m. La même tendance st observée : les valeurs de σ_W sont plus fortes à Jussieu qu'à Palaiseau, en z=300m, figure 4.16. De plus, et comme en z=50m, on note que les différences sont plus marquées en période stable : le milieu urbain est donc plus turbulent en période stable, mais cette remarque est valable pour toute la couche nocturne stable, et pas seulement pour la couche de surface.

- En période stable (de 0 à 6h et de 15h à 24h) (r=0,64) :

$$\sigma_W(\text{Jussieu}) = 0,58\ \sigma_W(\text{Palaiseau}) + 0,39 \tag{4.18}$$

- En période instable (de 10h à 15h) (r=0,71) :

$$\sigma_W(\text{Jussieu}) = 0,73\ \sigma_W(\text{Palaiseau}) + 0,24 \tag{4.19}$$

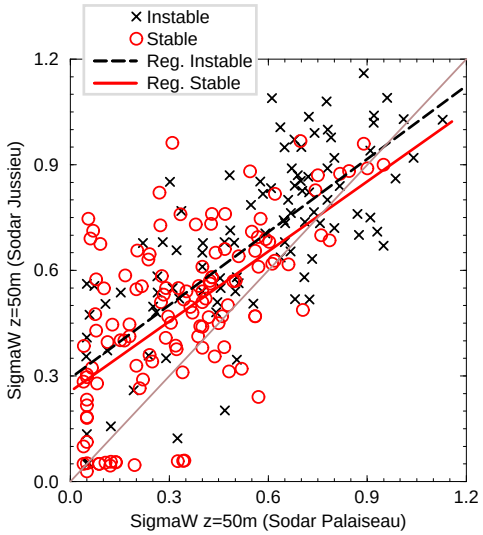


FIG. 4.15 – σ_W à 50 m

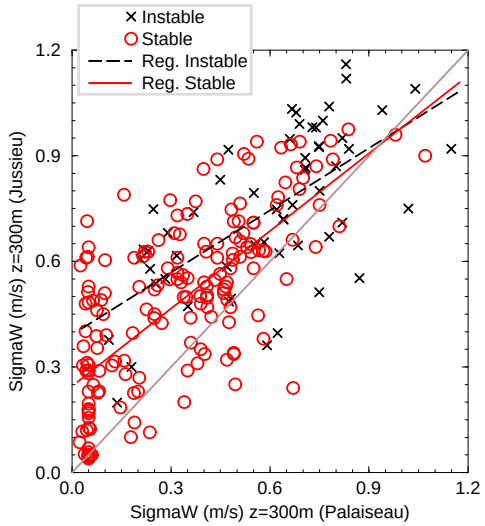


FIG. 4.16 – σ_W à 300 m

4.6.3 Comparaison de Q_0 à Jussieu et Palaiseau

Les extrapolations linéaires sont appliquées sur les profils de σ_W^3/z pour les journées M9, M10, M13 et M14 en période convective uniquement (ici de 10 h à 15 h). Pour les quatres journées, nous présentons les comparaisons sous la forme d'un histogramme : la différence Q_0(Urbain)-Q_0(Rural) est présentée par le nombre d'observations pour chacune des valeurs calculées, par classe de 0,01 K m s^{-1}. Sur la figure 4.17, la différence nulle est représentée par un trait grisé. On voit nettement que les flux urbains sont plus importants que les flux ruraux et ce, pour une valeur moyenne de $\approx$ 0,04 K m s^{-1}, c'est à dire $\approx$ 50 W m^{-2}. Ce résultat sera dans la suite utilisé pendant les simulations sous la forme d'une contribution anthropique au flux de chaleur à la surface. Cette différence n'est pas totalement due aux flux de chaleur anthropique et pour les simultions, nous conserverons un apport urbain de 30 W m^{-2}. Le calcul des valeurs moyennes de Q_0 à Jussieu et Palaiseau sur les quatre journées sont reportées dans le tableau 4.2. Ces valeurs sont assez dispersées et montrent les difficultés d'application de la paramétrisation lorsque l'on est plus en condition d'advection faible et en ciel clair et sec. La seule valeur réellement représentative ici est le résultat de M13, montrant que l'on a en moyenne des flux urbains plus importants de l'ordre de $\approx$ 25 %.

Jour	$\overline{Q_0}$ Jussieu (K m s^{-1})	$\overline{Q_0}$ Palaiseau (K m s^{-1})	$\overline{Q_0}$(J)-$\overline{Q_0}$(P) (K m s^{-1})	$\frac{(\overline{Q_0}(J)-\overline{Q_0}(P))}{\overline{Q_0}(P)}$
M9	0,098	0,074	0,024	0,32
M10	0,121	0,100	0,021	0,21
M13	0,143	0,114	0,029	0,25
M14	0,103	0,057	0,046	0,80

TAB. 4.2 – Résumé des valeurs moyennes de Q_0 par sodar

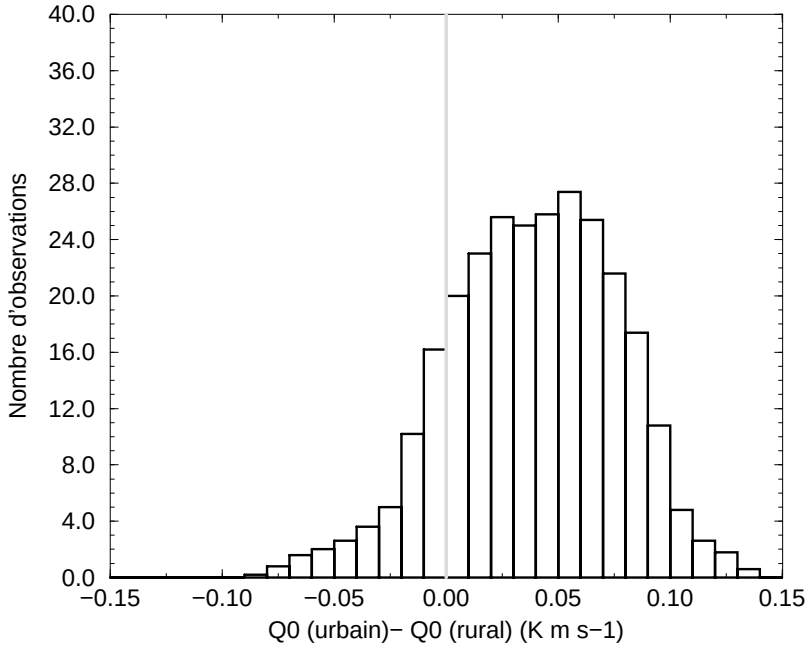


FIG. 4.17 – Histogramme de comparaison Q_0 entre les sodars de Jussieu et Palaiseau

4.7 Estimation du flux de flottabilité à la surface Q_0 par lidar

4.7.1 Paramétrisation employée

Nous nous appuyons sur la paramétrisation proposée par Tennekes (73) et Driedonks (82) pour une couche convective. La première hypothèse est la linéarité du flux de flottabilité dans la couche mélangée (période convective marquée). Le profil de température potentielle virtuelle θ_v présente, en première approximation, un 'saut' $\Delta\theta_v$ au sommet de la couche mélangée, marquant l'altitude de l'inversion de température (assimilée à $\overline{h}$ en période convective). Au dessus de cette inversion, le gradient de θ_v est considéré comme constant et positif, et est noté γ_v.

La paramétrisation se décompose en deux équations principales :

$$\begin{cases} \dfrac{d}{dt}\Delta\theta_v &= \gamma\left(\dfrac{dh}{dt} - \overline{w_h}\right) - \dfrac{1}{h}\left(\overline{\theta w_{v0}} - \overline{\theta w_{vh}}\right) \\ \overline{\theta w}_{vh} &= -\Delta\theta_v\left(\dfrac{dh}{dt} - \overline{w_h}\right) \end{cases} \tag{4.20}$$

avec $\overline{w_h}$ la vitesse verticale synoptique, et $\gamma = \dfrac{\partial\theta_v}{\partial z}$.
Les profils "idéalisés" sont schématisés figure 4.18. La première équation du système 4.20 correspond à l'évolution temporelle de $\Delta\theta$, la seconde représente le flux d'entrainement à l'inversion. On fait l'approximation que le rapport des flux A_{RV} est constant tel que :

$$A_{RV} = \frac{-\overline{\theta w_{vh}}}{\overline{\theta w_{v0}}} \tag{4.21}$$

où l'on note $-\overline{\theta w_{vh}}$ et $-\overline{\theta w_{v0}}$ les flux de chaleur au sommet de la couche mélangée (indice h) et à la surface (indice 0). On suppose de plus que l'atmosphère est sèche et l'on garde $\theta_v \approx \theta$. En

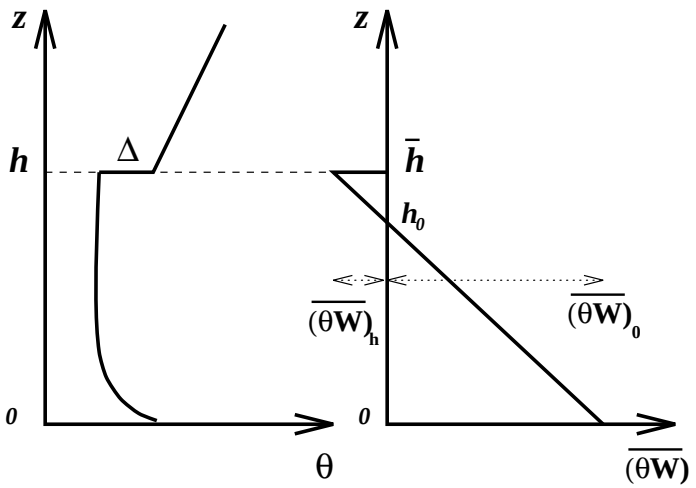


FIG. 4.18 – Paramétrisation du flux de chaleur surfacique

supposant, de plus, que w_h est négligeable devant les autres termes, on obtient, par combinaison des deux équations du système 4.20, la valeur du flux de flottabilité (Q_0 en K m s^{-1}) tel que :

$$Q_0 = -\overline{\theta w_0} = \left(\frac{\gamma\, h}{(1+2A_{RV})}\right)\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right) \tag{4.22}$$

Pour l'étude des cas ECLAP, la seule inconnue restante est γ. La valeur de γ correspond au

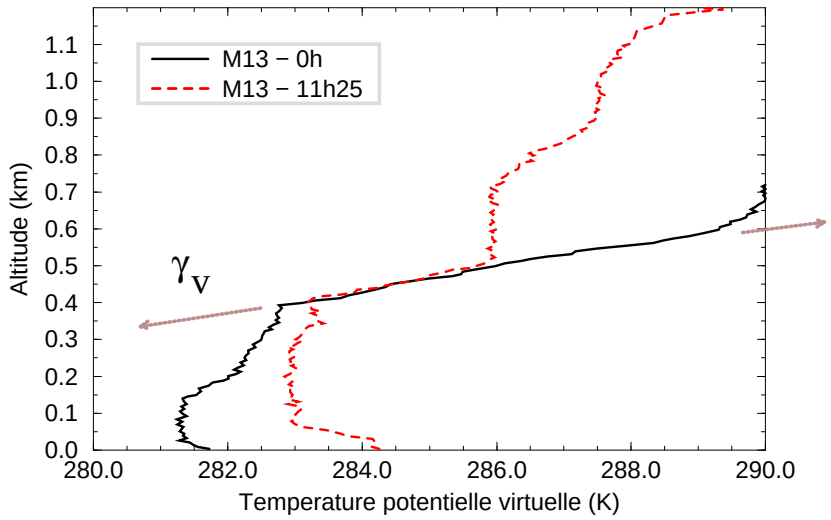


FIG. 4.19 – Exemple de gradient vertical γ utilisé pour la restitution de Q_0 par lidar. Les deux profils de 0h et 11h25 en M13 montrent la forte valeur du gradient, correspondant à l'inversion à éroder

gradient de θ juste au dessus de l'inversion. Il correspond à la quantité de chaleur qu'il faut apporter pour éroder l'inversion. Ce gradient n'est pas constant et nous utiliserons les sondages de Trappes pour son estimation. La figure 4.19 montre un exemple de γ sur deux sondages de M13 à 0h et

11h25. Le gradient est très important, décrivant la quantité de chaleur à apporter pour éroder la forte inversion présente à 400m La figure 4.20 illustre l'estimation de la vitesse d'entrainement

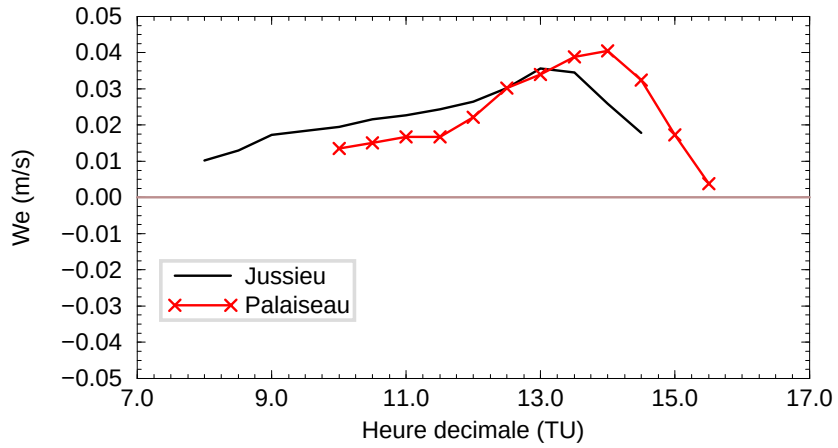


FIG. 4.20 – Calcul de la vitesse d'entrainement w_e (m s^{-1}) pour le 13 Mars 95 à Jussieu et Palaiseau

w_e (m s^{-1}) à partir de l'évolution temporelle de la hauteur de la CLA calculées avec les lidars de Jussieu et Palaiseau. Le taux de croissance est plus régulier à Jussieu et l'on note une accélération à Palaiseau à partir de 12h. Les évolutions temporelles sont cependant proches, et la fin de la période convective apparait pour les deux sites vers 15 h.

4.7.2 Application aux mesures

A partir de la paramétrisation de Tennekes (73) et Driedonks (82), nous allons estimer la valeur du flux de flottabilité Q_0 par les lidars. Pour cela, nous utilisons les résultats :

- Les valeurs de hauteur moyenne de la couche limite $\overline{h}$ calculées avec les mesures lidars
- Les valeurs des vitesses d'entrainement w_e calculées en période convective à partir du taux d'évolution temporel de $\overline{h}$.
- Les valeurs de gradients moyens de température potentielle au dessus de la CLA, relevés sur les radiosondages de Trappes.

Les flux sont calculés en période convective uniquement, et nous comparons les valeurs calculées à celles précédemment par les données sodar.
Que ce soit pour le site de Jussieu ou Palaiseau, on relève une importante sous-estimation des flux lidars par rapport aux flux sodars, figure 4.21. Des régressions linéaires effectuées sur les valeurs comparées pour les journées M9, M10, M13 et M14. Les coefficients de corrélation déduits pour l'ensemble des mesures sont respectivemment de r=0,52 à Jussieu et r=0,45 à Palaiseau. Les mesures sont assez dispersées et cela nous montre les limites de la paramétrisation. On peut expliquer ces résultats par, principalement, des gradients γ très changeants en fonction des heures : les sondages montrent de nombreuses pentes différentes entre deux sondages successifs, correspondant à des taux d'entrainement de la couche limite très différents pour des périodes de l'ordre de la dizaine de minutes. Le manque de précision sur le suivi temporel de ces gradients est directement reporté sur le résultat.
Dans la suite, nous nous référerons donc, de préférence, aux résultats de flux par sodar à Jussieu, et par sodar et anémomètre sonique à Palaiseau.

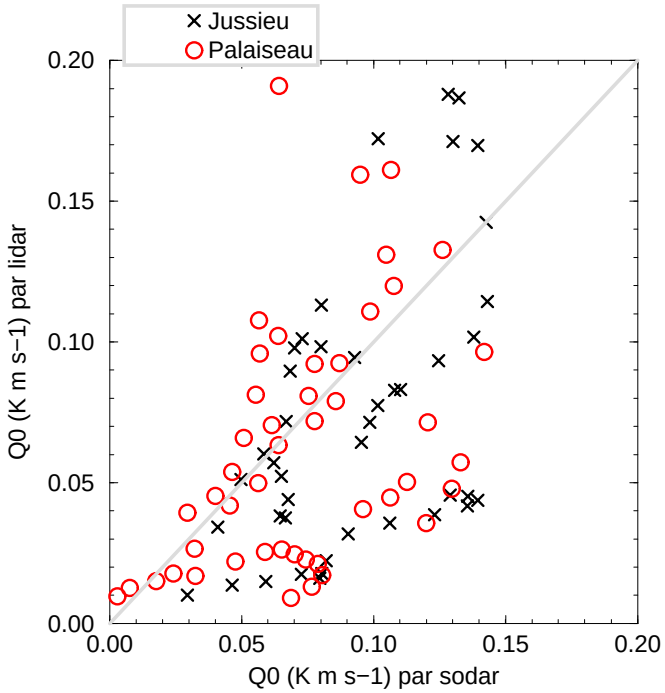


FIG. 4.21 – Comparaison des estimations de Q_0 par lidar et sodar

4.8 Estimation de la transmission atmosphérique par lidar

Nous estimons ici la transmission atmosphérique par le lidar et les stations pyranomètres, selon les méthodes suivantes :

- Les profil inversés lidar permettent de restituer le profil d'extinction particulaire α_p. Pour toutes les données disponibles lidar de Jussieu et Palaiseau, nous intégrons ces profils, pour en déduire la transmission atmosphérique T_p (voir Annexe B.1.4, p.181).
- Par les mesures des stations Ramsès, la transmission est calculée à partir des mesures de rayonnement solaire incident à la surface $K_R\downarrow$ et par la relation du flux solaire incident $K\downarrow$ suivante (Stull (88)) :

$$K\downarrow = S\, T_K\, sin\Psi \tag{4.23}$$

avec la constante solaire S= -1370 W m^{-2}, une constante de transmission que nous prenons ici T_K=1 et un angle de correction, Ψ (^{o}), variant en fonction de l'heure de la journée. On a alors la transmission telle que :

$$T_p = \frac{K\downarrow}{K_R\downarrow} \tag{4.24}$$

Ces deux valeurs de transmission atmosphérique peuvent alors être directement comparées en fonction de l'heure et pour chacun des sites. Cette comparaison directe va nous permettre de jauger de la qualité des calculs de profils d'extinction lidars effectués, paramètres délicats à estimer. dans l'ensemble, nous notons que les comparaisons sont très bonnes et il est donc possible de calculer de manière fiable la transmission atmosphérique par lidar en milieu urbain. Les comparaisons entre la transmission lidar et les données Ramsès sont excellentes à Jussieu pour les deux journées

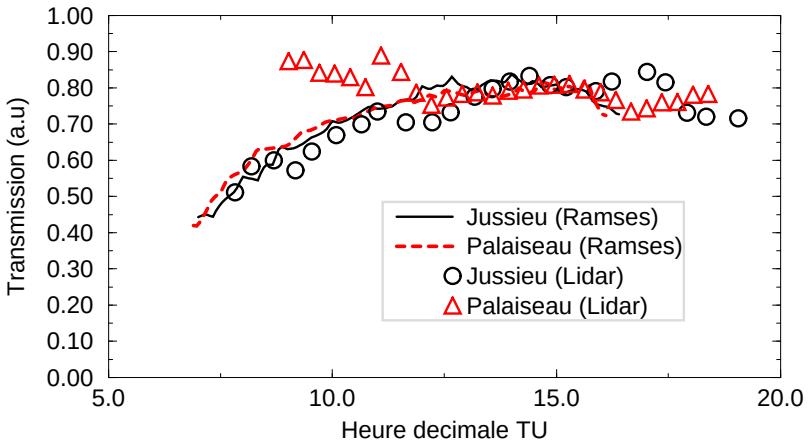


FIG. 4.22 – Comparaison des transmissions calculées à partir de données pyranomètres et lidar pour M13

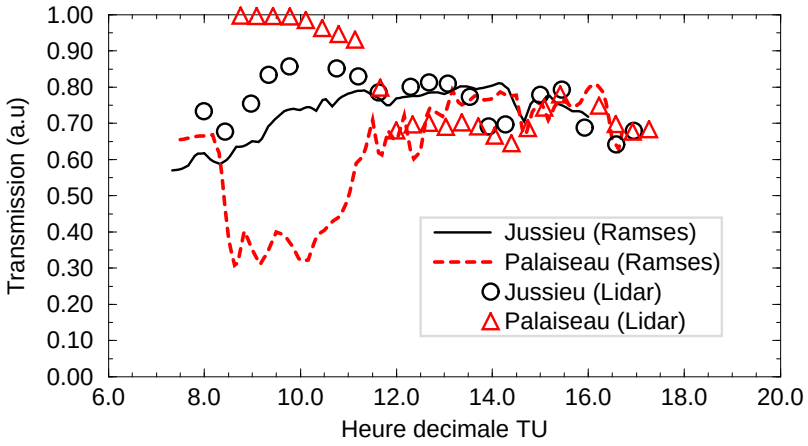


FIG. 4.23 – Comparaison des transmissions calculées à partir de données pyranomètres et lidar pour M14

illustrées ici, M13 et M14. A Palaiseau, des différences apparaissent, essentiellement dues à un brouillard matinal observé pour les deux matinées. Les pyranomètres de surface sont influencés par le brouillard, mais pas le lidar dont les premières mesures sont valides au dessus de cette couche mince de brouillard.

4.9 Comparaisons lidar et données Airparif

Le lidar rétrodiffusion peut mesurer, de par sa longueur d'onde d'émission de 0,532 μm, les particules dont la taille varie de 0,1 à 10 μm. Les émissions automobiles produisent des poussières, des monoxydes d'azote. On peut donc corréler ces émissions de particules, détectées par le lidar, et les émissions de particules atmosphériques mesurées par les stations de surface. Ces comparaisons ne seront effectuées ici que pour le milieu Parisien, aucune mesure de pollution de proximité n'étant effectuée sur un site comme Palaiseau (ou proche). Il est clair que nous comparons deux

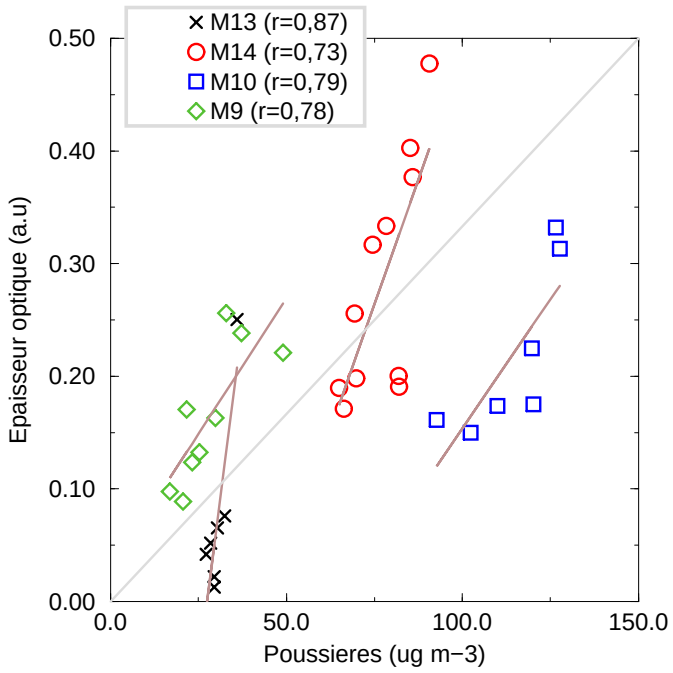


FIG. 4.24 – Comparaison des épaisseurs optiques estimées par lidar et des mesures de poussières Airparif

mesures très différentes : les mesures ne sont valides qu'à partir de 150 m, et les mesures de pollution sont effectuées à la surface : en période instable, le mélange turbulent transporte verticalement les particules de la surface vers des altitudes supérieures, et par continuité, on doit logiquement retrouver des variations temporelles communes.
L'épaisseur optique est calculée par lidar par intégration verticale du profil d'extinction particulaire (la contribution moléculaire étant supprimée, le résultat est donc représentatif du contenu particulaire dans la couche limite). On va comparer ces résultats aux mesures de poussières mesurées par les stations de surface d'Airparif à la Tour Eiffel (seules mesures disponibles sur le site Parisien).
On remarque, figure 4.24, que l'on retrouve des corrélations assez bonnes, mais différentes pour chaque journée. Les corrélations montrent que les pics majeurs de poussières à la surface sur chaque journée peuvent être corrélés aux horaires des valeurs les plus fortes d'épaisseur optique. Les différences entre les journées sont le reflet de la dynamique de la CLA, elle-même différente pour chacune des journées, mais aussi de la taille des particules mesurées en fonction de la transmission atmosphérique. Il ne peut exister de corrélation inter-journées, les quatre cas étudiés étant le reflet de comportements turbulents, d'évolution de la couche mélangée totalement différents. Ces résultats montrent qu'une étude spécifique à ce problème doit être effectuée pour établir des relations plus précises.

4.10 Conclusion

Les méthodologies présentées dans ce chapitre ont pour but de restituer des paramêtres secondaires de la CLA, non mesurés directement par les instruments utilisés pendant ECLAP.

- Des comparaisons directes entre le sodar et les anémomètres soniques à Palaiseau ont montré une sous-estimation globale des mesures turbulentes par sodar en période diurne.

- Des comparaisons directes entre les deux sodars de Paris et Palaiseau ont montré que la couche de surface urbaine était plus turbulente que la couche de surface rurale. Les différences les plus marquées apparaissent en période nocturne, où le milieu rural est stable, alors que le milieu urbain montre des caractéristiques neutres, voire instables.
- La restitution des flux surfaciques n'est possible qu'en période convective à partir de mesures de télédetection. La paramétrisation de Weill *et al.* (80) donne de bons résultats pour des périodes sans advection uniquement, ce que nous avons vérifié sur quatre journées différentes. La paramétrisation de Driedonks (82) utilisée sur des mesures lidar donne des résultats dispersés et parait difficilement utilisable, dans notre cas, pour l'analyse des résultats.
- En période convective et sèche, nous avons montré que nous pouvions, en première approximation, estimer correctement la vitesse de rugosité u_*.
- L'inversion de profils lidar, pour la restitution de profils d'extinction a montré que l'on pouvait très correctement estimer la transmission atmosphérique. L'intégration de ces profils a de plus montré que l'épaisseur optique mesurée par lidar pouvait être qualitativement corrélée aux mesures du contenu total en particules de surface d'Airparif.
- Les mesures turbulentes des anémomètres soniques nous ont permis d'évaluer les hauteurs de rugosité, paramètres indispensables pour les simulations de la couche de surface. Nous avons montré que ces hauteurs n'étaient pas constantes en un lieu donné, mais directement dépendantes de la direction du vent (en fait de l'influence de la topographie sur le vent). Ces estimations nous ont permis de comparer différentes paramétrisations de la couche de surface utilisées dans des modèles méso-échelles, en prévision de nos simulations avec Mercure.

Les résultats obtenus dans ce chapitre seront par la suite utilisés pour l'analyse de périodes choisies de la campagne ECLAP, présentées au chapitre 5. Des comparaisons pourront être effectuées avec les situations simulées au chapitres 6 et 7.

Chapitre 5

Analyse des résultats

5.1 Introduction

La mise en place de différentes méthodologies d'analyse des données sur les différents instruments nous a permis de restituer les paramêtres recherchés. Nous allons, dans ce chapitre, faire un bilan de tous les processus dynamiques et thermiques qui ont guidé l'évolution de la CLA pour deux POI particulières : la POI 9, comprenant les 9 et 10 Mars 95, et la POI 10, comprenant les 13 et 14 Mars 95.

Ces deux POI étant temporellement proches, nous débutons cette analyse par une approche synoptique sur l'ensemble de la période. Puis, nous caractérisons chacune des journées par une approche synthétique de toutes les mesures et résultats obtenus par les paramétrisations décrites précédemment.

Pour chacune des journées analysées, nous présentons une première approche sur l'ensemble de la journée par des comparaisons de gradients verticaux de θ à la Tour Eiffel (pour le milieu urbain) et à Saclay (pour le milieu rural) permettant de cerner rapidement les grandes périodes de stabilité et d'instabilité dans la couche de surface. Puis, une étude de profils de θ (mesurés par sondages à Trappes) va permettre d'avoir une vision d'ensemble des conditions synoptiques, valables pour les deux sites. Lors de transitions particulières (advection d'air chaud ou froid, passages de cumulus etc...), une attention particulière sera portée sur les mesures de vent dans la couche de surface et la base de la couche mélangée par l'analyse des données sodar. Les résultats des hauteurs de la CLA (calculés par lidar et sodar), et les mesures et paramétrisations des flux de chaleur sensible surfaciques (par anémomètre sonique et sodar) seront comparés entre les deux sites.

On notera que certains résultats de mesures sont évoqués dans ce chapitre mais non présentés. Pour la plupart, nous les présentons directement lors de la comparaison mesures / simulations dans le chapitre 6.

5.2 Approche globale sur les POI 9 et 10

Cette approche globale va se porter sur les mesures représentatives de phénomènes en dehors de la couche limite, mais dont l'influence sera nettement visible sur les analyses. Pour ces mesures, une comparaison inter-journées est donc préférable, de manière à décrire les grandes différences entre les périodes analysées. Nous présentons donc ici :

- La nébulosité fractionnaire, donnant une vue d'ensemble de toute l'épaisseur de l'atmosphère en terme de quantité nuageuse, et donc d'intensité de l'ensoleillement dans la CLA

- Le vent géostrophique, révélateur des différences de pression à la surface, pilotant les advections synoptiques dans la CLA
- Les mesures des flux solaires et infrarouges, premières quantifications des différences entre les milieux urbains et ruraux
- L'évolution temporelle des mesures de pollution urbaine à la surface, que nous pourrons comparer par la suite à la dynamique de la CLA

Les analyses météorologiques étant présentées par la suite, journée par journée, cette approche globale va permettre de comparer les périodes entre-elles. Les comparaisons de ces phénomènes globaux avec la couche limite seront effectuées indépendamment pour chaque journée par la suite.

5.2.1 La nébulosité fractionnaire

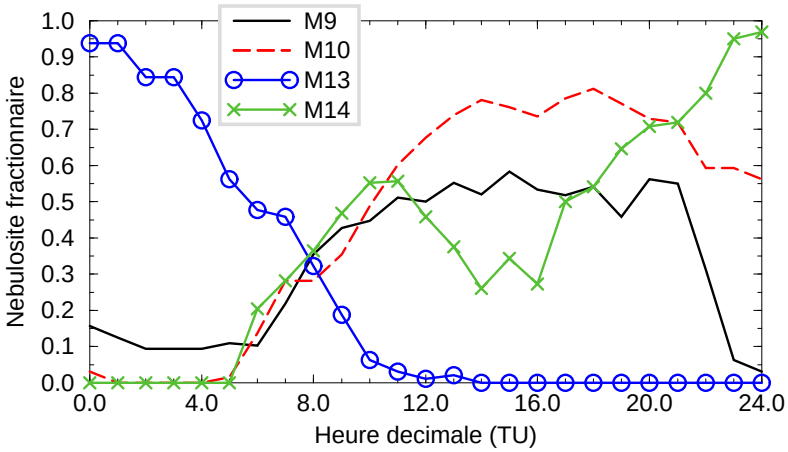


FIG. 5.1 – Séries chronologiques des nébulosités fractionnaires observées et utilisées dans Mercure

La nébulosité a été mesuré par les stations sols Météo-France, et est représentatif d'une moyenne sur la région Parisienne, par heure. La figure 5.1 présente les valeurs de nébulosité fractionnaire pour M9, M10, M13 et M14. En M9, l'advection nuageuse observée juste au-dessus de la CLA se retrouve par une augmentation de la nébulosité de 0,1 à 0,6 de 7h à 12h. Pour M10 et M14, une forte nébulosité est aussi mesurée à partir de 6h, atteignant de très larges valeurs en phase convective : cette baisse de rayonnement fait partie des causes du faible développement de la CLA sur ces deux journées. A contrario, M13 dont le développement diurne correspond à un ciel clair et sec (observé par lidar), il est intéressant de mesurer une nébulosité quasi-unitaire pendant la nuit : cela explique les très fortes valeurs de flux infrarouge incident observées par les stations Ramsès à Palaiseau et Jussieu de 0h à 4h.

5.2.2 Le vent géostrophique pour les POI 9 et 10

La connaissance des valeurs de pression de surface nous a permis d'établir des tendances de vent géostrophique à la surface pour les POI 9 et 10. Pour cela, les données des stations d'Alençon, Troyes, Orleans et Beauvais permettent de calculer des gradients horizontaux de pression et d'en déduire les valeurs de U_g et V_g en fonction du temps, figure 5.2. On peut classer ces mesures en deux premiers groupes : les mesures des journées M9 et M14 montrent une grande variabilité temporelle, alors que M10 et M13 sont quasiment invariantes. D'autre part, on note globalement

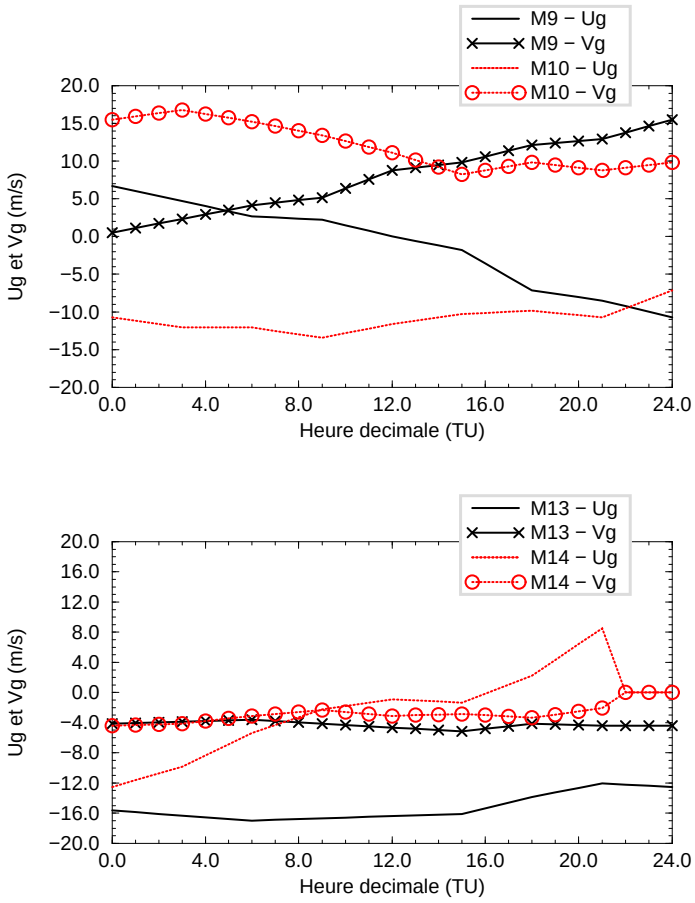


FIG. 5.2 – Valeurs de U_g et V_g pour M9, M10, M13 et M14 par stations Météo-France

de très forts gradients de pression horizontaux pendant la POI 9 (en particulier pour M10), et plus faibles pour la POI 10 (en particulier pour M14). Comme nous le verrons dans la suite, journée par journée, la connaissance de ces phénomènes synoptiques expliqueront en grande partie tous les phénomènes méso-échelles observés.

5.2.3 Les flux solaires et infrarouges

A partir des données pyranomètres, nous pouvons étudier sur la région Parisienne si les mesures sont en accord avec les hypothèses suivantes :

- Le flux infrarouge incident est plus important en ville qu'en milieu rural, et ce d'une valeur moyenne de 30 % (Rouse *et al* (73)). Cette mesure est confirmée par Estournel (83) qui note une différence de 20 à 30 W m^{-2} sur des mesures effectuées à Toulouse. Ce phénomène peut s'expliquer par un chauffage des aérosols urbains par le flux solaire incident, augmentant ainsi le flux infrarouge.
- Le flux solaire incident mesuré est plus faible en milieu urbain que rural. La présence d'aérosols va atténuer la transmission atmosphérique et réduire la mesure de ce flux en surface en milieu ubain.
- Le flux infrarouge émis par la surface est plus faible en milieu urbain que rural. La cause principale est le type de surface, et la mesure est très sensible à des différences d'émissivité. L'émis-

sivité étant plus faible en ville, les flux infrarouges eux-mêmes seront moindre.

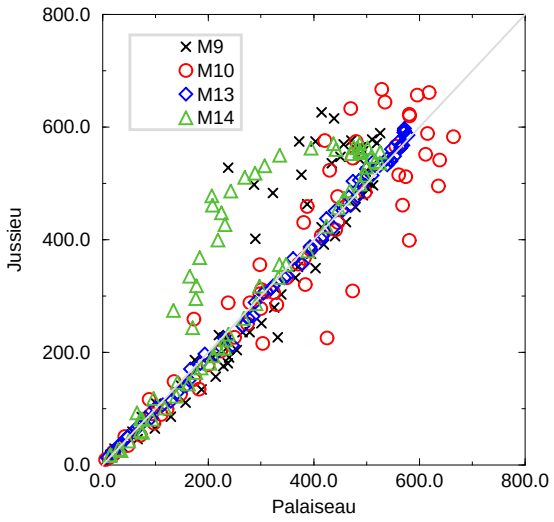


FIG. 5.3 – Comparaison des flux solaires incidents mesurés à Jussieu et Palaiseau pour M9, M10, M13 et M14

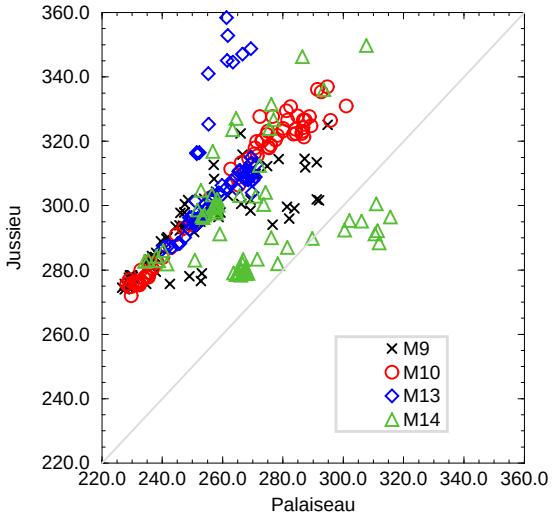


FIG. 5.4 – Comparaison des flux infrarouges incidents mesurés à Jussieu et Palaiseau pour M9, M10, M13 et M14

Malheureusement, aucune mesure n'a été enregistrée à Jussieu pour les flux solaire et infrarouge réfléchis : nous ne sommes donc pas en mesure de faire des comparaisons entre les deux sites.
La comparaison Jussieu/Palaiseau, figure 5.3 montre de faibles différences sur les mesures de flux solaire incident. A l'opposé du résultat attendu, les seules différences importantes montrent des flux solaire urbains plus importants que ruraux : en M14, à 10h, les pyranomètres mesurent des valeurs extrèmes de 200 W m^{-2} à Palaiseau et 480 W m^{-2} à Jussieu. Cette différence s'explique principalement par la mince couche de brouillard observée sur le site de Palaiseau, tous les matins, jusquà 12h et qui pertube la mesure au sol. Plus généralement, des différences négligeables sont observées entre les deux sites, et ne reflètent pas la présence d'aérosols dont la taille pourrait atténuer le flux urbain.
Les différences de flux infrarouge incidents entre les deux sites sont importantes, figure 5.4. Comme nous l'avons vu précédemment, des problèmes instrumentaux ont été identifiés sur les capteurs de Jussieu, et il n'y a aucune certitude sur ces mesures. Nous présentons ici une comparaison, mais avec toute la prudence qu'impose cette incertitude instrumentale. On note que la mesure de Jussieu est de $\approx$ 40 W m^{-2} plus importante qu'à Palaiseau. Ce qui est de l'ordre de ce qui est généralement relevé dans la littérature (Oke (87)). Malgré ces remarques, et par prudence, nous n'utiliserons pas ces valeurs de flux infrarouge à Paris pour les comparaisons avec les simulations Mercure.

5.2.4 Mesures de pollution de surface

Nous allons caractériser ces quatre journées en terme de mesures de pollution de surface par le suivi temporel des mesures de NO_x à la Tour Eiffel. Pour les quatres journées, on observe des pics caractéristiques aux horaires de fortes activités anthropiques, figure 5.5. Pour aucune de ces quatre journées, le seuil d'alerte n'est atteint ni pour le NO, ni pour le NO_2 (les mesures présentées sont la somme des contributions de NO et NO_2 et ne sont pas représentatives d'une notion de seuil

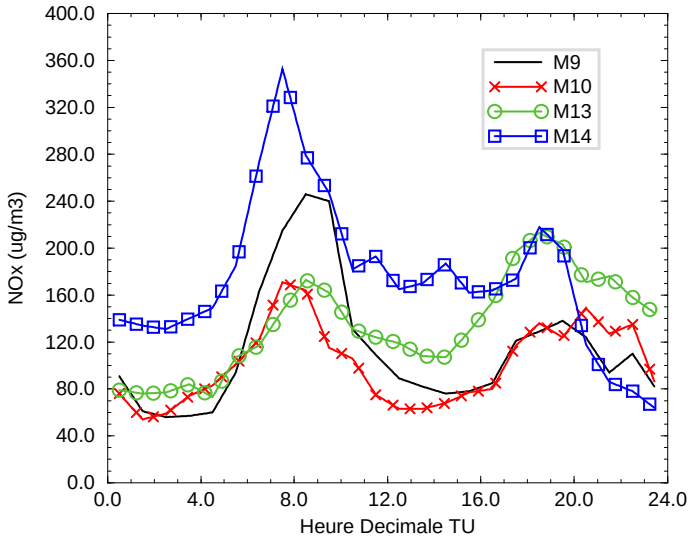


FIG. 5.5 – Evolution temporelle des 'NO$_x$' (NO+NO$_2$) pour les journées M9, M10, M13 et M14 mesurés à la Tour Eiffel

d'alerte). On note que ces quatre journées présentent des comportements radicalement différents :

- La journée M9 présente un des deux plus importants pics (240 μg m^{-3}), toutes mesures confondues, à 8h. Ce pic est matinal et la concentration en NO$_x$ chute à 11h, horaire de la formation rapide de cumulus sur la région Parisienne. La fin de la journée montre alors des concentrations les plus faibles observées.
- Malgré un faible développement de la CLA, les concentrations mesurées en M10 sont les plus faibles de ces quatre journées : cette journée ne correspond pas à un problème de pollution, mais comme nous le verrons, à un phénomène atypique de dynamique de la CLA.
- La journée M13, tout comme M10, montre des valeurs relativement faibles de mesures de NO$_x$. Contrairement aux autres journées, on observe ici une augmentation relative de la concentration en fin de journée. La situation anticyclonique observée ne correspond pas à un pic de poluution, mais à sa mise en place.
- La journée M14 montre les plus fortes valeurs observées pour ces deux POI avec un maximum global de 350 μg m^{-3} relevé à 7 h. Une advection synoptique va, en partie, transporter ces polluants en dehors de la zone de mesure, pour atteindre des concentrations très faibles en fin de journée.

En conclusion, on note que l'activité anthropique apparait de manière évidente sur ces quatres journées, avec globalement des pics plus importants en matinée qu'en soirée. Ce phénomène sera précisé pour chaque jour dans la suite en fonction de la structure verticale de la CLA observée.

5.3 Résultats des analyses pour la POI9

Cette période d'observation intensive est composée des 9 et 10 Mars 95. Cette période est marquée par de longs passages nuageux dans la journée M9 et par des conditions de ciel clair et sec pour M10. On étudie donc ici l'installation d'une situation propice à l'observation d'événements de pollution en région Parisienne, en M10, malgré des conditions météorologiques la veille, en M9, ne le laissant pas présager.

5.3.1 Étude du 9 Mars 95

L'intérêt de l'analyse de cette journée est la compréhension de la dispersion des fortes quantités de polluants mesurés en matinée. Cette dispersion correspond temporellement à une advection rapide de cumulus, au dessus de la CLA, contribuant à l'accélération de son développement. Dans une configuration de vent de Sud (Est puis Ouest), le milieu urbain n'a pas d'influence sur le milieu rural pendant cette journée.

5.3.1.1 Étude de la stabilité atmosphérique en M9

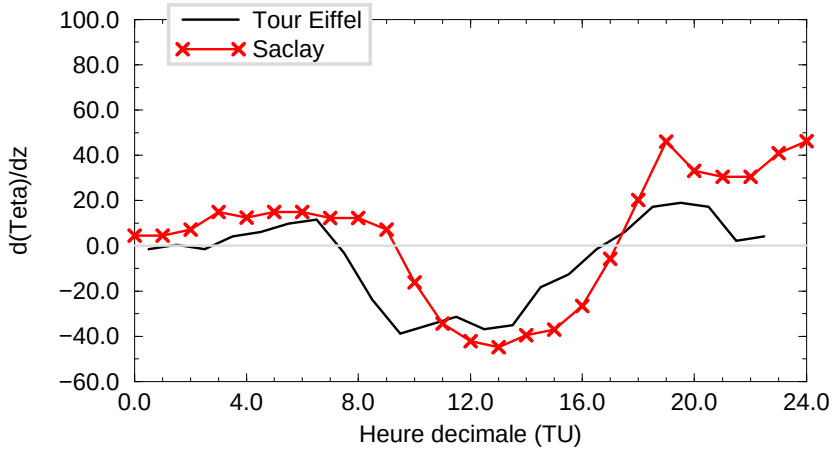


FIG. 5.6 – Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M9

De 0h à 8h et de 17h à 24h, l'atmosphère urbaine est moins stable (voire neutre vers 0h) que la rurale. Comme nous le verrons aussi pour les autres journées, la couche de surface rurale reste stable beaucoup plus longtemps que l'urbaine : le passage matinal à la neutralité s'effectue à 7h30 à Paris et 10h à Saclay. Au contraire, le passage à la neutralité en fin d'après-midi apparait aux mêmes heures sur les deux sites, 17h30 (figure 5.6).
En conclusion, si les périodes stables sont plus marquées en milieu rural, les périodes instables sont de même amplitude sur les deux sites.

5.3.1.2 Structure verticale de la température potentielle à Trappes en M9

L'ensemble des profils de température potentielle dénotent une atmosphère globalement plus froide que les autres journées étudiées (figure 5.7). La couche de surface montre une stabilité plus marquée à 6h45 qu'à 0h, avec une importante inversion de surface (4K). Le contraste de température est très marqué dans la matinée avec un réchauffement à la surface de 6K. Globalement, dans

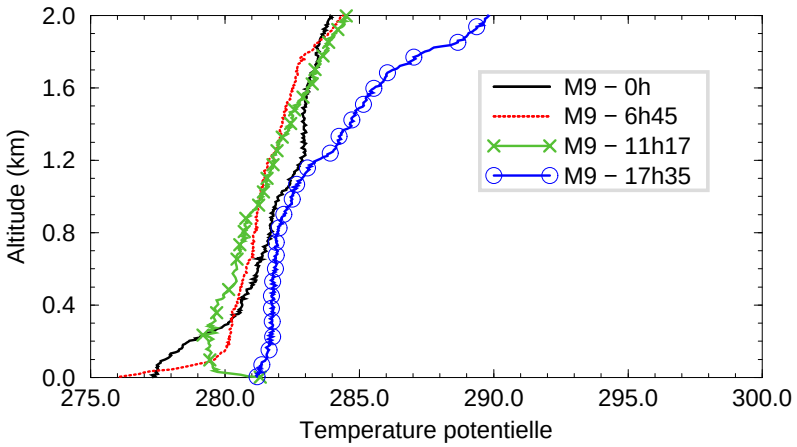


FIG. 5.7 – Profils de θ calculés par les sondages de Trappes en M9

la troposphère libre, on ne relève aucun changement de température, avec un gradient très faible (2 K/km), et ce jusqu'à 17h35 : une advection d'air plus chaud est nettement visible à partir de 1200 m (avec une très faible inversion), altitude de la couche nuageuse observée par lidar. On note que l'inversion de température de 11h17, horaire de pleine convection, est très faible (1K), et qu'à 17h35, le profil de θ est déjà stable.
En conclusion, cette journée ne montre par d'advection particulière au dessu de 1000m, mais une advection de cumulus dans la couche limite.

5.3.1.3 Comportement dynamique à Jussieu et Palaiseau en M9

- Les séries chronologiques des profils de signal corrigé lidar montrent clairement l'apparition des cumulus au dessus de la CLA à partir de 12h, (figures 5.8,5.9). Ces cumulus peuvent être le résultat soit d'une advection synoptique, soit d'une formation directe au sommet de la CLA. Seules des mesures sur toute la région Parisienne et un suivi spatial pourrait ici lever cette incertitude. On note que le signal est très perturbé à Palaiseau en matinée, reflet d'une couche de brouillard matinale observée pour toutes les journées étudiées sur ce site pendant le début de l'année 1995 (ce qui ne gène en rien l'étude structurale des profils lidar pour l'estimation de $\overline{h}$).
  Le lidar permet de suivre la structure verticale de ces cumulus : on observe que l'épaisseur de la couche nuageuse croit avec le temps, et on distingue plusieurs structures verticales différentes se découpler à partir de 15 h sur les deux sites.
  Dans ce cas, les cumulus de beau temps servent de repères pour l'évolution de la couche limite : la base des nuages indiquant $\overline{h}$. L'évolution est relativement similaire sur les deux sites, étant guidée par cette advection synoptique. En fin de journée, une couche résiduelle marquée est nettement visible à 900m à Jussieu (figure 5.8). La comparaison n'est pas possible à Palaiseau (par manque de mesures).
- La trace de cette advection se retrouve sur les résultats globaux d'évolution temporelle de $\overline{h}$, tous instruments confondus et pour les deux sites (figure 5.10). Le taux d'entrainement de la CLA est très important (800m en 5 heures) pour les deux sites. Cela est dû à l'influence conjointe d'un gradient synoptique de température potentielle et d'une inversion de température très faibles : une fois érodée, la couche limite va croitre rapidement. Le sondage de Trappes de 17h35 montre deux faibles inversions, à 800 et 1200 m, traces de la sédimentation (aussi observée à Jussieu) et d'une couche humide subsistant à 1200 m.

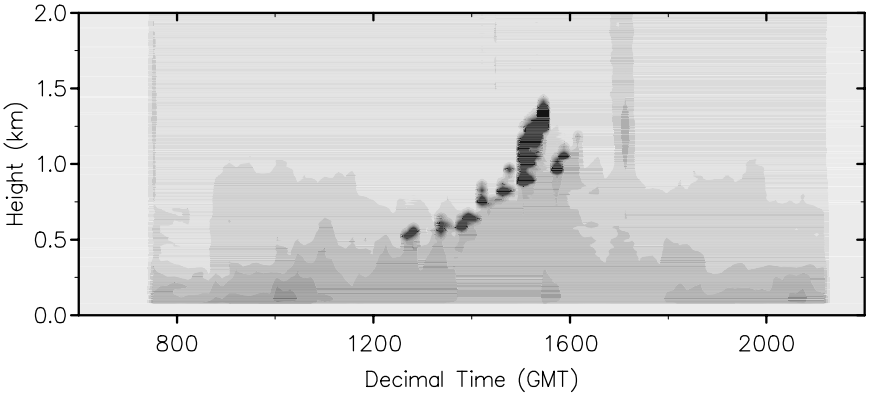


FIG. 5.8 – Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M9 (6h-22h)

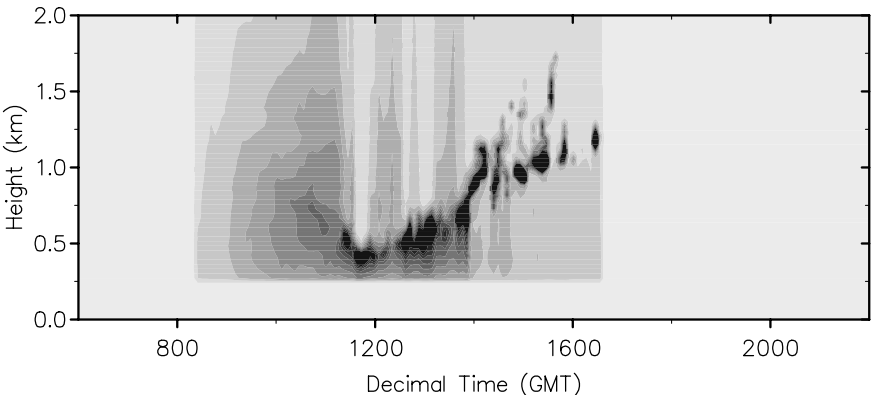


FIG. 5.9 – Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M9 (6h-22h)

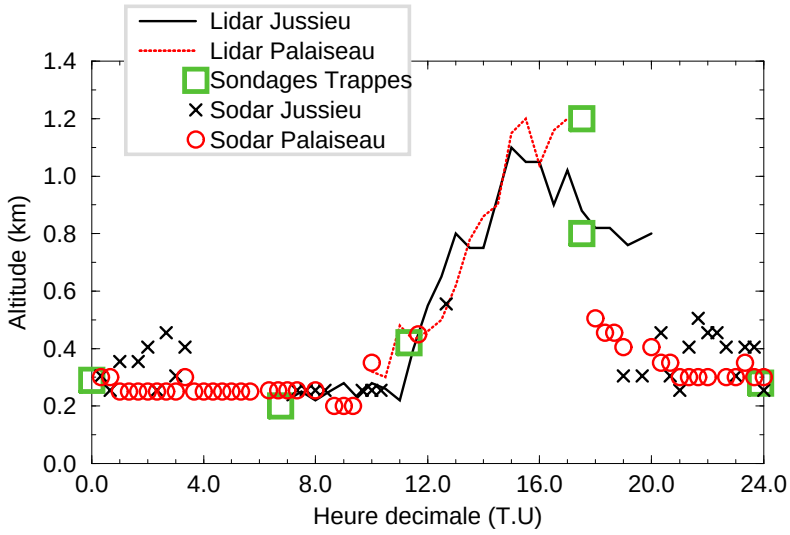


FIG. 5.10 – Evolution de $\overline{h}$ en M9

5.3.1.4 Comportement thermique à Jussieu et Palaiseau en M9

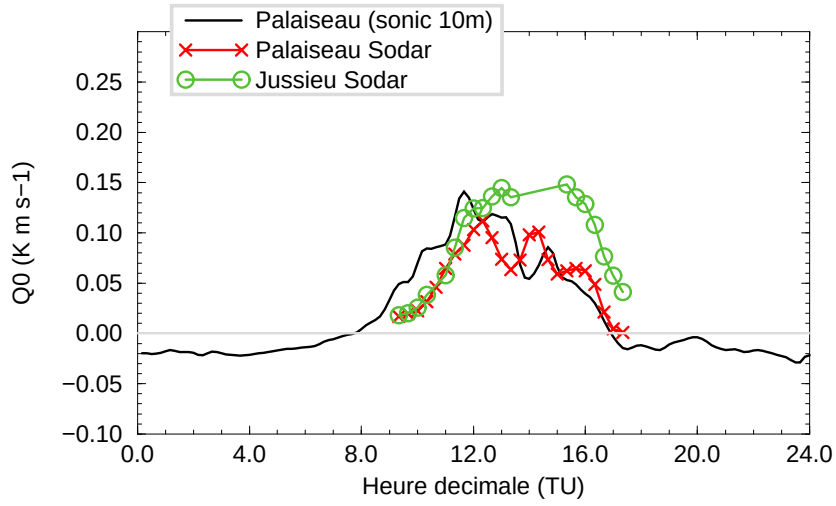


FIG. 5.11 – Evolution de Q_0 en M9

L'écho sodar, relatif à la fonction de structure de la température Ct^2 montre en début de journée (de 0h à 5h), des pics très marqués sur les deux sites. Ces maxima globaux, relatifs à la hauteur de la couche nocturne stable, dénotent une couche urbaine plus haute à Paris ($\approx$ 400m) qu'à Palaiseau ($\approx$ 200m). D'autre part, les profils de σ_W^3/z dénotent une activité turbulente plus intense en milieu urbain. Comparativement aux autres journées, les flux de chaleur sensible surfaciques sont nettement plus faibles, et, ce, sur les deux sites. La forte croissance observée de la CLA n'est donc pas l'effet d'une forte production thermique à la surface, mais l'effet d'une advection synoptique. Les flux calculés par sodar, figure 5.11 sur les deux sites sont relativement proches, et l'on note l'invalidité de la méthode à Jussieu de 13h à 15h, due à des profils de σ_W très perturbés, signes de remous turbulents très importants au sein de la couche mélangé urbaine.

5.3.1.5 Conclusion pour le 9 Mars 95

Cette journée est caractérisée par une forte concentration de polluants en début de journée. Ces polluants vont être rapidement dispersés par une advection de cumulus de beau temps au dessus de la couche limite, provoquant rapidement son développement vertical. Ces cumulus apparaissent à midi, horaire d'un brusque changement de direction du vent (observé sur les deux sites), passant de Sud-Ouest (avant midi) à Sud-Est (après midi). Le développement de la CLA sera d'autant plus rapide que l'inversion de température en fin de matinée est particulièrement faible. Les flux de surface sont faibles, le développement de la CLA est, pour cette journée, guidé par des conditions synoptiques sans inversion de température particulière.

5.3.2 Etude du 10 Mars 95

Les effets d'advection de la veille n'ont pas affecté le début de journée de M10. Cette journée se caractérise particulièrement par un développement de couche limite atypique. Une importante d'advection d'air chaud va perturber le développement de la CLA, et limiter son développement à quelques centaines de mètres.

5.3.2.1 Étude de la stabilité atmosphérique en M10

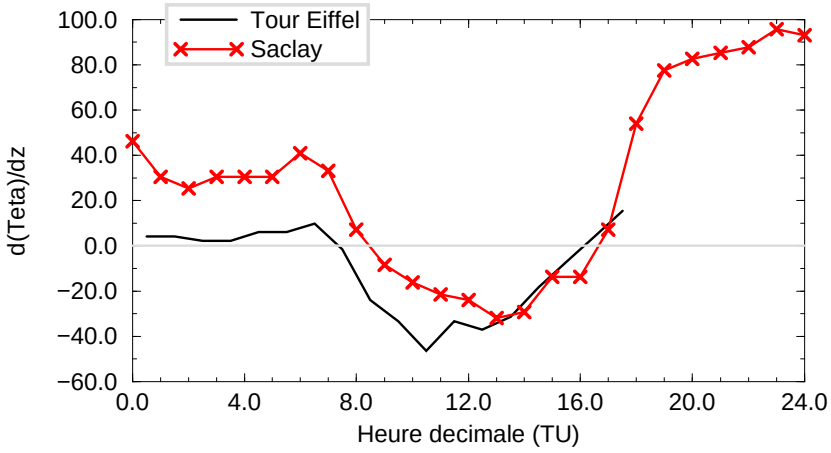


FIG. 5.12 – Gradients de température potentielle pour M10

Pendant la nuit, et jusqu'à 8 h, l'atmosphère est très stable à Saclay, mais est proche de la neutralité à Paris. Comme cela a été observé pendant M9, l'atmosphère devient instable plus tardivement en milieu rural (9h) qu'en milieu urbain (8h). En début de période convective, l'atmosphère est nettement plus instable en milieu urbain que rural, et on observe (figure 5.12), un passage à la neutralité à la même heure pour les deux sites, à 17 h. On note que le manque de données ne permet pas ici de conclure sur la stabilité nocturne urbaine.

5.3.2.2 Structure verticale de la température potentielle à Trappes en M10

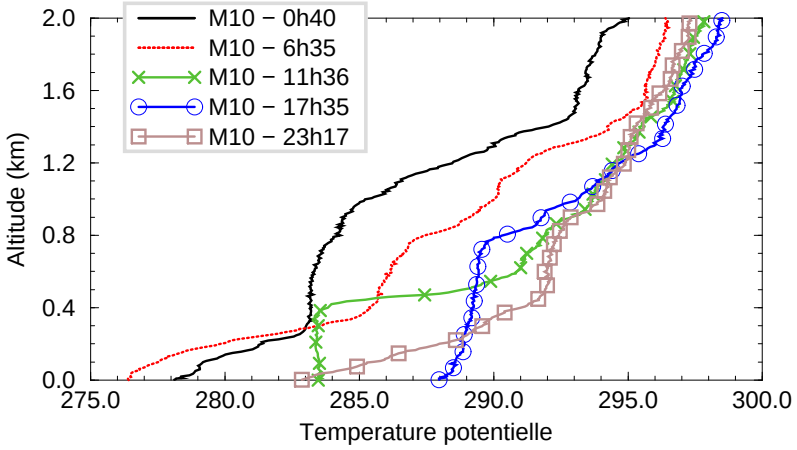


FIG. 5.13 – Profils de θ calculés par les sondages de Trappes en M10

Le gradient vertical de température potentielle dans la troposphère libre γ est pour cette journée beaucoup plus important que pour M9, avec une valeur moyenne de $\gamma \approx 5$ K km^{-1} et un réchauffement global de 3 K. Alors que la couche limite évolue peu, on note que d'importants changements thermiques sont observés de 0 à 1500 m (figure 5.13). Le profil de θ de 0h40 montre

trois structures différentes de 0 à 300 m, où le profil est stable, de 300 à 1000 m où le profil est typique d'une couche mélangée, et de 1000 à 1200 m où une très importante inversion est relevée (8 K). A 6h35, un refroidissement atypique de 2 K est observé dans la couche de surface de 0 à 300 m. Au dessus de 300 m, à 6h35, un réchauffement important est observé, menant à une très forte inversion de 8 K à 11h36 et à 400 m. Cette inversion due à un réchauffement synoptique est la cause majeure du blocage de la CLA pour cette journée. Evoluant verticalement peu, on retrouve cette inversion à 700-800 m à 17h35. A 23h17, l'inversion précédente a disparu et le profil est très stable. On note pour l'ensemble de cette journée, un réchauffement à la surface de 276 K (0h40) à 288 K (17h35), ce qui la plus large variation observée pour les quatres journées étudiées ici.

5.3.2.3 Le module du vent à iso-altitude par sodar en M10

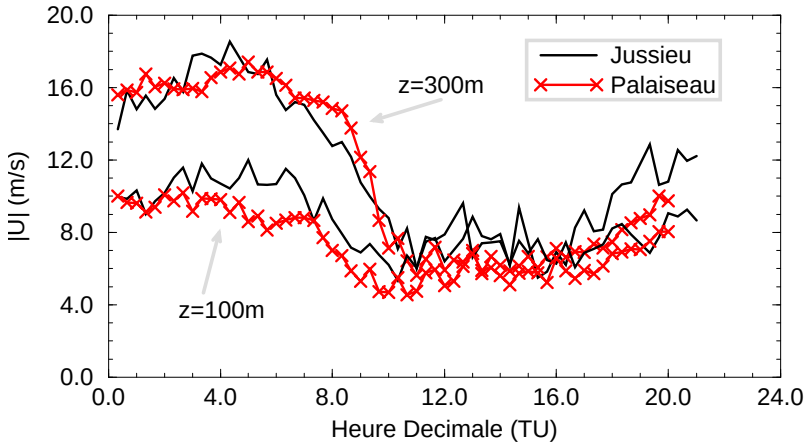


FIG. 5.14 – Séries chronologiques de $|U|$ à 100 et 300 m par sodar, pour M10

Le développement lent de la CLA est en partie dû à l'effondrement de la vitesse du vent dans la CLA. La figure 5.14 montre des séries chronologiques du module du vent à Jussieu et Palaiseau à z=100 et 300 m. On note peu de différences entre les deux sites, mais une forte décroissance temporelle : de 0 h à 10h, le module du vent $|U|$ chute de 9 à 6 m/s à 100 m, et de 16 à 10 m/s à 300 m. De 10 h à la fin des mesures (21 h), le module du vent va rester quasiment constant. Cette baisse du module du vent dans les basse couches n'est pas reliée à des masses d'air de provenance différentes puisque la direction du vent est constante pour toute cette journée, de Sud-Est (dans la continuité de la fin de journée M9). Dans ce cas aussi (comme M9), Palaiseau n'est pas sous l'influence de l'agglomération Parisienne. On note que la comparaison n'a pas été effectuée au dessus de 300 m, car les données sodar de Jussieu sont invalides.

5.3.2.4 Comportement dynamique à Jussieu et Palaiseau en M10

- Une couche fortement rétrodiffusante est observée à Jussieu, sur la figure 5.15, à 800 m et avant 10h. Cette couche très turbulente a été observée via un profil individuel, figure 3.13 (p.41). Malgré les advections de la veille, cette couche n'est pas particulièrement humide (q(800m) $\approx$ 2 g/kg), mais correspond à une couche résiduelle d'aérosols piégés typiquement urbaine (car n'est pas relevée à Palaiseau, la dérive laser observée ne modifiant en rien la structure verticale du signal lidar). En fin de journée, on assiste à un découplage très marqué entre la couche résiduelle urbaine et la phase de sédimentation.

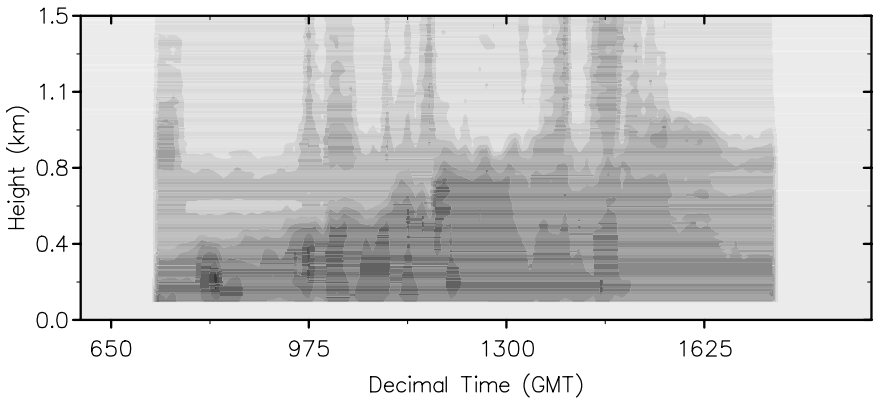


FIG. 5.15 – Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M10 (6h-19h)

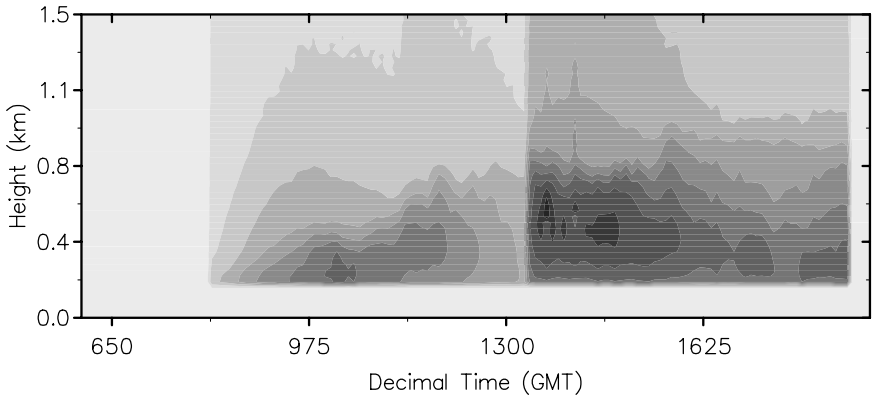


FIG. 5.16 – Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M10 (6h-19h)

- La comparaison des résultats de $\overline{h}$ montre des évolutions très proches entre les deux sites. Pendant toute la journée et sur les deux sites, l'advection d'air chaud ne va pas accélérer le développement de la CLA, car va créer une importante inversion difficile à éroder. La dynamique de cette journée est donc caractérisée par une advection d'air chaud au dessus de 500 m, créant une inversion très marquée. Cette inversion va rester en place, peu perturbée par une chute du vent à 10 h.

5.3.2.5 Comportement thermique à Jussieu et Palaiseau en M10

- L'étude des gradients verticaux de θ a montré que la couche de surface urbaine en début de matinée était proche de la neutralité. Une comparaison des valeurs sodar de σ_W à z=300 m, montre une intense activité turbulente de 0 à 8 h en M10 (comparativement à M9). Cette activité est nettement plus importante en site urbain que rural à altitude similaire. Contrairement à M9, on observe une baisse absolue de σ_W où les valeurs observées seront plus faibles en période convective. Ces faibles valeurs de σ_W sont nettement corrélées à la chute globale de la vitesse du vent (figure 5.14), montrant qu'une advection moindre diminue la turbulence verticale.
- Ces faibles valeurs de σ_W sont globalement relevées à toutes les altitudes, induisant de faibles

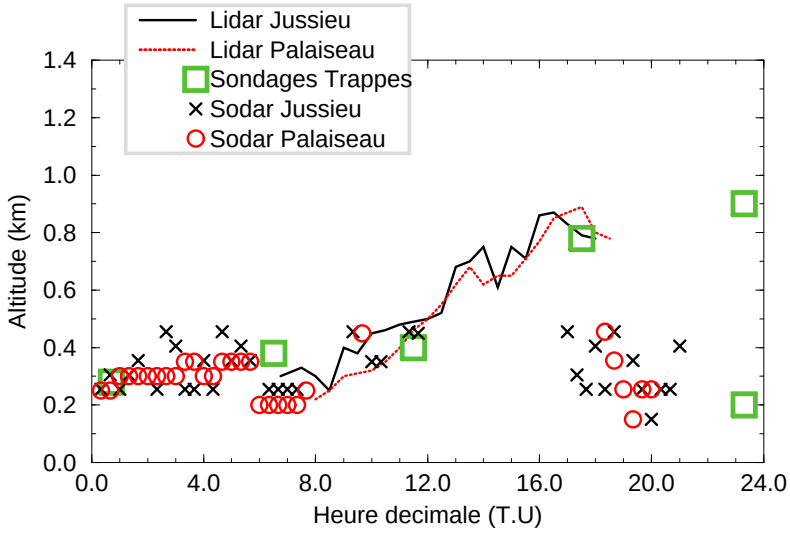


FIG. 5.17 – Evolution de $\overline{h}$ en M10

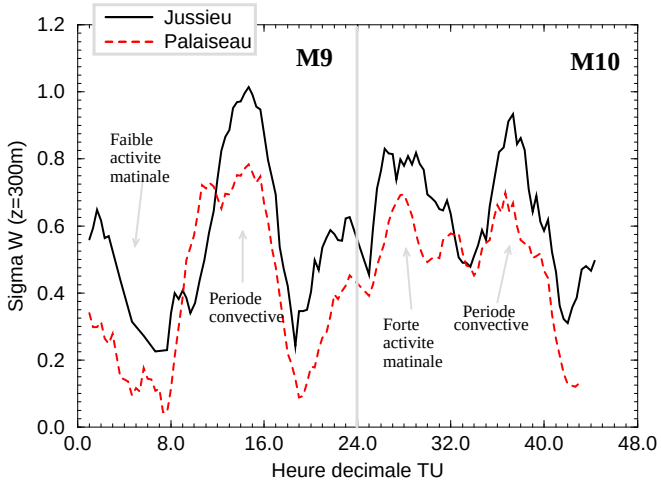


FIG. 5.18 – Comparaison de σ_W à z=300 m en M9 et M10

valeurs, estimées par les sodars, du flux de chaleur sensible surfacique Q_0 sur les deux sites. Ces valeurs sont en bon accord avec les mesures du sonique et sont révélatrices d'une faible activité convective pour cette journée.

5.3.2.6 Conclusion pour le 10 Mars 95

En conclusion, cette journée montre un développement de couche limite particulièrement atypique : avant le lever du soleil, une forte advection d'air chaud, combinée à un vent fort, va mettre en place une importante inversion de température à 400 m. La phase convective sera limitée par cette inversion, particulièrement difficile à éroder. On note, de plus, le signe d'une couche résiduelle matinale très turbulente en milieu urbain, non humide et contenant des aérosols piégés (suffisamment gros pour induire une importante rétrodiffusion).

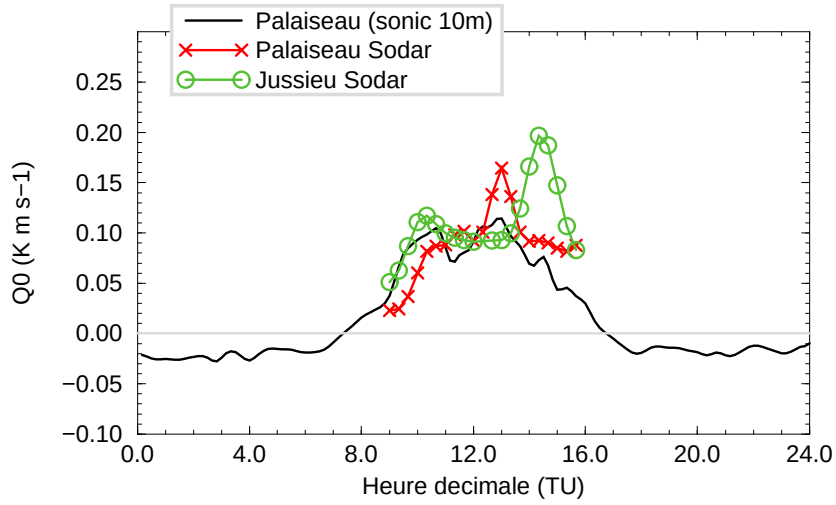


FIG. 5.19 – Evolution de Q_0 en M10

5.4 Résultats des analyses pour la POI10

Cette Période d'Observation Intensive est constituée du 13 et du 14 Mars 95. Ces deux journées ont été retenues comme cas d'étude car la situation météorologique est l'une des meilleures (Flux de Nord-Est, ciel clair). De plus, on dispose de mesures complètes sur les différents instruments. Quoique connaissant une situation météorologique globale proche, nous allons voir que ces deux journées ont un comportement bien différent. Nous allons mettre en avant les différents paramêtres permettant d'expliquer ces différences malgré des conditions initiales synoptiques voisines.

5.4.1 Étude du 13 Mars 95

Des quatres journées étudiées ici, M13 est certainement celle qui a le comportement dynamique et thermique le plus 'classique'. Aucune perturbation brutale synoptique n'intervient (pas de changement de direction du vent, pas d'advection de cumulus, de front chaud ou froid). Cette journée sera donc, par la suite, un cas à privilégier dans le cadre de modélisations unidimensionnelles.

5.4.1.1 Approche synoptique par radiosondages en M13

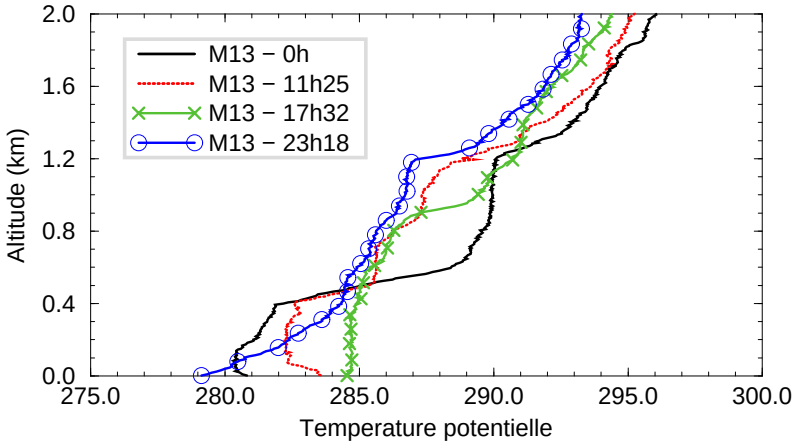


FIG. 5.20 – Profils de θ calculés par les sondages de Trappes en M13

L'évolution temporelle thermique de cette journée est principalement axée à deux altitudes particulières : 500 et 1200m.

- ◇ Du sol à 500m, on observe un réchauffement global de $\overline{\theta} \approx 281$ K (0 h) à $\overline{\theta} \approx 285$ K (17h32). Ce réchauffement va éroder l'importante inversion à 500m passant de 8 K (0h) à 0 K (17h32).
- ◇ A 500m, on observe une température moyenne de $\overline{\theta} \approx 285$ K sur toute la journée.
- ◇ De 500m à 1200m, on observe aussi un réchauffement global sur toute la journée, de $\overline{\theta} \approx 285$ K à 290 K.
- ◇ Au dessus de 1200m, l'évolution diurne est faible, le gradient vertical est quasiment constant, γ=4,5 K km^{-1}, et l'on observe un réchauffement global de 2 K.

En conclusion, on observe un réchauffement global sur toute la journée et de z = 0 à 1200m : ce réchauffement montre cependant trois structures différentes, dont les interfaces sont à z = 500m et z = 1200m.

5.4.1.2 Étude de la stabilité atmosphérique

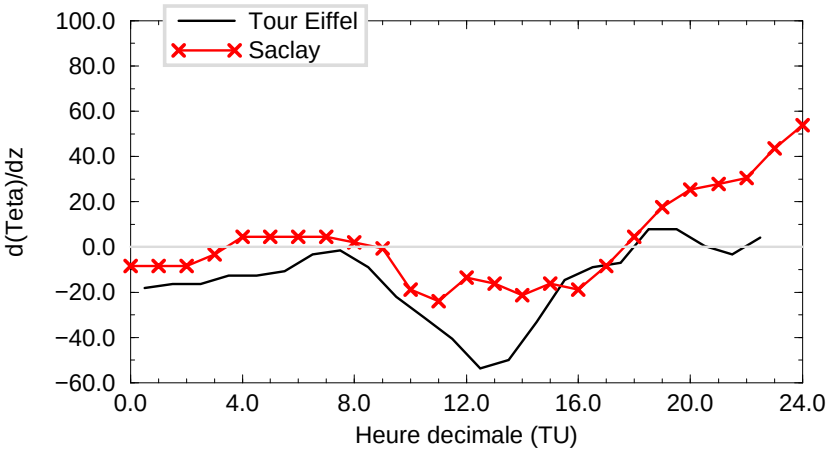


FIG. 5.21 – Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M13

- Le début de M13 (de 0 à 8 h) est très particulier puisque que l'on observe une couche de surface urbaine instable et rural neutre. Cette information se retrouve sur le sondage de Trappes de θ de 0 h (figure 5.20), typique d'une couche de surface instable (gradient $\partial\theta/\partial z < 0$ de 0 à 100m).
- Pendant la période convective, les deux sites montrent des atmosphères instables, particulièrement en milieu urbain : le gradient vertical de θ urbain est alors deux fois plus importants que le rural (50 K m^{-1} à la Tour Eiffel contre 25 K m^{-1} à Saclay à 13 h).
- Après la période convective (17 h), alors que le milieu rural devient très stable rapidement, la couche de surface urbaine reste très proche de la neutralité.

5.4.1.3 Champ de vent mesuré par sodar en M13

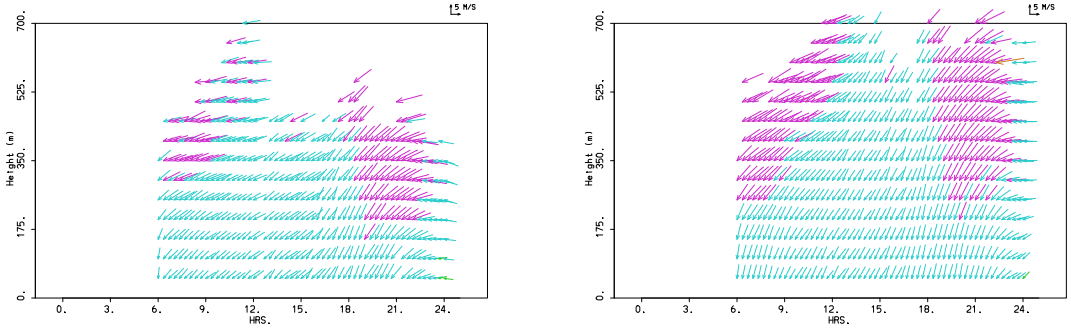


FIG. 5.22 – Champs de vent sodar à Jussieu et Palaiseau pour M13

Les coupes de champs de vent sodar, figure 5.22, illustrent bien la constance de la direction du vent (Nord-Ouest), ainsi que la faible force du vent dans la couche de surface. Nous sommes donc dans une situation où Trappes et Palaiseau sont influencés par l'îlot de chaleur urbain, ce qui n'était pas le cas des journées M9 et M10.

5.4.1.4 Comportement dynamique à Jussieu et Palaiseau en M13

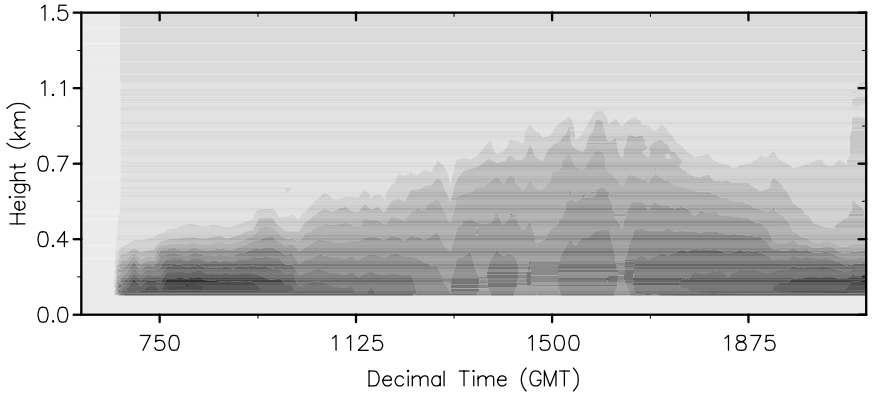


FIG. 5.23 – Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M13 (6h-21h)

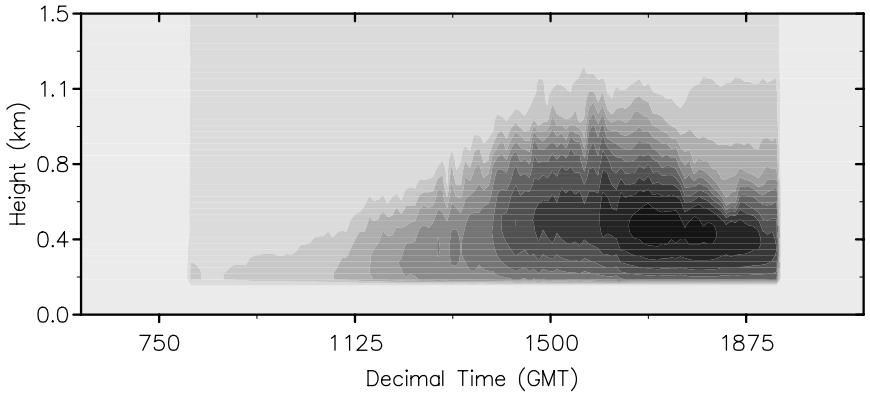


FIG. 5.24 – Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M13 (6h-21h)

◇ Les séries chronologiques de signal corrigé lidar montrent une évolution globale de la couche limite relativement similaire entre les deux sites (notamment la hauteur maximale atteinte à 900m à 15 h, voir en détail les figures 3.16 et 3.17, p. 43).

◇ Si les hauteurs moyennes sont proches, les évolutions turbulentes au sein de la couche mélangée sont très différentes. On observe principalement une très forte rétrodiffusion de 0 à 200m à Jussieu et de 7h à 10h et de 19h à la fin des mesures. Cette rétrodiffusion n'est pas observée à Palaiseau. On peut l'expliquer soit par une couche humide locale urbaine, soit par une importante densité de polluants fortement rétrodiffusants. Pour lever cette ambiguité, les stations sols de Météo-France, permettant de dresser une cartographie de l'humidité de surface nous montre que le milieu urbain n'est pas plus humide que le milieu rural (humidité relative inférieure à Paris et humidité spécifique équivalentes entre les deux sites, $\overline{q}$ = 5 g kg^{-1}, voir figure 6.19, p. 128). On est donc en présence de la trace d'une accumulation de particules produites par le milieu urbain. Le lidar utilisé nous fait alors supposer que ces particules ont une taille variant de 0,4 μm à 0,7 μm.

◇ La comparaison des hauteurs de la couche limite reprend ici les résultats présentés p.43. Le sodar n'ayant fonctionné qu'à partir de 6 h, nous n'avons pas de renseignements sur l'évolution

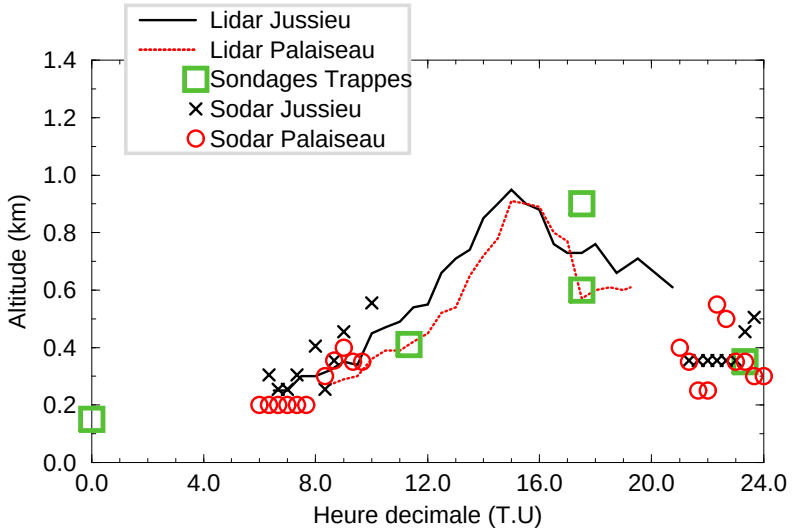


FIG. 5.25 – Evolution de $\overline{h}$ en M13

de la structure de la couche nocturne stable. On note que pendant la phase convective, le taux d'entrainement est plus important à Jussieu, dû à la présence d'une couche résiduelle de la veille encore turbulente. Les données sondages sont en accord avec les résultats de Palaiseau, de 100m en deça des résultats de Jussieu à 11h30.

◇ En fin de journée, la couche de surface urbaine reste typique d'une couche proche de l'instabilité, ce qui a été notamment observé sur les profils d'écho sodar (figure 3.21, p.47).

5.4.1.5 Comportement thermique à Jussieu et Palaiseau en M13

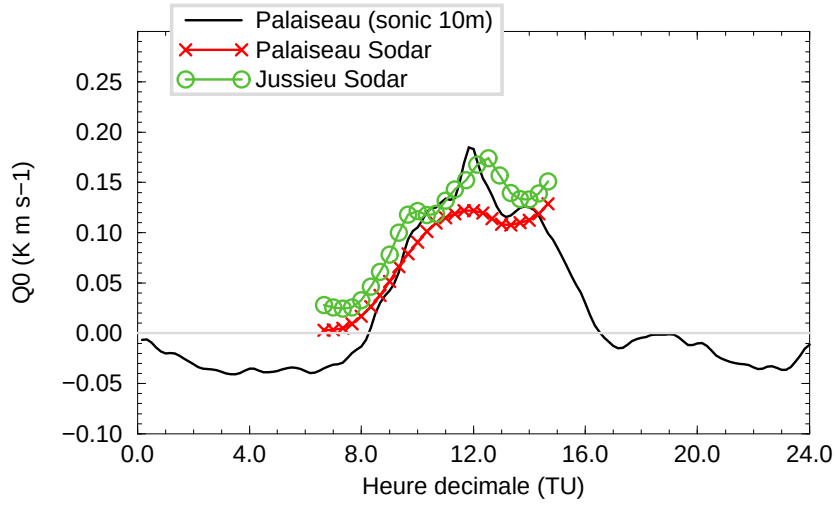


FIG. 5.26 – Evolution de Q_0 en M13

Les flux de chaleur sensible estimés par sodar montrent des valeurs supérieures à Paris qu'à Palaiseau : cette différence reste cependant assez faible, mais dénote bien une activité turbulente

urbaine plus intense. Cette activité turbulente urbaine est caractérisée par des pics relevés aux mêmes heures que la forte rétrodiffusion lidar : autour de 7h et 19h sur la série chronologique de σ_W^3/z (figure 3.22, p.50). En parallèle aux observations de hauteur de couche limite, on conclue donc que l'activité turbulente urbaine est un peu plus intense mais surtout commence plus tôt. Les différences urbain/rural sont parmi les plus faibles observées pendant cette étude : Palaiseau est sous l'effet du panache urbain, et subit ainsi une climatologie locale urbaine par advection. Les différences sont donc peu marquées.

5.4.1.6 Conclusion pour le 13 Mars 95

- Les observations d'humidité relative n'expliquent pas les différences de rétrodiffusion observées par les lidars et les fortes valeurs de σ_W observées par sodar vers 6h et 19h. On observe ici la trace de la mesure de polluants urbains dans les 300 premiers mètres, au sein d'une couche turbulente et aux horaires de fortes activités anthropiques.
- L'évolution diurne de la CLA aboutit à la même altitude à 15 h, mais avec des phases convectives différentes. La convection semble plus intense à Paris, les données σ_W sodars confirmant une activité turbulente verticale plus importante. Un effet atténuateur est donc présent à Paris empéchant la CLA d'évoluer plus haut. Cet effet pourrait être la difficulté à éroder l'inversion synoptique, plus persistante qu'à Palaiseau. De plus, Palaiseau subit un effet de 'panache urbain' qui va augmenter l'extension verticale de sa phase convective.
- Cette journée ne correspond pas à un pic de pollution, mais montre les signes dynamiques et thermiques de sa mise en place : journée de ciel clair, fortement anticyclonique et sans advection synoptique particulière. De plus, le taux de NO_x augmente en fn de journée, confirmant la notion de "blocage" des polluants dans les basses couches.

5.4.2 Etude du 14 Mars 95

Cette journée correspond à de fortes valeurs de polluants mesurées par le réseau Airparif. La couche limite évolue peu, un phénomène d'advection d'air plus froid près de la surface créant une inversion de température que la convection ne pourra éroder facilement. Nous allons ici étudier quels sont les phénomènes qui ont conduit à cette situation de pollution.

5.4.2.1 Approche synoptique par radiosondages en M14

- Dans la continuité de M13, on retrouve tout au long de cette journée une interface thermique très marquée à 500m. L'inversion de la veille à 1200m n'est plus présente et les seules évolutions diurnes pendant M14 vont donc se situer de la surface à 500m.
- De la surface à 500m, on observe que la température va décroitre de 0h à 6h35. A 11h45, une advection d'air plus froid est observée, mettant en place une forte inversion de température à 400m, de 6 K.
- Au dessus de 500m, le gradient vertical γ est le plus important observé pour les quatres journées étudiées, avec une valeur moyenne de $\overline{\gamma}$ = 8 K km^{-1}. On observe qu'il est constant pour toute les observations par sondage : aucune advection particulière de température.

5.4.2.2 Étude de la stabilité atmosphérique en M14

◇ Du début des mesures, 0h, à 8h, les deux sites montrent une couche de surface stable : la couche urbaine est cependant beaucoup moins stable avec une valeur moyenne de 15 K m^{-1} alors que l'on observe une valeur moyenne rurale de 50 K m^{-1}. Comme pour les journées précédemment étudiées, le passage à la neutralité est plus tardif en milieu rural, à 9h, qu'en milieu urbain 8h.

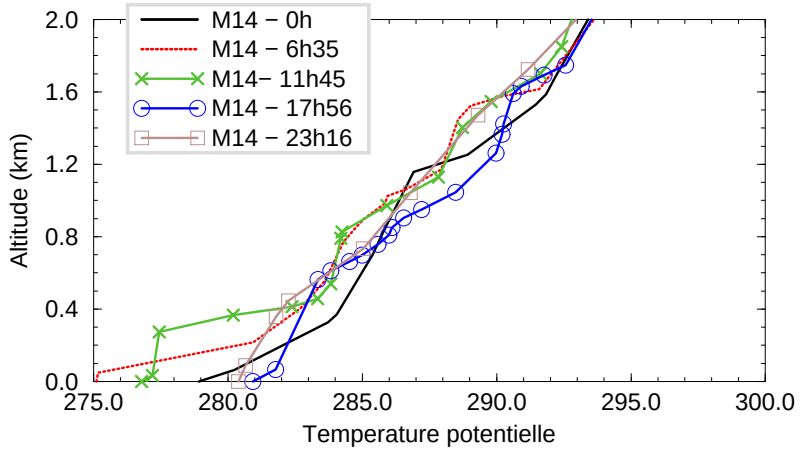


FIG. 5.27 – Profils de θ calculés par les sondages de Trappes en M14

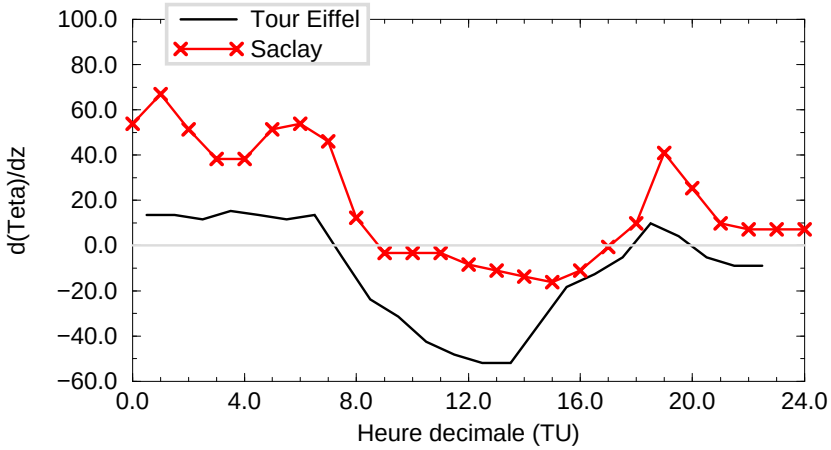


FIG. 5.28 – Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M14

◇ En période convective, la couche mélangée urbaine est très instable, contrairement à la couche rurale est instable mais proche de la neutralité. Le passage à la neutralité est observé vers 18h pour les deux sites.

◇ En fin de journée, apres un pic de stabilité commun vers 19h, les deux sites sont de moins en moins stables, et comme cela a déjà été observé, le milieu urbain montre des gradients instables dès 20h.

5.4.2.3 Champ de vent mesuré par sodar en M14

Que ce soit pour le site de Jussieu ou celui de Palaiseau, on observe que, de la surface à 600m :

- Avant 8h, le vent est inférieur à 5 m s^{-1}, et de direction Nord-Est.
- A 8h, le module du vent est très faible (inférieur à 2,5 m s^{-1}) et de direction Nord : A cet horaire, le vent change brutalement de direction.
- Après 8h et jusqu'à la fin de la journée, le vent est passé au Nord-Ouest. De module faible jusqu'à 18h, on observe une augmentation régulière du module du vent, pour atteindre une

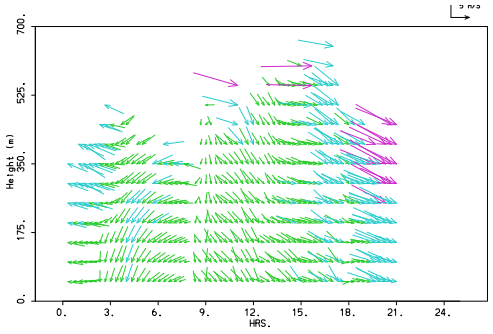


FIG. 5.29 – Sodar Jussieu pour M14

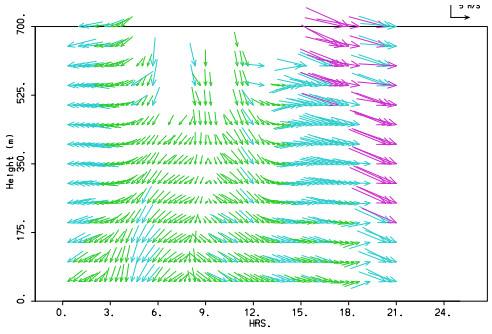


FIG. 5.30 – Sodar Palaiseau pour M14

valeur moyenne de $|U| \approx$ 8-10 m s^{-1} en fin de journée (dans ce cas, 21h).

Le phénomène majeur est donc ce changement très rapide de la direction du vent. Comme nous allons le voir dans la suite, cet événement va complètement guider l'évolution de la structure de la couche limite pour cette journée.

5.4.2.4 Étude régionale de la transition 6h - 10h en M14

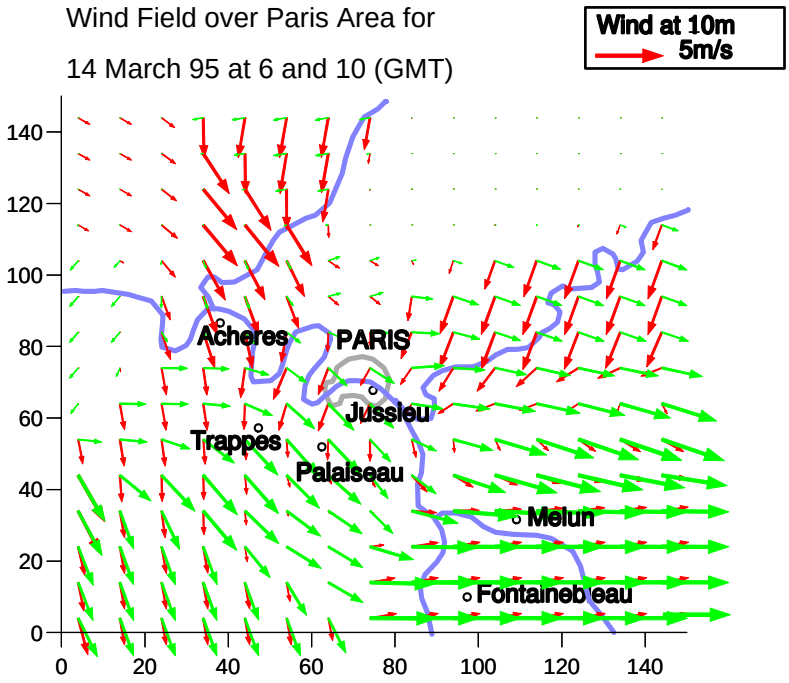


FIG. 5.31 – Vue du champ de vent à 10m sur le région Parisienne en M14 à 6h et 10h

Pour cerner précisemment le changement brutal de direction du vent observé à 8h par les mesures sodar, sur les deux sites, nous étudions ici les données Météo-France de température à 2m et de vent à 10m. La mise en commun de toutes les données ECLAP disponibles sur la région

Parisienne permet d'avoir une vue globale sur un domaine de 140 km sur 140 km, centré sur Paris (on note que cette taille de domaine a été choisie pour coincider avec le domaine de simulation Mercure tridimensionnel dont les résultats sont présentés au chapitre 7). Les données présentées correspondent au mesures effectuées à 6h et 10h.

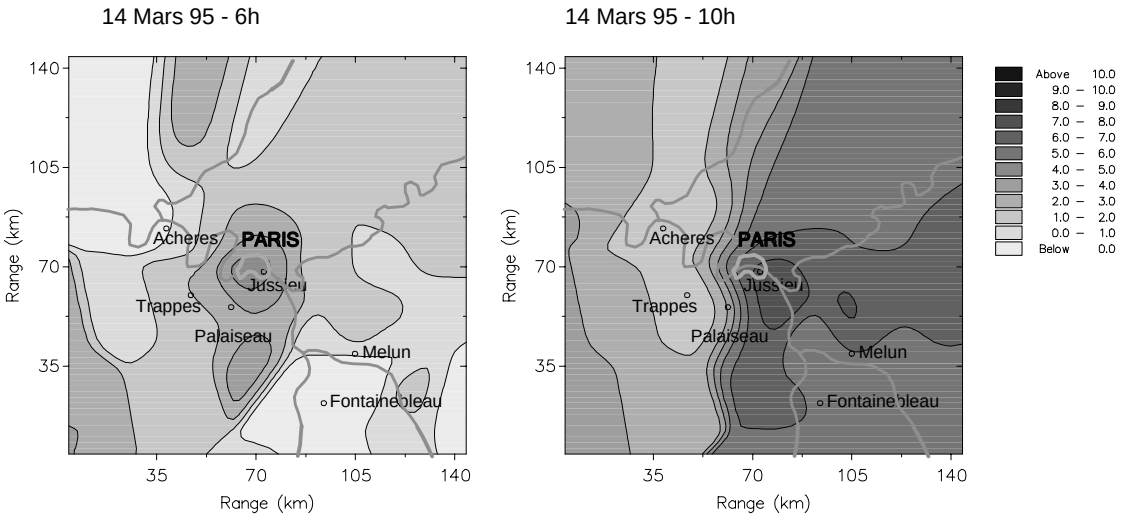


FIG. 5.32 – Vue de la température à 2m sur le région Parisienne en M14 à 6h et 10h

- Le vent à 10m à 6h est de direction globale Nord-Est sur les deux sites d'étude (figure 5.31), Jussieu et Palaiseau, mais on note que ce n'est pas le cas pour l'ensemble de la région Parisienne. On relève des directions largement différentes sur tout le domaine, montrant l'inhomogénéité de tout le domaine : particulièrement au Sud-Est, autour de Fontainebleau où la direction du vent restera quasiment constante et de direction Est Nord-Est. Cependant, et pour les sites choisies pour cette étude, la direction Nord-Est domine à 6h.
- A 10h, on note que la direction a changée, passant de Nord-Est à Nord-Ouest, confirmant les données sodar sur les sites de Jussieu et Palaiseau.
- La température à 2m à 6h est typique de l'ilot de chaleur urbain (figure 5.32). Alors que les températures moyennes en dehors de l'agglomération Parisienne atteignent des valeurs de $T_{2m} \approx 2$ ^{o}C, le maximum de température est observé à Paris avec une valeur moyenne de $T_{2m} \approx 7$ ^{o}C.
- La température à 2m à 10h est révélatrice d'un front bien marqué, Nord-Sud. Les sites d'études sont alors précisemment sur ce front. A l'Ouest du saut de température, les températures moyennes sont de l'ordre de $T_{2m} \approx 1$ à 3 ^{o}C, alors qu'à l'Est, on observe des températures moyennes de l'ordre de $T_{2m} \approx 7$ à 8 ^{o}C. Cela correspond à une advection d'air plus chaud. On retrouve ici les remarques effectuées sur le sondage de Trappes de 11h45 (figure 5.27).

5.4.2.5 Profils d'écho sodar à 6h

La figure 5.33 montre clairement la différence structurale de l'écho sodar entre le milieu urbain et le milieu rural à une heure où la couche de surface doit être *a priori* stable. Le profil d'écho enregistré à Palaiseau montre une décroissance régulière avec l'altitude, et l'on note $\overline{h}_P \approx 180$m. A Jussieu, la structure verticale du profil montre un maximum global marqué, usuellement typique d'une couche convective marquée. On relève alors $\overline{h}_J \approx 245$m. On notera de plus que nous avons considéré le profil d'écho mesuré à Jussieu comme un profil stable, malgré une structure verticale

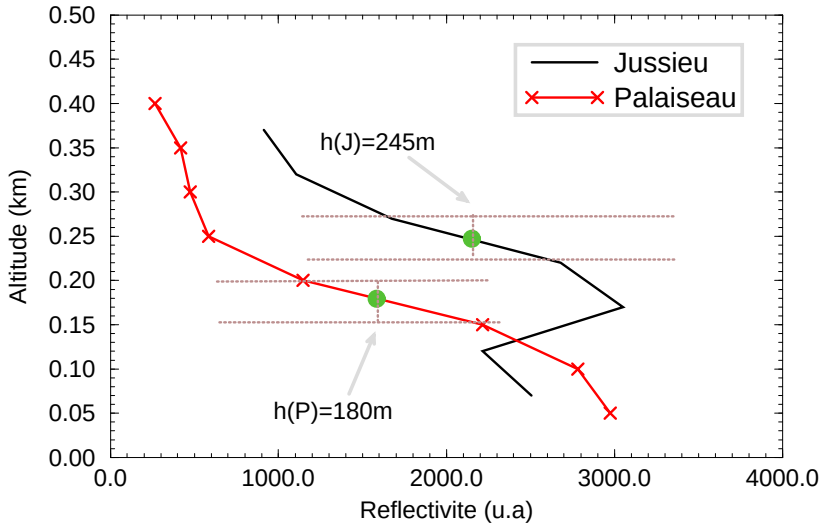


FIG. 5.33 – Profils d'écho sodar enregistrés à 6h en M14

significative d'un profil instable. Ce choix a été guidé par l'analyse précédente (figure 5.28) montrant que la couche de surface est stable à 6h à Paris (ce que nous avons vérifié avec les mesures de la Tour Eiffel pour les gradients à 3,5m, 57m et 280m), ainsi que par des observations antérieures de profils nocturnes présentant ce type de maximum secondaire (Beyrich et Weill (92)).

5.4.2.6 Comportement dynamique à Jussieu et Palaiseau en M14

- Les séries chronologiques lidar illustrent clairement ce faible développement de la CLA sur les deux sites (la dérive laser enregistrée à Palaiseau n'est pas le reflet d'une réalité physique, mais n'empêche pas l'étude structurale de la CLA, comme pour les autres journées). On note à Jussieu (figure 5.34) le début de journée illustrant une forte rétrodiffusion (reliée aux pics de NO_x et aux fortes concentrations de poussières (figure 2.21)). Vers 8h, on observe la décroissance de la CLA et après 8h, et sur les deux sites, on distingue que le cycle d'évolution diurne, généralement observé, de croissance de la CLA n'est pas marqué pour cette journée. A Jussieu et à Palaiseau, l'épaisseur de la CLA ne dépassera pas 500m, jusqu'à la fin des mesures.
- On retrouve ces observations sur la figure 5.36, synthétisant toutes les mesures de $\overline{h}$. Quoique stable sur les deux sites, la couche nocturne est caractérisée par des profils d'écho à Jussieu en début de journée (de 0h à 6h) dont la structure verticale est plutôt caractéristique de profils instables (voir figure 5.33). L'évolution convective de la CLA est très faible et l'on note les valeurs maximales de son épaisseur de 500m à Jussieu et 3000 m à Palaiseau, vers 15h, confirmées par les sondages de Trappes.

5.4.2.7 Comportement thermique à Jussieu et Palaiseau en M14

Le flux observé par anémomètre sonique est de deux fois inférieur aux valeurs relevées la veille en M13. Le maximum est atteint à 11h, avec $\overline{Q_0}$=0,1 K m s^{-1}. Les mesures sodars sont en relativement bon accord et dénotent des flux nettement plus importants à Jussieu qu'à Palaiseau. Comparativement à M13, les flux mesurés et évalués sont inférieurs de 25 % en moyenne.

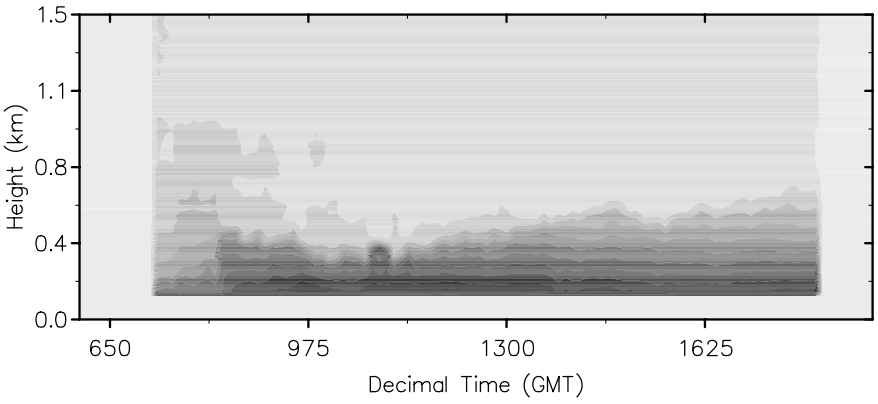


FIG. 5.34 – Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M14 (6h-19h)

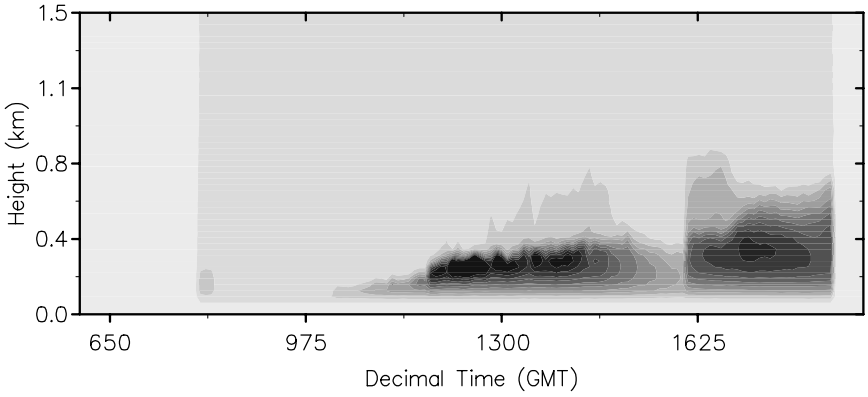


FIG. 5.35 – Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M14 (6h-19h)

5.4.2.8 Suivi temporel de NO_x en M14 à Paris et Melun

L'advection de 8h a rapidement dispersé les polluants observés sur Paris, comme on l'a observé sur la figure 5.5. Suivant la direction du vent, de Nord-Ouest après 8h, nous comparons ici les mesures de NO_x pour la journée complète M14 à la Tour Eiffel et à Melun (au Sud-Est de Paris, donc potentiellement sous l'influence Parisienne après 8h). On observe des quantités de NO_x deux fois et demi moins importantes à Melun qu'à Paris (figure 5.38). L'évolution quotidienne est similiaire sur les deux sites, hormis un pic atypique de NO_x à Melun à 12h, dont l'amplitude est supérieure au pic anthropique matinal, avec une valeur de 190 μg m^{-3} (maximum global pour la journée). Par observation de la direction globale du vent, on peut émettre l'hypothèse que ce pic supplémentaire est le résultat à long terme d'une advection des polluants Parisiens (avec toute la réserve, dans cette hypothèse, due à un nombre de mesures limitée en région Parisienne pour suivre vraiment précisément un éventuel panache)

5.4.2.9 Conclusion pour le 14 Mars 95

- En début de journée, la couche de surface urbaine est nettement plus instable que la couche rurale, et est caractérisée par des mesures usuellement typiques de couches instables.

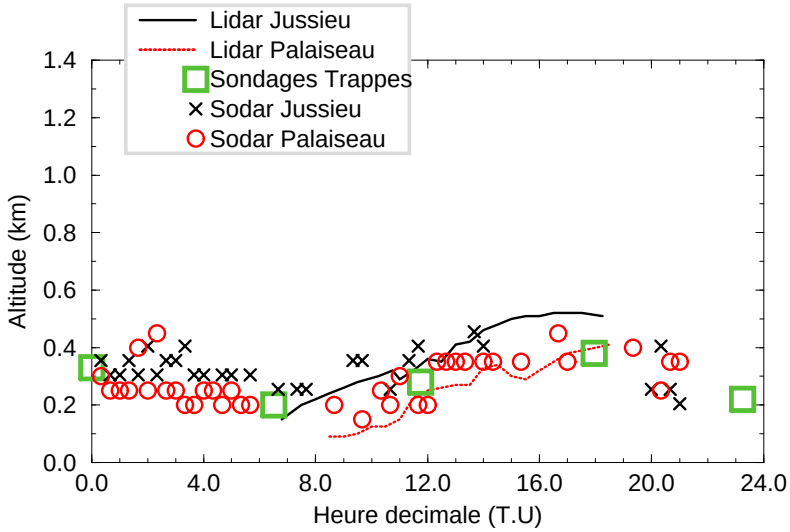


FIG. 5.36 – Evolution de $\overline{h}$ en M14

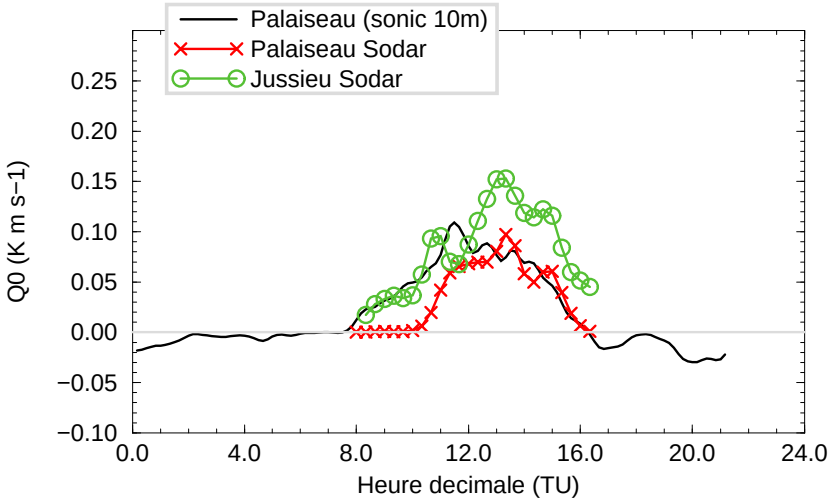


FIG. 5.37 – Evolution de Q_0 en M14

- Le développement de la CLA est perturbé à 8h, provoquant son effondrement. Cette perturbation est synoptique, et uniquement de 0 à 400m d'altitude. Un changement brutal de direction du vent à 8h va advecter de l'air plus froid dans la couche de surface, les deux sites se trouvant alors à la limite d'un front de température.
- Initialement sous des conditions favorables à un important pic de pollution, dont la mise en place a été étudiée pendant M13, cette advection va disperser très rapidement tous les polluants.

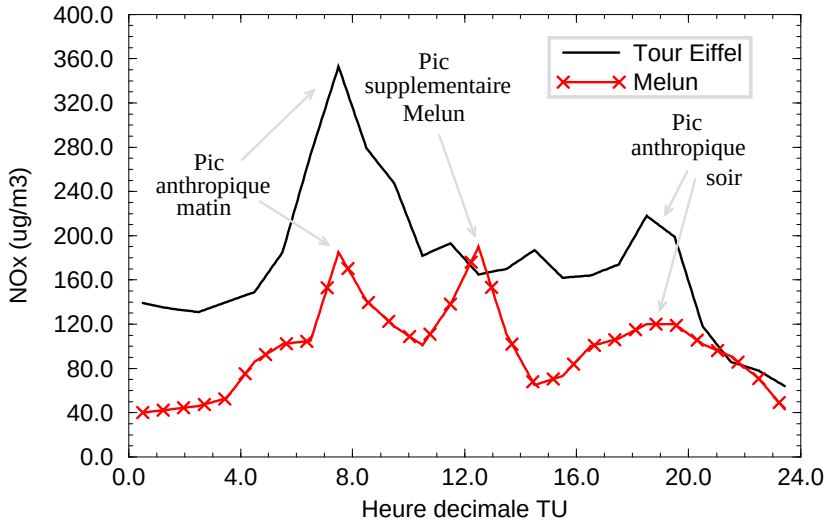


FIG. 5.38 – Suivi temporel de NO_x en M14

5.5 Comparaison globale des résultats de hauteur de couche limite

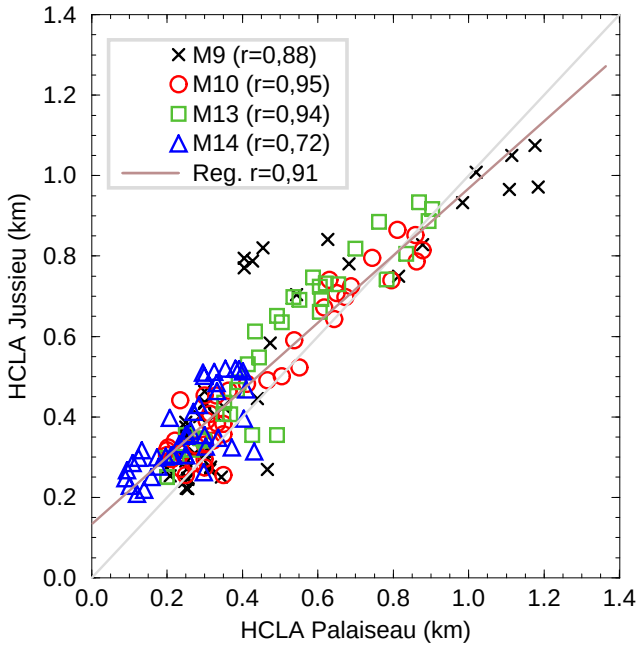


FIG. 5.39 – Comparaisons des résultats de $\overline{h}$ pour les POI 9 et 10, entre Jussieu et Palaiseau

Les analyses lidar et sodar ont permis de suivre l'évolution de l'épaisseur de la couche limite $\overline{h}$ sur les deux sites, sur l'ensemble de la journée, de 0h à 24h. Nous effectuons ici une comparaison globale des résultats pour les quatres journées, entre le site rural et le site urbain. Le résultat est que les hauteurs calculées sont peu différentes entre les deux sites. Malgré ces faibles différences, les valeurs de $\overline{h}$ sont globalement plus importantes à Jussieu qu'à Palaiseau. Une régression linéaire donne un coefficient de corrélation r=0,91, montrent que les évolutions temporelles sont similaires. La droite de corrélation calculée à partir des valeurs comparées (en kilomètres) est :

$$\overline{h}(\mathrm{Urbain}) = 0,84\,\overline{h}(\mathrm{Rural}) + 0,13 \tag{5.1}$$

Cette relation nous montre que :

- ◇ Les différences les plus grandes sont observées aux faibles altitudes, c'est à dire principalement en période nocturne où la CLA urbaine est souvent plus turbulente et instable : la couche limite subit des contraintes à micro-échelle.
- ◇ Les différences les plus faibles sont observées aux horaires des maxima globaux de $\overline{h}$: la couche limite subit alors des contraintes synoptiques.

5.6 Conclusion sur les cas analysés

Ces analyses précises nous ont montrées que *pour les quatre journées étudiées* :

- Même si les comportements dynamiques et thermiques sont différents, les périodes de stabilité observées dans la couche de surface ont un comportement similaire :

- Avant le lever du soleil, le milieu rural est très stable, le milieu urbain proche de la neutralité ou légèrement instable. Cela a été observé sur les quatres journées, et l'on retrouve ce phénomène en fin de journée
- Le passage à la neutralité en matinée est toujours notablement plus tardif en milieu rural qu'urbain, de 30mn à 2h. En soirée, il apparait par contre aux mêmes heures
- En période diurne, le milieu rural et le milieu urbain sont toujours instables, mais les différences entre les deux ne sont pas systématiquement du même ordre.

- Les résultats d'épaisseur de la couche limite montrent de faibles différences entre le deux sites. Contrairement à des études antérieures effectuées en milieux urbains (mais proche de l'océan et/ou d'un relief marqué), la situation de la région Parisienne, avec une topographie faible montre que :
  - Lors des études précédentes, les effets de fetch et de brise de mer, ou les effets de relief pourraient expliquer des différences marquées de $\overline{h}$ entre les milieux urbains et ruraux.
  - Les faibles différences relevées pendant ECLAP ne sont pas le résultat d'effets de panache urbains car nous avons étudié ici des configurations ou les directions du vent découplaient le site rural d'une influence urbaine.
  - De par cette faible topographie, le milieu Parisien est alors particulièrement sensible aux advections synoptiques, y compris dans la couche de surface.
- Les flux de chaleur sensibles surfaciques Q_0 estimés par sodar sont en moyenne 10 % plus importants en milieu urbain, pour une valeur moyenne de + 30 W m^{-2}
- La structure verticale de la CLA montre sur la plupart des données une interface vers 400-500m : une inversion de température se retrouve à cette altitude, mais on note que ce n'est pas le cas d'autres POI analysées mais non présentées ici. De part et d'autre de cette altitude, l'évolution dynamique de la CLA est très variable en fonction des jours étudiés. De plus, en milieu urbain, on relève en début de journée, la présence d'une couche résiduelle turbulente, chargée en aérosols. Cette couche correspond à une trace dynamique de la couche résiduelle de la veille et n'est pas relevée en milieu rural.
- La mise en place de situations météorologiques propices à l'accumulation de polluants ou au contraire leur dispersion, sont avant tout soumises aux conditions synoptiques, et ce, sur des périodes de l'ordre de l'heure.

Étude théorique de la couche limite urbaine

Chapitre 6

Modélisation 1D de périodes d'ECLAP

6.1 Introduction

Les études instrumentales précédentes sur plusieurs journées ont permis une bonne connaissance des processus physiques et thermiques pilotant le développement de la CLA. Le passage de l'étude fine sur deux sites à une représentation globale de tous les phénomènes par modélisation tridimensionnelle nécessite une étape intermédiaire : la simulation unidimensionnelle sur chacun des sites.

La simulation unidimensionnelle atmosphérique permet l'étude des processus verticaux. Par définition, on ne tient pas compte de tous les processus horizontaux, le résultat ne peut être que l'expression d'échanges entre différentes couches verticales de l'atmosphère : on considère que l'on simule une colonne d'air qui n'est pas soumise à son environnement. Ce postulat est bien sûr une grosse approximation, mais doit son origine (et son utilisation actuelle) à son faible coût de calcul informatique. De plus, il ne nécessite pas de résoudre le problème complexe des conditions aux limites. Son utilisation semble justifiée dans le cas de notre étude : la mise en place de situations de pollution sur la région Parisienne, dont l'une des causes est justement une faible advection de vent. Dans ce cas, le fait de négliger l'advection doit pouvoir permettre de définir les limites de validité de cette hypothèse pour retrouver les mesures effectuées pendant la campagne ECLAP. Nous allons dans ce chapitre quantifier la validité de cette hypothèse.

Les analyses précédentes nous ont amené à faire différentes modifications et ajouts par rapport à la version standard du modèle Mercure. Le modèle dans sa version standard utilise des hauteurs de rugosité et un vent géostrophique constants. Nous avons repris les parties du modèle sur ces points pour faire varier ces grandeurs, suivant les résultats de nos analyses.

La paramétrisation de surface de Mercure a été comparée à celles de Businger (71) et Mascart (95). Pour tenir compte de hauteurs de rugosité variables, les paramétrisations de surface du modèle ont été remplacées par la paramétrisation de Mascart (95).

Le calcul diagnostique de $\overline{h}$ a été remplacé par une méthode basée sur le Richardson R_{ib}, pour permettre un calcul plus précis de l'échelle de vitesse verticale convective w_* que nous avons ajouté dans la paramétrisation de surface, pour prendre en compte des modules de vent plus réalistes en période convective.

Nous présentons ici les simulations de trois journées particulières : les 10, 13 et 14 Mars 95 (notés M10, M13 et M14). Comme cela a été présenté lors des analyses, la journée M13 connait un vent faible, contrairement à M10 et M14, où l'advection peut jouer un rôle non négligeable dans le développement de la CLA. La journée M13 servira donc pour des tests de sensibilité dans la suite, et sera la première journée simulée (la simulation sans advection étant, dans son cas,

largement justifiée). Pour les deux autres journées, M10 et M14, nous observerons les limites de cette approximation et quantifierons son impact.

Pour ces simulations, un intéret particulier sera porté à la restitution des paramètres de surface.

6.2 Présentation générale des simulations

6.2.1 Le modèle Mercure en 1D

La version unidimensionnelle de Mercure est identique à celle utilisée en 3D, la seule différence étant la non prise en compte d'un relief (on effectue les calculs localement) sur chacun des sites en se placant au niveau du sol. Le modèle est utilisé en version uni-dimensionnelle pure : on ne résout pas l'étape d'advection, cette configuration correspondant à la majorité des modèles unidimensionnels utilisés actuellement.
Nous présentons dans cette section les choix effectués pour la configuration du modèle, c'est à dire :

- Les périodes simulées et les paramètres principaux à prendre en compte
- Le choix du maillage, et particulièrement les contraintes liées à la prise en compte d'une hauteur de déplacement urbaine.

6.2.2 Les périodes simulées

Pour chacune des journées étudiées, deux simulations sont réalisées : rurale (Palaiseau) et urbaine (Paris). Pour l'initialisation et le forcage radiatif grande échelle, nous utilisons des sondages de Trappes, avec les données de température, humidité relative, pression, les composantes U et V du vent. L'initialisation n'utilise que le premier profil de la journée (autour de 0h), et on ajoute les profils initiaux constants de $k = 3.10^{-4}$ m^2 s^{-2} et $\epsilon = 10^{-7}$ m^2. Des valeurs de nébulosité et de pression au niveau de la mer (hPa) sont ajoutées (déduites des stations sols Météo-France) pour le forcage radiatif. Les sondages de Trappes utilisés sont :

- Pour M10 : 0h40, 17h35 et 23h17
- Pour M13 : 23h39 (M12), 11h25, 17h32 et 23h18
- Pour M14 : 23h18 (M13), 6h35, 11h45, 17h56 et 23h16

6.2.3 Les paramètres indépendants de la période simulée

Tout comme le maillage, des paramètres sont communs aux simulations sur les deux sites et se réfèrent aux caractéristiques de l'air. On utilise donc la viscosité initiale $\nu = 1,45.10^{-5}$ m^{2}s^{-1}, la chaleur spécifique $C_p = 1005$ m^2 s^{-2} K^{-1}, la masse volumique $\rho = 1,23$ kg m^{-3}, le pas de temps de calcul Δ t = 60 s et la durée totale de la simulation T_{max} =24h. Les différences entre le milieu rural et urbain seront majoritairement (en 1D non advectif) dépendantes des constantes décrivant le type de sol. Ces constantes interviennent dans les paramétrisations des flux de surface, de calcul de la température et de l'humidité de surface, ainsi que pour le forcage de flux anthropiques. Le tableau 6.1 présente les constantes choisies pour les sites de Jussieu et Palaiseau. Comme nous le verrons par la suite, par le biais de tests de sensibilité, le choix des valeurs utilisées sera un critère primordial pour la bonne restitution des processus de surface. Dans le cadre du 3D, chapitre 7, ces constantes seront précisées pour chacunes des mailles (à l'aide de fichiers de type de sol).

Site	Unité	Palaiseau	Paris
Albédo	ad.	0,25	0,18
Emissivité	ad.	0,96	0,88
Indice de végétation	ad.	1	0
Constante flux anthropique H_1	W m^{-2}	0.	30.
Constante flux anthropique H_2	W m^{-2}	0.	2.
Concentration en aérosols	kg m^{-3}	150.10^{-9}	150.10^{-9}

TAB. 6.1 – Constantes propres au site

6.2.4 Les paramètres propres à chaque journée

L'initialisation des processus thermiques de surface est propre à chaque site et chaque journée. Alors que la température de surface T_s et l'humidité relative Hr_s initiales ne servent qu'à lancer le calcul, la température dite de "sol profond" T_p sera utilisée pendant toute la simulation (paramétrisation de Deardorff (78)). Dans notre cas, nous initialisons le calcul sur trois heures (donc début la veille à 21h) et utilisons donc les valeurs à ces horaires pour T_s et Hr_s. Pour T_p, nous choisissons la moyenne des valeurs de T_s sur le jour à simuler, tableau 6.2. On notera que, dans notre cas, et uniquement pour l'initialisation, les valeurs de température de surface sont choisies en fonction des mesures à 2m des stations de Météo-France (Carissimo (95))

Jour et site	$T_s(^oC)$	$T_p(^oC)$	$Hr_s(\%)$
M10 Palaiseau	5,4	6,32	72
M10 Paris	8,5	10,96	65
M13 Palaiseau	8,4	8,0	90
M13 Paris	11,2	11,84	81
M14 Palaiseau	7,4	4,38	79
M14 Paris	12,2	8,88	67

TAB. 6.2 – Paramêtres d'initialisation propres à chaque journée et à chaque site

6.3 La géométrie des simulations

6.3.1 La hauteur de déplacement pour les deux sites

La notion de hauteur de déplacement intervient dans les calculs de la couche de surface et son principe est rappelé dans le glossaire (p.169).

- Dans le cas du site de Palaiseau, la végétation composée d'herbe et de taillis, va modifier la rugosité mais ne nécessite pas de déplacement du profil de vent, on a donc à Palaiseau h_D = 0.
- Dans le cas du site Parisien, une hauteur de déplacement doit intervenir dans les paramétrisations de surface. La moyenne des immeubles faisant 5 étages, nous choisissons h_D = 10 m. Une étude de sensibilité de la prise en compte ou non de cette hauteur de déplacement nous a montré que son influence était faible, en regard des autres paramètres. Pour $h_D \neq 0$, la paramétrisation de la couche de surface va calculer une vitesse de rugosité un peu plus importante (maximum observé de $u_* = 0,89$ m s^{-1} avec h_D = 10 m, et $u_* = 0,875$ m s^{-1} avec h_D = 0). Cela se traduira par un module du vent très légèrement plus faible : A 10 m, on calcule $|U|$ = 1,99 m s^{-1} avec

h_D = 10 m, et $|U|$ = 2,12 m s^{-1} avec h_D = 0. Les autres paramètres de la couche de surface montrent des différences négligeables. Nous conserverons cette valeur de h_D = 10 m dans tous nos calculs.

6.3.2 Le choix du maillage

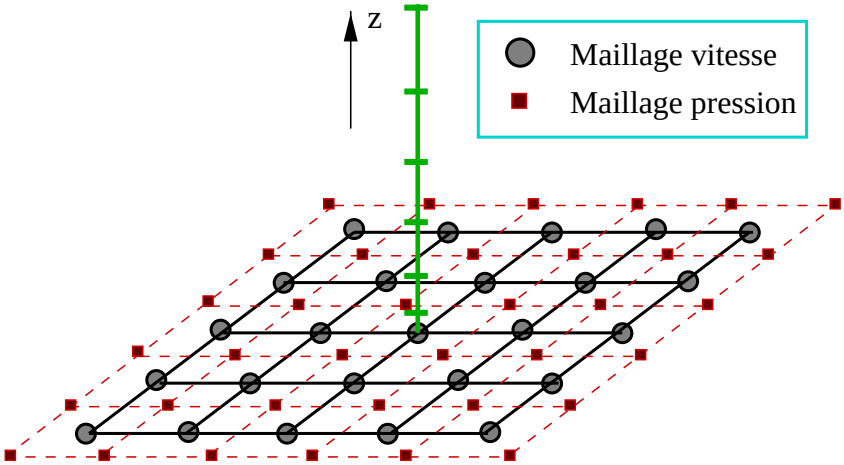


FIG. 6.1 – Schéma du maillage Mercure utilisé pour les simulations 1D

Le maillage est réduit au minimum dans les deux directions horizontales. Ce maillage consiste en un profil vertical à haute résolution pour décrire le mieux possible les processus de couche limite. Il est encadré par 24 profils (reprenant les caractéristiques du profil central), symbolisant les conditions aux limites (exclusivement pour les calculs de rayonnement). Les variables de l'écoulement sont calculées sur le maillage vitesse, la pression sur un maillage décalé d'une demie-maille (pour la résolution des gradients de pression dans les équations discrétisées), figure 6.1.
Le choix de la hauteur de la première maille s'est avéré délicat. Nous devons tenir compte de deux contraintes :

- les comparaisons avec les instruments seront effectuées sur les mesures soniques de Palaiseau à 10 et 30 m.
- la hauteur de déplacement de 10 m à Paris interdit de choisir 10 et 30 m comme première maille. Les paramétrisations de surface sont construites en considérant un rapport important (au moins 10 d'après Garratt (92)) $(z_1 + z^e_{0m} + D/z^e_{0m})$ (avec z_1 la hauteur de la première maille, h_D la hauteur de déplacement). Pour conserver ce rapport, la hauteur de la première maille est choisie à Paris comme z_1 = 50 m.

Dans la suite, nous allons donc effectuer une simulation visant à comparer l'influence du choix de z_1 dans les résultats. Quelle que soit la valeur de z_1 choisie, les niveaux sur la verticale suivent une progression géométrique croissante avec l'altitude. Cela permet d'avoir une résolution fine dans la couche limite : partant de Δz = 10 ou 50 m en première maille, on arrive à Δz = 1000 m = constante à partir de 3000m (jusqu'à 11000 m).

6.3.3 Tests de sensibilité sur la hauteur de la première maille à Palaiseau

Pour la journée M13 à Palaiseau, nous effectuons deux simulations en parallèle. Tous les paramètres de calcul du modèle sont identiques, hormis la hauteur de la première maille du maillage :

nous comparons les résultats du calcul sur la restitution des paramètres de surface pour z_1 = 10 m et z_1 = 50 m. De plus, nous comparons ces deux simulations aux mesures soniques à 10m. A ces

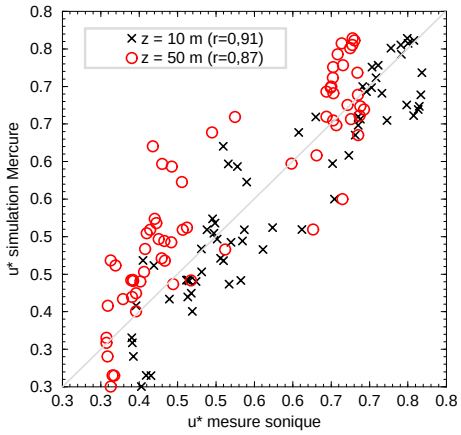


FIG. 6.2 – $u_*(m.s^{-1})$ pour z_1 = 10 et 50 m

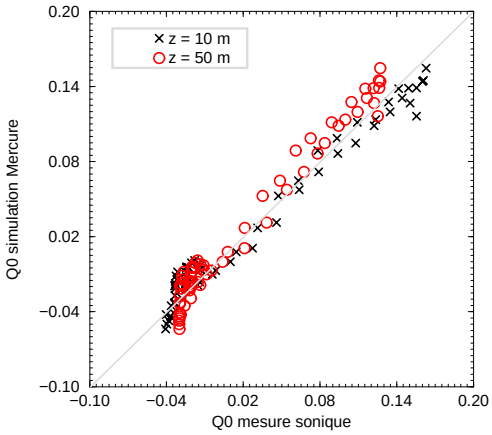


FIG. 6.3 – $Q_0(K.m.s^{-1})$ pour z_1 = 10 et 50 m

deux hauteurs, et vus les résultats expérimentaux en M13, on sait que :

- En période stable, l'altitude z_1=10m est dans la couche de surface, et z_1=50m dans la couche nocturne stable.
- En période instable, les altitudes z_1=10m et z_1=50m sont dans la couche de surface.

On doit trouver des différences en période stable. En période instable, les deux hauteurs sont dans une 'couche à flux constants' et on doit, *a priori*, retrouver les mêmes flux turbulents. A priori, car la formulation même des paramétrisations en $\ln(z_1 + z_0^e/z_0^e)$, ne peut pas donner les mêmes résultats pour des z_1 différents. Cela est dû au principe des paramétrisations, qui considère la hauteur de rugosité comme une constante indépendante de z_1. Les comparaisons sont effectuées avec $\overline{z_{0m}^e}$ = 0,7 m et $\overline{z_{0h}^e}$ = 0,003 m.
La hauteur de rugosité est globalement plus faible pour z_1 = 50 m. La différence est peu importante, mais est révélatrice de l'influence du choix de la hauteur de la première maille dans les paramétrisations. Les autres différences (z_1 à 10m - z_1 à 50m) sont de l'ordre de $\Delta Q_0 \approx 0,035 K.m.s^{-1}$ et $\Delta T_{2m} \approx 0,5^oC$ au maximum, et sont inférieures à la précision de la mesure instrumentale. Le but de cette étude étant la comparaison rural / urbain, il semble logique d'éviter ce genre d'incertitude en utilisant le même maillage sur les deux sites. La prise en compte d'une hauteur de déplacement à Paris étant plus robuste avec l'emploi d'un maillage utilisant z_1 = 50 m, nous utiliserons donc aussi ce maillage sur Palaiseau dans la suite.

6.4 Tests de sensibilité sur les fermetures turbulentes

Deux fermetures turbulentes sont accessibles dans Mercure, en longueur de mélange et en $k-\epsilon$ (décrites en annexe D.2). Avant toute modification dans le code pour nos simulations, nous comparons ces deux fermetures avec un jeu de paramètres identiques. La journée choisie pour comparaison est M13 à Palaiseau : les conditions anticycloniques et le vent faible sont particulièrement indiqués pour tester la sensibilité des fermetures turbulentes dans la couche de surface. Le calcul du vent à 10m (figure 6.4) montre de faibles différences selon les fermetures turbulentes. Les faibles valeurs (entre 2,5 et 4 $m.s^{-1}$) sont bien reproduites, et les différences restent dans l'incertitude de la mesure. Le diagramme de dispersion, figure 6.5, montre des coefficients de corrélation de l'ordre de r = 0,98 pour les deux fermetures. Cet excellent accord mesure / modèle nous

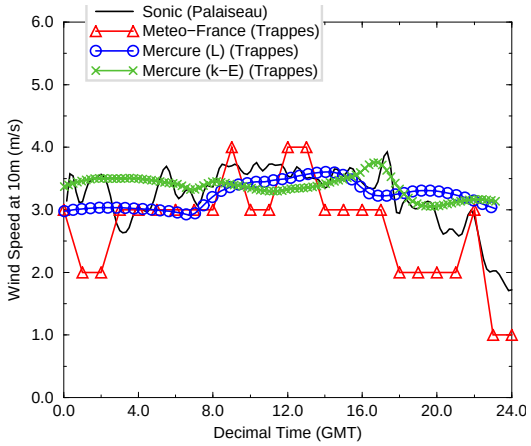


FIG. 6.4 – Vent à 10m $(m.s^{-1})$

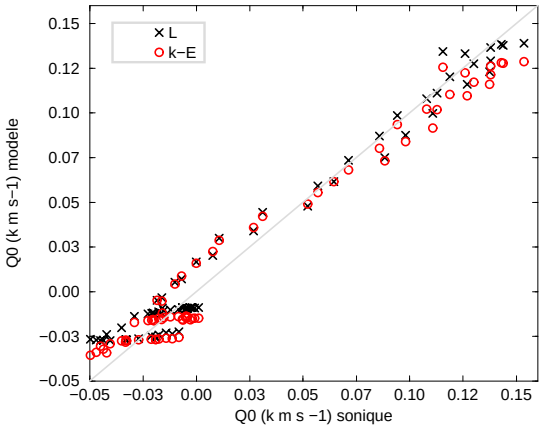


FIG. 6.5 – $Q_0(K.m.s^{-1})$

permet de choisir la fermeture turbulente sur d'autre critères. Notre choix va donc s'orienter sur le modèle $k-\epsilon$ qui a l'avantage de calculer explicitement l'énergie cinétique turbulente. Ce profil nous permettra, de plus, de calculer diagnostiquement la hauteur moyenne de la couche limite $\overline{h}$.

6.5 Initialisation et conditions aux limites

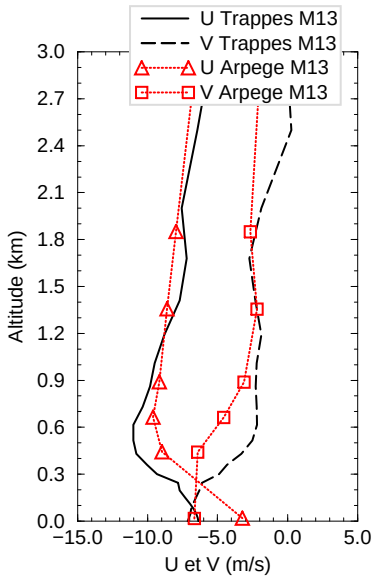


FIG. 6.6 – Comparaison sondages de Trappes / Arpège pour M13 à 0h

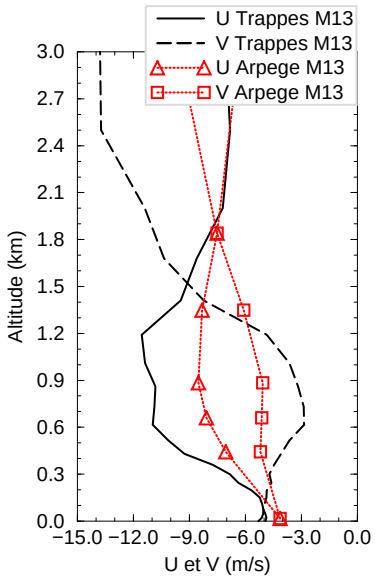


FIG. 6.7 – Comparaison sondages de Trappes / Arpège pour M13 à 11h

Le modèle doit être initialisé et disposer de conditions aux limites. L'initialisation est nécessaire, quelle que soit la configuration du modèle (1D non advectif, advectif, 2D ou 3D), et les conditions aux limites seront nécessaires dans les cas d'utilisation de l'advection. Dans le cas de Mercure, ces deux forcages seront exprimés sous la même forme : des profils météorologiques de température, pression, humidité spécifique, nébulosité, composantes u et v du vent. Dans le cas

des mesures ECLAP, nous disposons de deux types d'information :

- Les sondages de Trappes
- Les prévisions du modèle Arpège de Météo-France

Nous avons donc effectué des tests de sensibilité pour déterminer les mesures que nous allions employer pour nos simulations. Dans le cas de l'initialisation, une seule série de mesure est néces-

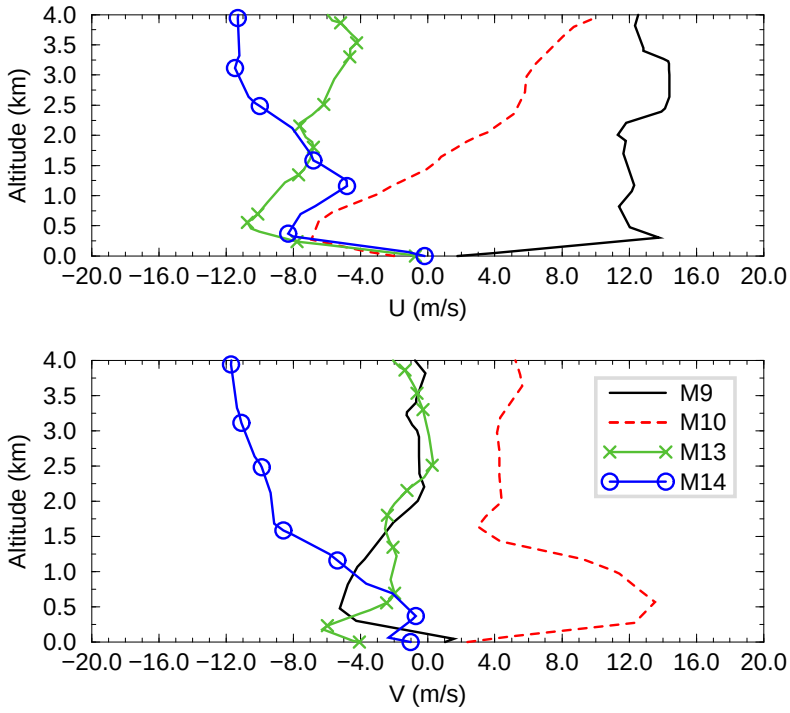


FIG. 6.8 – Profils de u et v (m s^{-1}) pour M9, M10, M13 et M14

saire. Commencant les simulations à 0h pour chaque journée, les sondages et Arpège fournissent cette information. La comparaison entre les profils de vent pour M13, à 0h montre un bon accord (particulièrement au dessus de 500m, figure 6.6).
En prévision des simulations 3D, le modèle doit être renseigné régulièrement (toutes les heures au minimum) sur l'état de l'atmosphère grande-échelle pour construire correctement les conditions aux limites. Les sondages de Trappes sont des mesures météorologiques réelles, mais à échéance de 2 à 4 profils par 24h seulement. Le principe même du sondage bne nous assure pas une mesure sur une verticale réelle : le ballon peut dériver et sonder des masses d'air très différentes. De plus, pris dans des ascendances et/ou subsidences, la non mesure de l'altitude (mais uniquement la pression) interdit une grande précision. Enfin, aucune mesure de vitesse verticale n'est effectuée par ballon. Les profils Arpège permettent des échéances plus rapprochées. Mais dans le cadre de cette étude, nous ne disposions que des prévisions Arpège. Cela revient alors à initialiser notre modèle avec un autre modèle. Si nous comparons les profils de vent pour M13 à 11h (Arpège) et 11h25 (Trappes), on constate qu'ils sont très différents, et la prévision Arpège est très loin de la réalité météorologique. Malgré leur faible fréquence temporelle, il nous semble donc plus sage d'utiliser pour l'initialisation et les conditions aux limites les sondages de Trappes pour nos calculs (figure 6.8). Ce choix se justifie par un souci de cohérence dans notre étude où les sondages de Trappes ont été particulièrement utilisés dans la partie analyse, et par le manque de données des

analyses Arpège.

6.6 Tests de sensibilité sur les paramétrisations

Nous avons effectués différents tests de sensibilité, propres à quantifier l'influence des paramètres utilisés sur les résultats. Les résultats vont être très sensibles aux forcages représentatifs des échelles non simulées à savoir le vent géostrophique (influence grande échelle) et les processus turbulents de la couche de surface (micro-échelle). Les tests de sensibilité que nous présentons ici, ont donc porté sur :

- La prise en compte d'un vent géostrophique adaptatif
- Le calcul de la température (Deardorff (78))
- Le calcul de l'humidité à la surface (Deardorff (78))

Les tests de sensibilité sur les paramétrisations turbulentes de la couche de surface, ayant été présentées en détail dans le chapitre 4, nous ne reviendrons pas dessus.

6.6.1 Influence du vent géostrophique en 1D

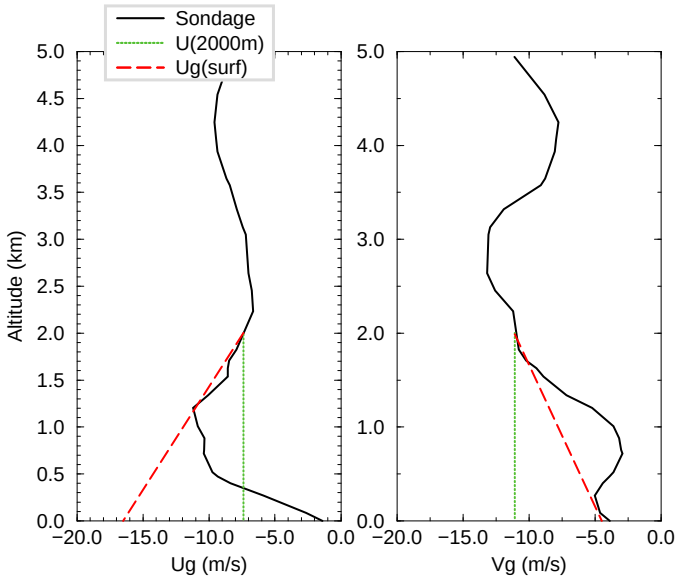


FIG. 6.9 – Profils de U et V avec exemple de forcage possible en 1D pour la restitution de la partie couche limite du vent géostrophique : M13 Trappes

☐ L'équilibre entre le gradient de pression horizontal et la force de Coriolis va régir le vent horizontal géostrophique, de composantes U_g et V_g :

$$U_g = -\frac{1}{f_c \rho}\frac{\partial P}{\partial y} \text{ et } V_g = \frac{1}{f_c \rho}\frac{\partial P}{\partial x} \tag{6.1}$$

avec P, la pression, $f_c = 10^{-4} s^{-1}$ le paramêtre de Coriolis à 45 ^{o}N, ρ, la masse volumique. Les gradients horizontaux ne sont pas calculables en 1D, et la plupart des modèles utilisent des valeurs constantes de ce paramètre pour toute une période. Son influence est importante et va

se retrouver dans le calcul du profil de vent et donc dans les paramétrisations de la couche de surface que l'on compare ici avec les mesures. Pour retrouver une valeur physiquement acceptable, et donnant un apercu de la situation synoptique, les valeurs du vent géostrophique doivent pouvoir évoluer tout au long de la simulation.

□ Pour que le modèle utilise des valeurs évolutives, nous avons fait des tests de sensibilité sur plusieurs approches. Le modèle doit être renseigné sur un profil de vent géostrophique, inaccessible à la mesure dans la couche limite.

- Bien au dessus de la couche limite, à une altitude synoptique (pour $z > z_{syn}$), nous réaffecterons donc au profil de vent géostrophique, les valeurs du vent grande échelle. Ce sont les sondages de Trappes qui sont interpolés heure par heure et nous appliquerons la relation :
  Si $z > z_{syn}$ $U_g(z) = U_{GE}(z)$ et $V_g(z) = V_{GE}(z)$.

- Pour la couche limite, différentes approches sont possibles :
  - ◇ On utilise des valeurs de gradients de pression horizontaux mesurés par les stations de Météo-France à Alençon, Troyes, Orléans et Beauvais (figure 5.2, p.81). Une interpolation linéaire est effectuée depuis ces valeurs mesurées jusqu'à z_{syn} :
    Si $z < z_{syn}$ $U_g(z) = U_g(\text{Stations}) + (U_g(z_{syn}) - U_g(\text{Stations}))\,(z/z_{syn})$ et $V_g(z) = V_g(\text{Stations}) + (V_g(z_{syn}) - V_g(\text{Stations}))\,(z/z_{syn})$

  - ◇ On récupère simplement la valeur du vent grande échelle en $z = z_{syn}$, et on conserve cette valeur jusqu'à la surface :
    Si $z < z_{syn}$ $U_g(z) = [U(z)]_{z=z_{syn}}$ et $V_g(z) = [V(z)]_{z=z_{syn}}$

Pour ces tests, et connaissant les limites d'épaisseur de la CLA pour les journées simulées, on choisit ici $z = z_{syn}$ = 2000m. Ces deux méthodologies sont illustrées avec, en exemple, le radiosondage de Trappes de M13 à 11h25 (figure 6.9). La méthode simple de raccordement de la valeur du vent à 2000m permet d'éviter des écarts importants, et limite les cisaillements de vents "artificiels" produits par ce type de forcage. Le méthode d'extrapolation par rapport à la valeur sol de gradient de pression devrait être la plus robuste. Cependant, le fort gradient vertical provoqué par les très grandes différences entre les sondages et ces valeurs nous ont contraint à ne pas utiliser cette technique.

□ Le choix d'une altitude $z = z_{syn}$ = constante s'est avéré être assez grossier. Les meilleurs résultats ont été alors obtenus en conservant l'idée de conservation de la valeur du profil grande échelle, mais nous avons utilisé comme altitude de raccord $z = \overline{h}$, la hauteur de la CLA calculée diagnostiquement par le modèle.

En conclusion, nous appliquons la relation suivante à chaque pas de temps de calcul :

$$\begin{cases} \text{Si} z > \overline{h} & U_g(z) = U_{GE}(z) \quad \text{et} \quad V_g(z) = V_{GE}(z). \\ \text{Si} z < \overline{h} & U_g(z) = [U(z)]_{z=\overline{h}} \quad \text{et} \quad V_g(z) = [V(z)]_{z=\overline{h}} \end{cases} \tag{6.2}$$

Cette technique de raccordement simple est assez grossière, mais a montré de biens meilleurs résultats que l'utilisation de valeurs sols mesurées. L'intérêt de cette méthode est de n'avoir besoin que des profils grande échelle, sans autre forcage supplémentaire sur le modèle.

6.6.2 Détermination de la température de surface

□ **La paramétrisation de Deardorff (78)**

La température de surface est assimilée à la valeur de la température en z=z_{0t}. Elle est calculée

par le relation de Deardorff (78), suivant l'équation d'évolution :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_{sol}.H_{at} - 2\pi\frac{T_s - T_p}{\tau_1} \tag{6.3}$$

avec C_{sol} une constante caractéristique du type de sol, telle que :

$$C_{sol} = \frac{\sqrt{2\pi}}{\rho_s c_s \sqrt{k_s \tau_1}} \tag{6.4}$$

avec $\rho_s c_s$ la capacité calorifique du sol, k_s le coefficient de diffusion de la chaleur dans le sol, τ_1 la durée de la période diurne (24h) et T_p la température de rappel. T_p est ici calculée comme la moyenne des températures observées par les stations Météo-France à 2m sur la journée simulée. H_{at} $(W.m^{-2})$ est la somme des flux à la surface (sauf flux de chaleur dans le sol) tel que :

$$H_{at} = (1 - A)\ R_s + \epsilon_g \left(R_t - \sigma T_s^4\right) - \rho\ C_p\ Q_0 - \rho\ L\ E_0 + H_a \tag{6.5}$$

avec A l'albédo, R_s et R_t les flux solaires et thermiques incidents, ϵ_g l'émissivité du sol, Q_0 le flux de chaleur sensible à la surface et la constante de Stefan-Boltzmann $\sigma = 5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$. La constante C_{sol}, dépendante du type de terrain, doit être préalablement calibrée. H_a $(W.m^{-2})$ est le flux de chaleur anthropique.

□ **Sensibilité sur C_{sol}**

La restitution de la température de surface est comparée aux mesures de flux infrarouge in-

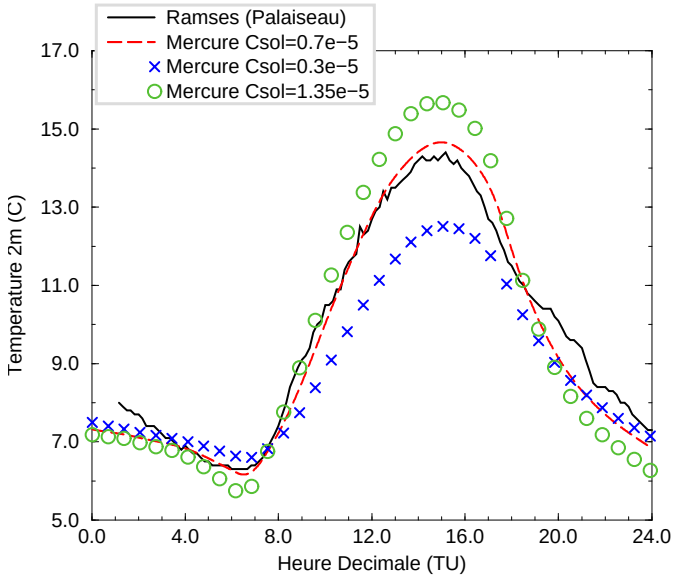


FIG. 6.10 – Test de sensibilité sur la constante d'inertie thermique du sol à Palaiseau en M13

cident mesuré par les stations sols Ramsès. L'incertitude sur le résultat est principalement liée à la valeur de l'émissivité choisie, et pour rester consistant avec les données Ramsès, nous conservons dans les simulations ϵ=0,96. Il s'avère que le paramètre d'inertie thermique du sol $C_{sol}(m^2.K.J^{-1})$ joue un rôle très important dans la restitution de T_s. Sa valeur étant une constante (presque empirique), nous avons effectué des tests de sensibilité, afin de reproduire convenablement le cycle diurne de T_s. La figure 6.10 décrit les résultats de calcul de T_s pour M13 à Palaiseau pour différentes valeurs de C_{sol}. Les valeurs choisies sont extrèmes : typiques

d'un milieu urbain $C_{sol} = 0.3.10^{-5}$ à un milieu forestier $C_{sol} = 1.35.10^{-5}$. Pour ces tests, on utilise $H_a = 0.$, A=0,25, $\epsilon = 0,96$. On voit nettement que (dans la mesure où la température de surface calculée à partir du flux infrarouge est fiable) la constante reproduisant au mieux la température à 2m est $C_{sol} = 0,7$: à mi-chemin entre des valeurs purement rurale et urbaine, elle semble représentative du milieu semi-rural de Palaiseau. Cette valeur sera donc conservée dans la suite des calculs.

□ **Sensibilité sur T_p**
Dans la paramétrisation de Deardorff, la température profonde T_p représente la moyenne des températures de surface sur le cycle diurne à simuler. La valeur de T_p est totalement empirique, et est généralement choisie comme une moyenne des températures de surface sur un ou plusieurs jours avant la simulation. On peut remettre en cause ce principe dans le cas des données ECLAP où une forte hétérogénéité est observée dans les cycles diurnes de T_s d'un jour à l'autre. Une notion "climatique" de température moyenne constante semble à exclure pour notre étude, et la température profonde est donc choisie comme la moyenne des T_s observées du jour à simuler (cf. tableau 6.2, p. 111).

6.6.3 Sensibilité sur les réservoirs en eau du sol

L'humidité spécifique est calculée par la méthode de Deardorff (78). On considère deux réservoirs d'eau dans le sol : l'un superficiel, l'autre profond. L'évolution de l'humidité revient alors à résoudre deux équations différentielles, telles que :

$$\begin{cases} \dfrac{\partial W_1}{\partial t} &= \left(\dfrac{P - \rho_0\ e_0}{W_{s\ max}}\right) - \dfrac{W_1 - W_2}{\tau_1} \\ \dfrac{\partial W_2}{\partial t} &= \dfrac{W_{s\ max}}{W_{p\ max}} \left(\dfrac{W_1 - W_2}{\tau_1}\right) \end{cases} \tag{6.6}$$

où l'on note : $W_1 = W_s/W_{s\ max}$ et $W_2 = W_p/W_{p\ max}$. W_s et W_p sont les teneurs en eau liquide superficielle et profonde, (les indices 'max' représentant les valeurs au delà desquelles il y a ruissellement). P est le flux de précipitation (nul dans toutes nos simulations), et τ_1 la durée d'un cycle diurne (i.e. 24h). On en déduit l'humidité relative :

$$Hu = \frac{1}{2}\left[1 - cos(\pi\ W_1)\right] \tag{6.7}$$

L'humidité spécifique à la surface q_s est alors calculée en fonction de la combinaison :

$$q_s = v_{eg}\ (q_s)_v + (1 - v_{eg}) q_s)_m \tag{6.8}$$

où $(q_s)_m$ et $(q_s)_v$ représentent respectivement les humidités spécifiques pour des surfaces 'minéral nu' et 'végétation'. Dans notre cas, nous utiliserons v_{eg}=1 à Palaiseau et v_{eg}=0 à Paris.
Pour cette paramétrisation, le choix des constantes de réservoir $C_{W1} = W_{s\ max}$ et $C_{W2} = W_{s\ max}/W_{p\ max}$ est empirique. Les valeurs usuellement utilisée (Musson-Genon (95)), sont C_{W1}=20 et C_{W2}=0,2 à Palaiseau et $C_{W1} = C_{W2} = 0$ à Paris. On considère que la surface bitumée ne contient pas d'eau susceptible d'intervenir dans le calcul de l'humidité à la surface (ce qui est faux, en toute rigueur, mais est une approximation couramment utilisée dans les modèles urbains, que nous garderons ici). Ces valeurs, utilisées par la suite en 3D pour chaque type de sol, ne seront pas modifiées. Par contre, les valeurs initiales de W_1 et W_2 ont un impact très important dans la paramétrisation prognostique de Deardorff (78). L'initialisation consiste à inverser l'équation 6.6, en faisant l'hypothèse $q_s = q_{sat}$ au début du calcul. On en déduit alors la première valeur

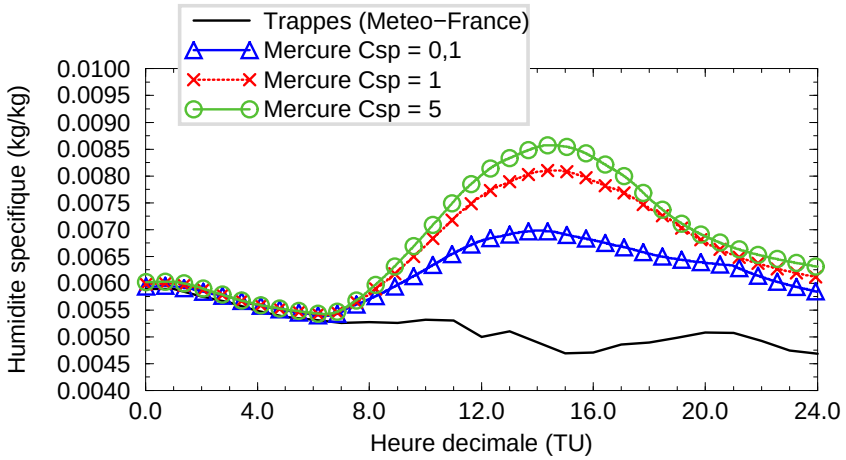


FIG. 6.11 – Sensibilité sur les constantes de réservoir en eau du sol à Palaiseau en M13 pour l'humidité spécifique

de W_1. La détermination de la valeur initiale de W_2 est, par contre, complètement empirique (aucune mesure) : elle est choisie relativement à la valeur initiale de W_1, pour satisfaire la valeur et le signe du flux d'humidité pour le début du calcul.
Nous avons effectué une étude de sensibilité sur l'impact de la valeur initiale de W_2. On pose C_{sp} la constante de proportionnalité telle que $W_2 = C_{sp}W_1$, après que le modèle ait calculé W_1. On aura donc :

- Si $C_{sp} < 1$ le sol est plus sec que la surface
- Si $C_{sp} > 1$ le sol est plus humide que la surface

Les figures 6.11 et 6.12 montrent le résultat de trois simulations pour l'humidité spécifique à 2m et l'humidité relative à 2m. On utilise trois constantes différentes : C_{sp} = 0,1, C_{sp} = 1 et C_{sp} = 5. Ces constantes sont arbitrairement choisies, et sont justes représentatives de situations extrèmes, pour illustrer la sensibilité de l'initialisation. Dans les trois cas, le cycle de q_{2m} montre un cycle diurne non mesuré à Trappes : une très légère advection d'air plus chaud et plus sec a été observée pendant M13, par sondages, ce que le modèle non advectif ne peut prévoir. On note ce problème pour Hr : les simulations ne parviennent pas à reproduire le cycle particulièrement marqué, mesuré à Trappes. Ce test nous laisse à penser qu'en assèchant complètement le réservoir profond (i.e C_{sp} = 0), on pourrait mieux simuler le cycle de l'humidité. Ce serait en fait irréaliste, et la différence mesure/simulation , dans cette proportion n'est qu'imputable au manque du calcul des termes advectifs. Même sans advection marquée en M13, les mesures relatives à la micro-échelle intègrent forcément des flux horizontaux : leur influence peut intervenir dans cette paramétrisation très sensible aux constantes d'initialisation.

6.6.4 Conclusion sur les choix

- Le vent géostrophique est un facteur très sensible pour la restitution correcte de l'écoulement atmosphérique dans la CLA. Pour nos simulations, une technique de raccordement simple à une altitude "troposphère libre" (z=2000m) est utilisée. Formellement inexacte, elle a cependant montré de meilleurs résultats que le forcage issu de gradients de pression synoptiques. De plus, elle a l'avantage de ne pas nécessiter de forcage supplémentaire dans le modèle, en étant autosuffisante (utilisation des profils de vent "grande échelle"). Dans le cadre de nos simulations, ce

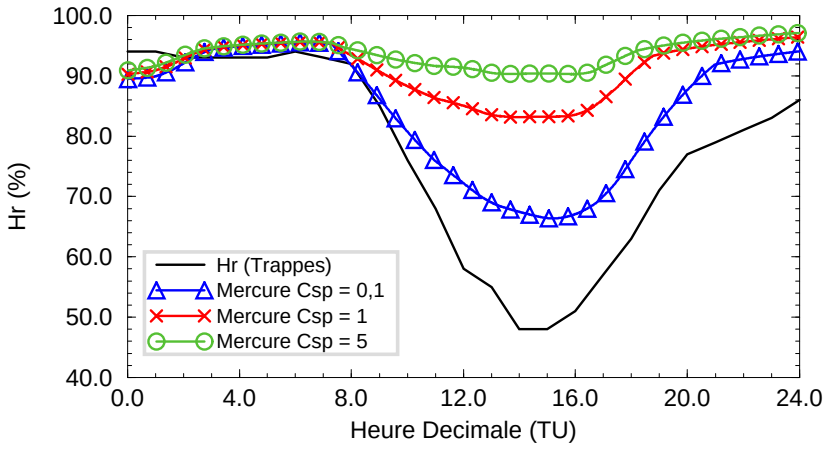


FIG. 6.12 – Sensibilité sur les constantes de réservoir en eau du sol à Palaiseau en M13 pour l'humidité relative

forcage s'avère être le plus important.

- La formulation de Deardorff (78) donne de bons résultats, mais est tributaire d'une calibration extrèmement fine sur les constantes C_{sol} et T_p. Des tests de sensibilité nous ont montré que le cycle diurne de Palaiseau n'était correctemment reproduit que pour une constante d'inertie thermique de type "banlieue" (et non rurale).
- La grande importance des hauteurs de rugosité effectives dans les paramétrisations de surface a été précédement montrée (paragraphe 4.2). Ces hauteurs ne sont pas réellement constantes, mais dépendent du type de terrain. Nous avons utilisé des valeurs variables de z_{0m}^{eff} et z_{0h}^{eff} en fonction de la stabilité et de la journée à simuler, comme cela a été exposé figure 4.3 (p.56) avec une fonction analytique déduite de ces mesures soniques.
- La modélisation de tous les processus liés à la présence d'eau est très délicate. Cette paramétrisation s'est montrée très sensible à l'initialisation sur les teneurs en eau des réservoirs superficiels et profonds au début du calcul. Pour une simulation correcte de l'humidité à la surface, la choix de ces teneurs en eau ne peut dans notre cas qu'être fait à postériori (n'ayant aucune mesure, la prévision de ce paramètre n'en sera que plus difficile).

6.7 Adaptation du modèle aux situations ECLAP

Les paramétrisations de la couche de surface pour les modélisations méso- et grande échelle fait l'objet de nombreuses études actuellement. L'effort est surtout porté sur l'adaptation de la paramétrisation de Louis (79),(82) et l'intégration dans ses fonctions de stabilité de modifications liées à de récentes mesures. Parmi ces adaptations, nous avons pris en compte une échelle de vitesse convective w_*, particulièrement importante pour la simulation de la convection libre, ce qui est le cas des journées étudiées. La connaissance de la hauteur de la couche limite intervient dans le calcul de w_*, ce qui nous a conduit à nous pencher sur les différentes méthodes diagnostiques utilisées en méso-échelle. Nous exposons donc dans cette partie :

- Le principe de la prise en compte d'une échelle convective w_*
- Les méthodes diagnostiques de calcul de $\overline{h}$
- La prise en compte d'une nébulosité fractionnaire comme forcage radiatif
- La prise en compte d'un flux de chaleur anthropique à Paris

6.7.1 Prise en compte d'une échelle de vitesse convective w_*

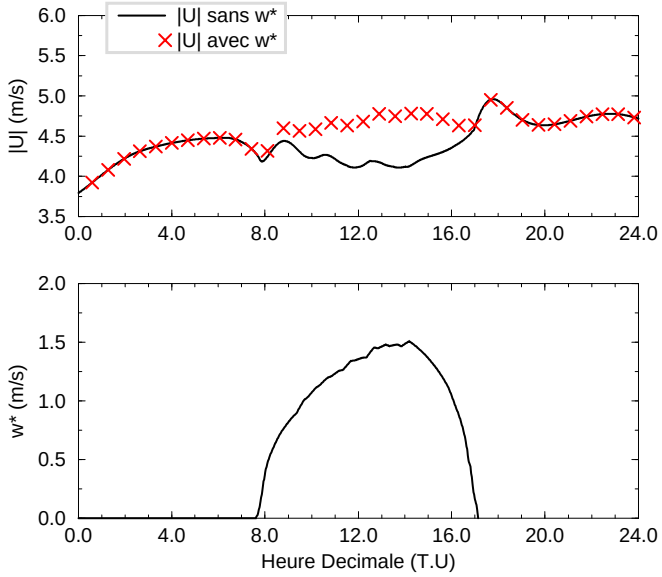


FIG. 6.13 – Influence de la contribution de w_* dans le calcul du module du vent : M13 à Palaiseau

- La restitution de u_* par les paramétrisations de couche de surface s'appuient essentiellement sur les vitesses de rugosité et sur le module du vent. Lorsque ce vent est faible, et que la couche de surface est proche de la convection libre, un terme additif doit être pris en compte. Beljaars (95) propose de considérer la période de convection libre comme un cas particulier de convection forcée. En période instable, près de la surface, une échelle de vitesse verticale w_* est ajoutée dans le calcul du module du vent, assurant une valeur limite par vent faible. Uniquement pour la paramétrisation de surface, le module du vent est recalculé par :

$$|U| = \left(u^2 + v^2 + (\beta.w_*)^2\right)^{1/2} \tag{6.9}$$

  avec β une constante arbitraire, telle que $\beta \approx 1,2$ (d'après des mesures à Cabauw, Beljaars (95)).

- Le calcul de cette vitesse convective passe par la détermination de $\overline{h}$. Récemment, Qi et Neumann (97) utilisent ce terme additif avec $\overline{h}$ = constante = 1000m. Ils justifient cette très lourde approximation, comme étant usuelle dans des modèles type GCM et peu sensible dans leurs résultats. Dans notre cas, les données lidar ont permis de déterminer correctemment $\overline{h}$, et, comme nous l'avons vu au paragraphe 3.3(p.33), cette approximation sur $\overline{h}$ n'est absolument pas valable sur un cycle diurne en région Parisienne. Le modèle est donc forcé à chaque pas de temps par des valeurs de $\overline{h}$ préalablement calculées par les lidars (ce forcage n'intervient que pour le calcul de w_*, et n'est pas utilisé pour d'autres calculs dans le modèle). L'application de w_* est de plus uniquement effectuée en période instable (de par sa définition même), et le test est effectué via la valeur du R_{iB} à la surface.
- La figure 6.13 montre l'influence de l'ajout de w_* dans la valeur du module du vent (à la première maille du modèle), ainsi que la valeur elle-même de cette échelle convective. La période simulée est M13 à Palaiseau.

6.7.2 Calcul diagnostique de la hauteur de la CLA

Différentes méthodes diagnostiques existent pour le calcul de la hauteur moyenne de la CLA ($\overline{h}$) dans un modèle. La plus couramment utilisée repose sur l'étude d'un profil d'énergie cinétique turbulente (TKE). Récemment, on trouve dans la littérature des approches fondées sur le calcul du nombre de Richardson de couche (Holtslag *et al.* (90), Pleim et Xiu (94)). Dans le cadre de nos simulations, le calcul diagnostique de $\overline{h}$ s'avère être un paramètre important puisque intervenant directement dans le calcul de w_*. Nous avons donc effectué des tests de sensibilité et comparé les résultats avec ces deux méthodologies.

- **Méthode basée sur le profil de TKE**
  L'altitude de la CLA est retenue lorsque la TKE devient inférieure à un seuil arbitrairement choisi, ici $k = 0.01m^2.s^{-2}$ (d'après des validations Mercure sur Wangara). Cependant, cette méthodologie nécéssite une résolution explicite de l'équation de TKE. De plus, le choix d'un seuil arbitraire peut être remis en cause : la valeur choisie n'est pas forcément représentative de tous les phénomènes météorologiques (stabilité, cisaillements de vents...).

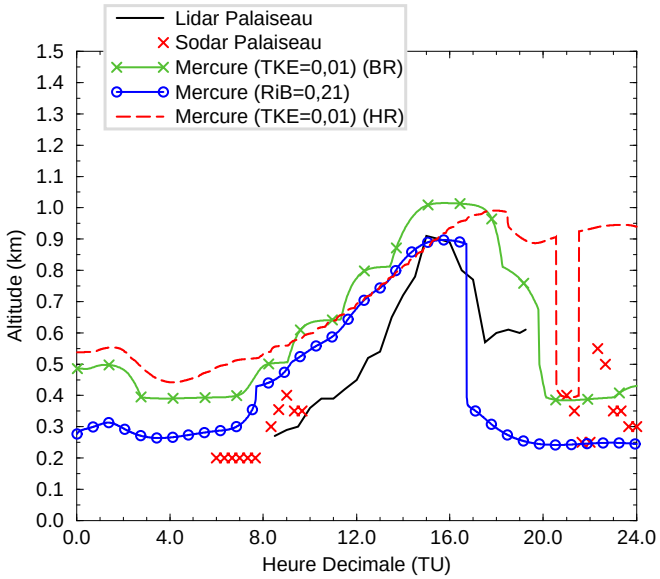


FIG. 6.14 – Série chronologique de $\overline{h}$ en M13 à Palaiseau : Comparaison des méthodes diagnostiques basées sur la TKE et le R_{iB}

- **Méthode basée sur le profil de R_{iB}**
  La contrainte de résolution explicite de l'équation de la TKE reste couteuse dans un modèle méso-échelle. Nous proposons donc une seconde approche, totalement différente, basée sur le profil de Richardson de couche (décrite au paragraphe 3.2, p.31). Seuls les valeurs des profils de vent et de θ, déjà calculés par le modèle sont nécessaires dans ce cas. Des tests que nous avons effectués sur cette méthode avec un calcul de Richardson dont le gradient de température repose sur la température de surface a montré ses faiblesses. En effet, la température de surface est calculée via la paramétrisation de Deardorff (78) et est donc découplée du reste de la simulation. L'erreur engendrée par cette paramétrisation va biaiser la valeur du $R_{iB\ C}$ et donc faussé $\overline{h}$. Pour rester consistant avec le modèle, nous calculons donc le R_{iB} avec comme première température celle de la première maille (Vogelezang et Holstlag (96)). Par ce moyen, nous nous affranchissons de l'incertitude sur T_s (dûe à C_{sol} et ϵ, paragraphe 6.6.2). Des tests de sensibilité que nous

avons effectués par ailleurs sur les données de sondages de Trappes ont montrées que la valeur $R_{iB\,C}$ = 0,21 était toujours valable. On utilise donc, en fonction de la stabilité, le critère suivant (Holtslag *et al.* (90), Pleim et Xiu (94)) :

▷ Si $R_{iB} > 0$ $\quad \overline{h} = 0,07\ u_*/f$
▷ Si $R_{iB} < 0$ $\quad \overline{h} = z(R_{iB} = R_{iB\,C})$

- **Synthèse sur les deux approches**

  ◇ **Avantages et inconvénients de la méthode TKE**
  L'inconvénient n'est pas physique mais numérique. La décroissance de la TKE en fonction de l'altitude est très rapide au sommet de la CLA. Pour déterminer finement $\overline{h}$, la résolution verticale doit être très importante. La figure 6.15(à gauche, trait plein) montre un agrandissement du profil de TKE calculé en M13 à 15 h (horaire d'ensoleillement maximal pour cette journée). L'avantage du modèle 1D est sa rapidité de calcul, et nous avons opté pour un maillage qui en z=1000m n'a plus qu'une résolution $\Delta z \approx 200m$. Cette résolution verticale relativement pauvre interdit toute précision sur le résultat : le gradient vertical de TKE est très important, et en considérant que la valeur du seuil est correcte, l'interpolation linéaire utilisée va surestimer $\overline{h}$, le profil ayant *a priori* une décroissance logarithmique avec l'altitude. Une interpolation logarithmique est une alternative numérique délicate, car la valeur supérieure de TKE, calculée par le modèle est nulle. La seule solution semble donc être un maillage à très haute résolution : de l'ordre de la précision désirée en $\overline{h}$.

  ◇ **Avantages et inconvénients de la méthode sur le R_{iB}**
  Comme on l'a vue expérimentalement, la valeur du $R_{iB\,C}$ est assez robuste. De plus, une erreur relative importante sur cette valeur va faiblement modifié la restitution de $\overline{h}$ (le gradient vertical de R_{iB} au dessus de la couche limite est relativement faible).

  ◇ **Remarques pour les deux méthodes**
  Les calculs de $\overline{h}$ pour Palaiseau en M13 montrent une surestimation de $\overline{h}$ par les deux méthodes employées en période convective (figure 6.14). Dans ce cas, les méthodes en elle-mêmes ne sont pas à mettre en cause : la simulation sans advection ne peut reproduire la faible advection d'air froid et sec qui s'est produite dans la réalité. Le modèle calcule donc des températures sensiblement plus fortes (d'où surestimation sur le R_{iB}), et le mélange pendant la phase convective aura une plus grande amplitude (d'où surestimation sur le profil de TKE).

- **Simulation à haute résolution verticale**
  Pour vérifier l'hypothèse précédente sur l'influence de la résolution verticale du maillage, nous avons effectué une simulation test sur la journée M13 à Palaiseau. Les paramètres sont exactement les mêmes que la simulation précédente, hormis un maillage dont la résolution verticale est Δz = constante = 50 m de z = 0 à 1500 m. Cela correspond à 80 noeuds au lieu de 16 pour le maillage habituel, et les 24 h ont été simulées en 40 mn au lieu de 5 mn. La valeur moyenne de $\overline{h}$ calculée par le lidar à 15 h est de 900m. Le profil de TKE atteint la valeur seuil 0,01 m^2 s^{-2} en z = 920 m (haute résolution) au lieu de 1015 m (basse résolution). A contrario, une précision accrue sur le profil de Richardson de gradient éloigne le résultat de l'altitude recherchée, passant de 895 m à 925 m. Cela est dû à la restitution d'une inversion de température marquée à haute résolution, mais seulement esquissée par le modèle avec le maillage basse résolution : le profil de R_{iB} est donc plus instable à cette altitude. Cependant, on note que la sensibilité sur le résultat reste plus importante avec le profil de TKE qu'avec le profil de R_{iB}.
  La figure 6.14 montre de plus, de larges différences sur $\overline{h}$ par la méthode TKE (basse et haute résolution) après 19h. Alors que la TKE tend vers une valeur nulle à partir de 380 m à 20 h pour

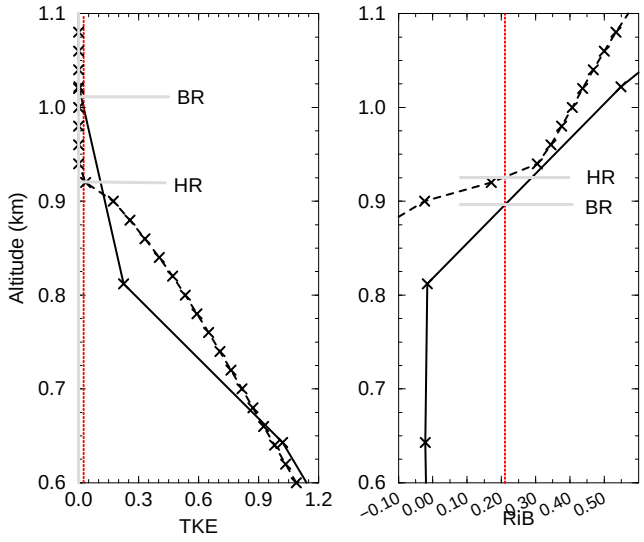


FIG. 6.15 – Agrandissement de profils de TKE et R_{iB} calculés en M13 à 15 h à Palaiseau

le calcul basse résolution verticale, on note à partir de cette altitude une augmentation de TKE, jusqu'à un maximum de TKE = $0,05 m^2.s^{-2}$ à 690 m, pour décroitre de nouveau et atteindre une valeur nulle à 940 m. Les profils de dissipation ϵ montrent cependant des valeurs nulles à partir de 380 m. Cet effet est purement numérique, la résolution étant la seule différence entre les deux simulations : de fines structures turbulentes non calculées à basse résolution apparaissent, non dissipées et dues au calcul plus précis de tous les gradients verticaux. Cette remarque nous rapproche des techniques récentes de LES, qui utilisent des maillages très resserrés dans la zone d'entrainement pour une étude fine des flux dans cette couche (Müller et Chlond (96)). Cela n'étant pas le but de ce travail de modélisation, nous nous arrêtons à cette simple remarque pour cette étude.

- **Conclusion**
  La méthode de calcul diagnostique basée sur le profil de Richardson de gradient semble beaucoup plus robuste que celle basée sur le profil de TKE. Le but actuel de la modélisation 1D étant de simuler rapidement des situations météorologiques, la méthode récente basée sur le R_{iB} semble une excellente alternative à la méthode usuelle basée sur la TKE.

6.7.3 Prise en compte d'une nébulosité fractionnaire

La nébulosité fractionnaire est forcée, pour des calculs de rayonnement réalistes, suivant les valeurs de mesures Météo-France (figure 5.1, p.80). N'ayant pas de mesures lidar la nuit (pour la détection nuageuse à haute altitude), la prise en compte de cette valeur est une approche simple, mais va permettre de retrouver des valeurs de flux infrarouge incidents plus réalistes. Ce forcage supplémentaire a été mis en place en particulier pour le site de Palaiseau, où des brouillards matinaux ont été fréquemment mesurés.

6.7.4 Prise en compte d'un flux de chaleur anthropique

Un flux de chaleur anthhropique H_a est ajouté dans le bilan d'énergie à la surface pour la prise en compte des effets radiatifs liés au milieu urbain. Il se décompose en deux termes principaux, tel

que :

$$H_a = R_1 + R_2 \max\left(0\ ,\ T_{seuil} - T_{surf}\right) \tag{6.10}$$

Le flux R_1 représente un forcage constant lié à la circulation automobile et aux activité industrielles, et est choisie pour Paris tel que R_1 = 30 W m^{-2}. Sa prise en compte est effectuée dans le modèle à horaire fixe (de 7 à 20 h ici). Le flux R_2 représente une majoration de H_a si la température de surface est inférieure à une température seuil, et est choisi tel que R_2 = 2 W m^{-2}. La valeur de T_{seuil} est ici fixée à 16 ^{o}C (Atwater (75)). Pour nos simulations, on a donc une contribution de R_2 quasiment pour tout le cycle diurne, ayant des valeurs de T_{surf} presque toujours inférieures à T_{seuil}.

6.7.5 Influence couplée de l'échelle de vitesse convective et des hauteurs de rugosité variables

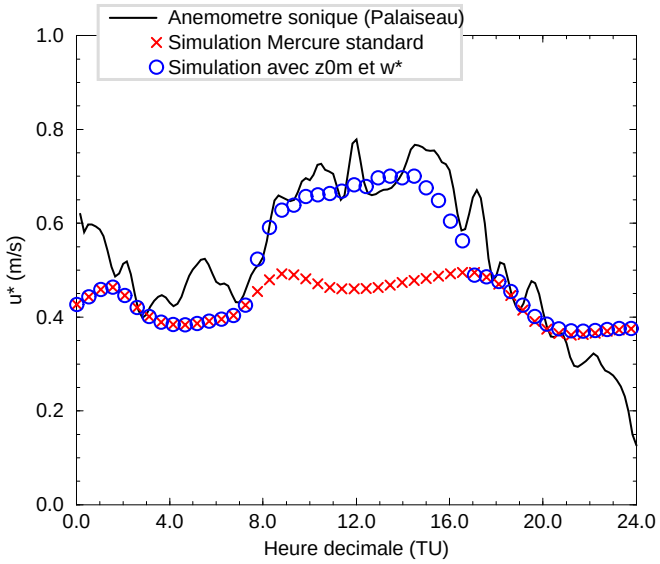


FIG. 6.16 – Influence couplée de w_* et z^e_{0m} variables pour M13 à Palaiseau (sans forcage sur le vent géostrophique)

La figure 6.16 présente l'influence couplée de la prise en compte de l'échelle de vitesse convective w_* et de hauteur de rugosité évolutives (selon les analyses des soniques) pour la restitution de u_* en M13 à Palaiseau. L'échelle w_* permet de ne pas avoir des vitesses de vent trop faibles en période instable, biaisant alors le calcul des flux. Les hauteurs de rugosité effectives, exprimées en fonction du R_{iB} permettent de simuler la variation diurne observée par les instruments, et de retrouver des vitesses de rugosité réalistes. On notera que l'influence de z^e_{0m} est plus importante que celle de w_*, qui, dans ce cas, évite surtout aux valeurs du vent de surface de décroitre de manière irréaliste en période instable.

6.7.6 Conclusion

- La prise en compte d'une échelle convective est un apport important dans la restitution de la phase convective. Les journées ECLAP ayant montré des vitesses de vent relativement faibles, l'ajout de w_* ne peut pas être omis.

- La prise en compte d'une hauteur de déplacement est faite ici sur le site Parisien par réalisme, mais son influence sur les paramétrisations de surface s'avère très faible.
- Le maillage a une influence non négligeable sur la restitution de $\overline{h}$ par la méthode basée sur le profil de TKE. La méthode diagnostique basée sur le nombre de Richardson de couche R_{iB} a l'avantage d'utiliser les grandeurs principales de l'écoulement (aucune paramétrisation turbulente n'intervient). Dans ce cas, le résultat est peu sensible à la résolution verticale, le seuil du $R_{iB\,C}$ étant toujours bien marqué. Pour les simulations, nous utiliserons donc la méthode sur le R_{iB}.
- La grande importance des hauteurs de rugosité effectives dans les paramétrisations de surface est ici confirmée, et garder ces quantités constantes au cours de la journée, ne peut donner de bons résultats. Nous utiliserons donc ici des forcages simples d'évolution diurne de z^e_{0m} et z^e_{0h}, inspirés des analyses des données soniques de Palaiseau.
- En 1D non advectif, la simulation de milieux différents étant principalement liée à la description du sol, un flux de chaleur anthropique sera pris en compte pour simuler le site urbain.

6.8 Résultats des simulations sans advection

6.8.1 Remarques sur les résultats présentés

- Les simulations présentées dans la suite correspondent aux résultats des simulations avec prises en compte des modifications apportées au modèle dans sa version standard et décrites précédemment.
- Le vent géostrophique est recalculé à chaque pas de temps à partir des profils de vent et des hauteurs de CLA calculées diagnostiquement.
- Le maillage choisi utilise une première maille verticale en z_1 = 50 m.
- Tous les calculs ont été effectués avec la paramétrisation de Mascart (95) que nous avons implanté dans Mercure pour ce travail.
- Ne disposant pas de mesures de turbulence dans la couche de surface à Paris, les forcages utilisés à Palaiseau ont été adapté. La hauteur de rugosité a été déterminée en suivant la logique couramment trouvée dans la littérature (Pielke (84), Stull (88), Garratt (92)) : nous avons appliquer un rapport multiplicatif 5 à la valeur moyenne calculée à Palaiseau pour la valeur de Paris. Le rapport déterminé z^e_{0m}/z^e_{0h} expérimentalement à Palaiseau a été conservé pour déduire z^e_{0h} à partir de z^e_{0m}. Ces déterminations peuvent paraitre grossières, mais elles restent dans les fourchettes de valeurs trouvées dans la plupart des études actuelles sur ces paramétrisations (Clarke (87)).

6.8.2 Le 13 Mars 95

Le choix de la journée du 13 Mars 95 correspond à la simulation d'une période anticyclonique, sèche, propice à la mise en place d'une situation de pollution. L'approche 1D, sans advection, est ici justifiée par une direction de vent constante, de module relativement faible. On va donc particulièrement pouvoir étudier les processus purement thermiques qui ont guidés le développement de la CLA.

- La vitesse de rugosité u_* est bien calculée par le modèle (figure 6.17). Pour le site Parisien, le couplage d'une hauteur de rugosité dynamique et d'une échelle convective w_* plus importantes (maximum de w_* calculé à 14 h de 1,65 m/s à Paris et 1,38 m/s à Palaiseau) induisent naturellement un cycle diurne plus marqué : un maximum de u_* = 0,73 m/s est simulé à Paris contre u_* =0,65 m/s à Palaiseau.

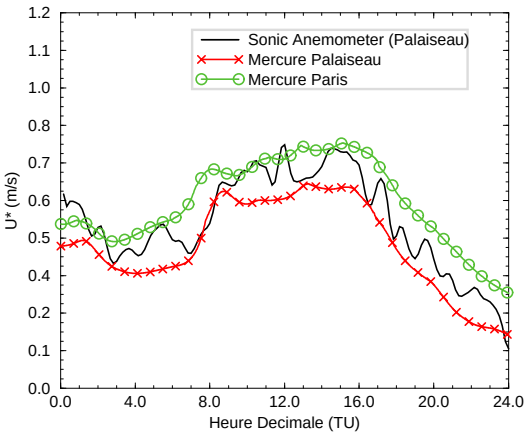


FIG. 6.17 – $u_*(m.s^{-1})$ (M13)

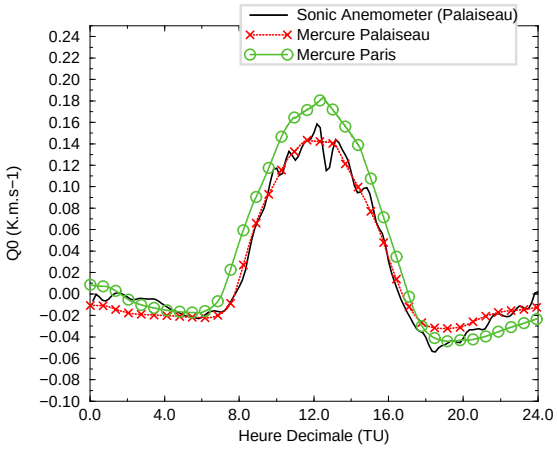


FIG. 6.18 – $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M13)

- Le flux de chaleur sensible (figure 6.18) est bien reproduit par le modèle à Palaiseau, avec un maximum de 0,13 K m s^{-1}, coincidant avec la mesure. A Paris, le flux Q_0 simulé est en accord avec nos estimations directes à partir des mesures sodar (maximum simulé de 0,195 K m s^{-1})

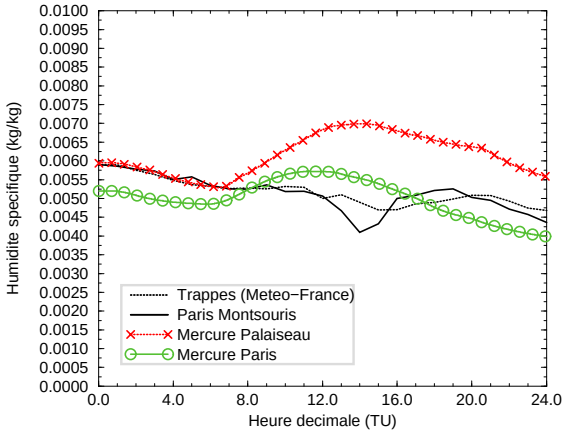


FIG. 6.19 – q_{2m} (kg/kg) (M13)

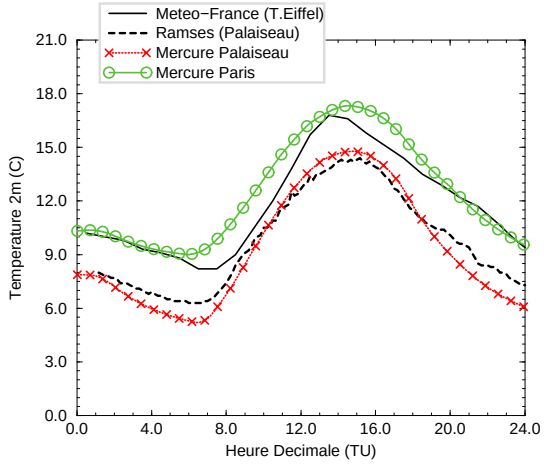


FIG. 6.20 – T_{2m} (^{o}C) (M13)

- L'humidité spécifique mesurée est quasiment la même à Paris et Palaiseau. Avec des constantes de réservoir typiques d'un milieu semi-rural, le modèle surestime la mesure en période instable à Palaiseau (figure 6.19). Le modèle simule un air près de la surface très légèrement plus sec que le sol, le flux d'humidité, même faible, modifie nettement les résultats pendant la phase convective en milieu rural. Par contre, le cycle diurne de l'humidité spécifique est mieux simulé à Paris, où nous avons considéré que le sol ne contenait pas d'eau : le flux d'humidité est donc plus faible du sol vers la couche de surface.
- Le résultat correct d'humidité spécifique se retrouve pour l'humidité relative (figure 6.21). Le modèle, cependant, ne simule pas correctement la croissance en fin de journée à Paris. On observe un temps de réaction trop grand par rapport à une humidité nocturne réllement observée.

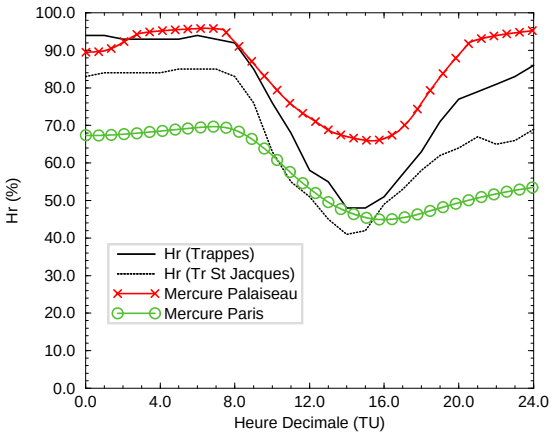


FIG. 6.21 – Humidité relative (%) (M13)

- La température à 2m est bien simulée sur les deux sites (figure 6.20), et la prise en compte d'un C_{sol} semi-rural permet de retrouver le cycle diurne à Palaiseau.

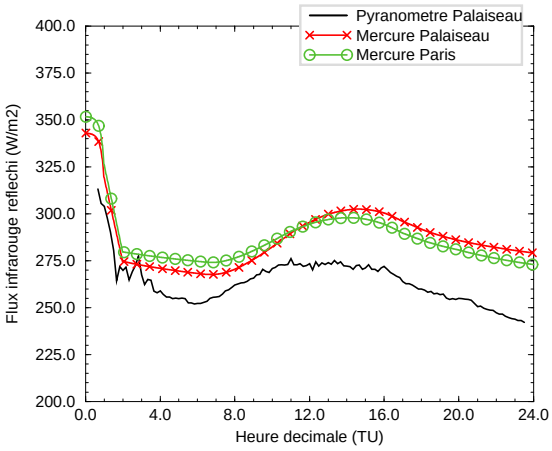


FIG. 6.22 – Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M13)

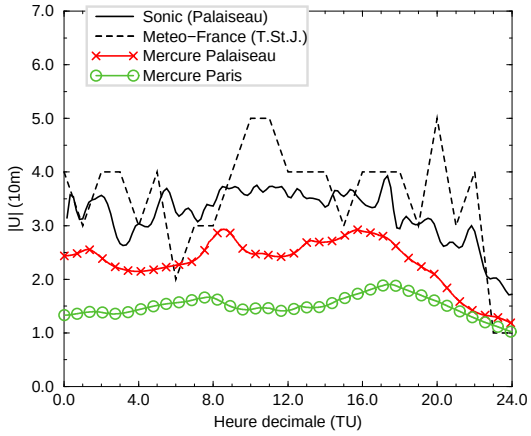


FIG. 6.23 – Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M13)

- Les flux infrarouges incidents sont bien simulé grâce à la prise en compte horaire de la nébulosité fractionnaire (figure 6.22). La légère sur-estimation est d'une part dans l'incertitude de la mesure du pyranomètre et d'autre part inhérente à la paramétrisation simplifiée utilisée (Musson-Genon (95)).
- Le vent à 10 m (figure 6.23) montre ici les limites de la simulation sans advection : le module du vent $|U|$ est légèrement sous-estimé à Palaiseau ($\approx 0,5$ m s^{-1}). Dans ce cas, la prise en compte de w_* empêche $|U|$ de décoitre rapidement. De plus, le modèle calcule un module du vent plus faible à Paris qu'à Palaiseau, alors que la mesure sodar montre deux tendances très proches sur les deux sites.

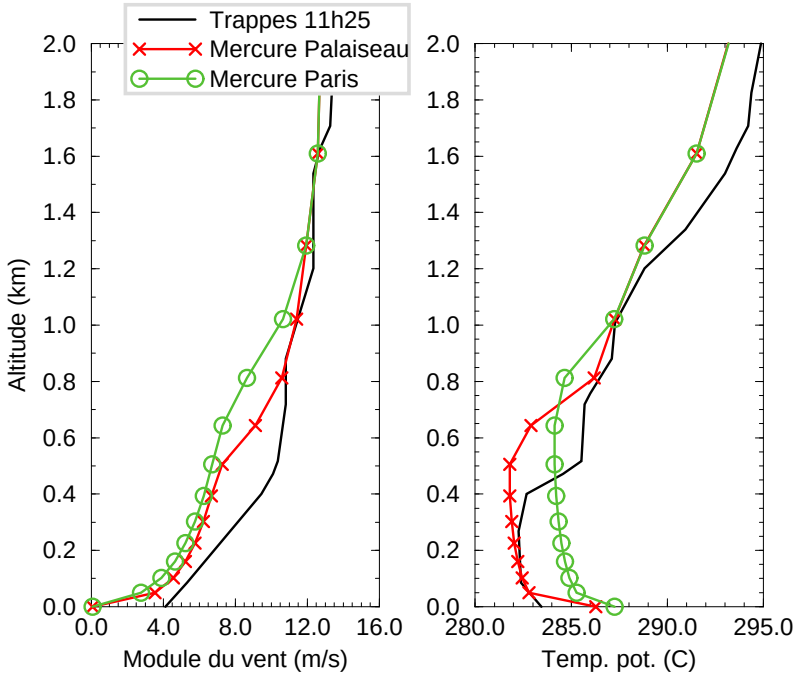


FIG. 6.24 – Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h25 (M13)

- La comparaison des profils de vent mesurés à Trappes à 11h et calculés par le modèle montrent une sous-estimation du vent modélisé dans la couche limite (figure 6.24). Le modèle surestime la hauteur de l'inversion à Palaiseau. Le léger brouillard observé le matin à Palaiseau peut retarder la croissance de la CLA, ce que le modèle ne peut prévoir. Le mélange étant plus important en ville, l'inversion calculée à Palaiseau à 800 m est déjà érodée à Paris à 11h25. Le profil de température montre, de plus, des valeurs supérieures dans la couche de surface à Paris.
- Le calcul de la température est exprimée, figure 6.25, sous forme de série chronologique pour toute la journée de simulation de 0 h à 24 h. On distingue nettement entre les deux sites les différences de température, la couche de surface urbaine restant plus chaude après l'horaire d'ensoleillement maximal que la couche de surface rurale.

6.8.3 Le 10 Mars 95

Pour cette journée, l'advection va jouer un rôle important et nous allons quantifier les manques dans les simulations dues à sa non-prise en compte. Les observations lidar et sodar nous ont montrés que la couche limite se développait peu au cours de cette journée. Les sondages de Trappes, habituellement acquis vers 11h30 et 17h30, sont, malheureusement, pour cette journée invalides. Cependant, les mesures de vent par sodar ont clairement montré un effondrement du module du vent, sans changement de direction (Sud-Est pour toute la journée). Ce sera la difficulté majeure de cette simulation, le modèle n'étant pas renseigné sur ce phénomène synoptique.

- La vitesse de rugosité u_* est assez bien simulée à Palaiseau, avec un cycle diurne bien reproduit en période instable, mais surestimé en période stable (figure 6.26). Le fort vent relevé sur le sondage d'initilisation va induire une surestimation pendant quelques heures, notamment par

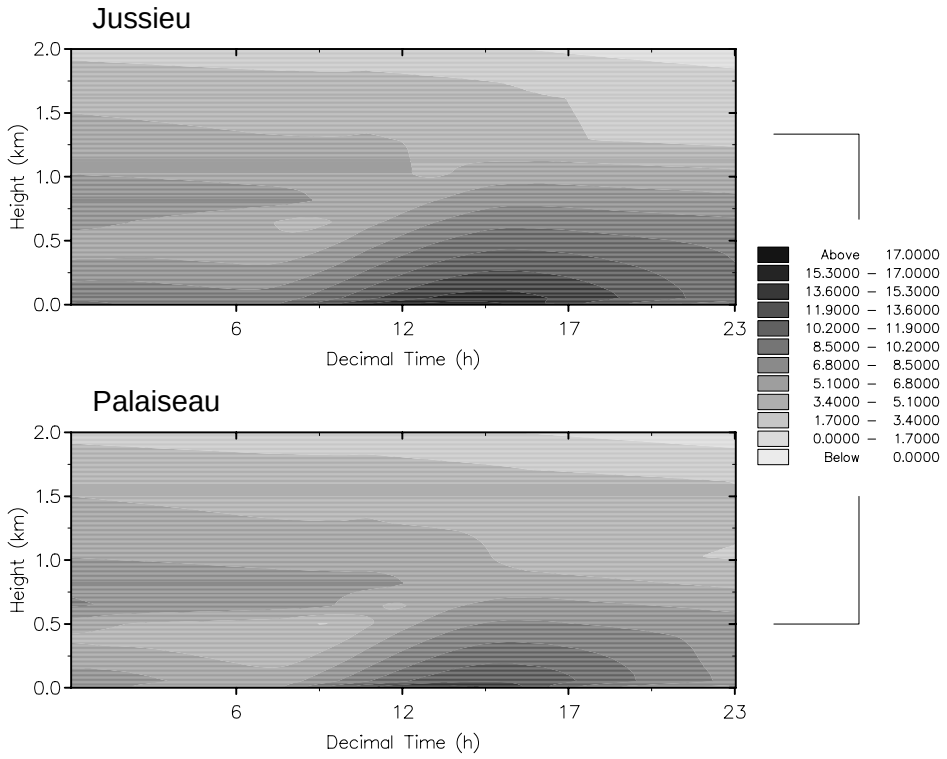


FIG. 6.25 – Série chronologique de la température simulée à Jussieu et Palaiseau en M13

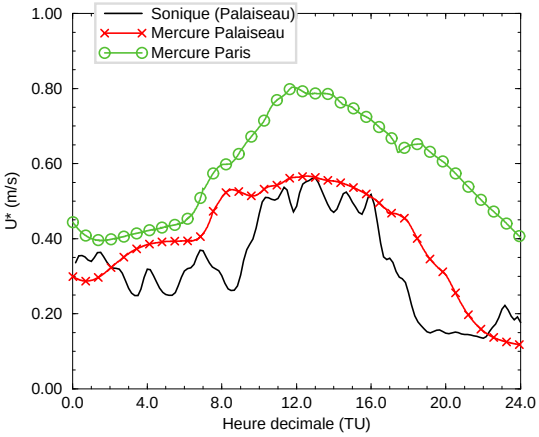


FIG. 6.26 – $u_*(m.s^{-1})$ (M10)

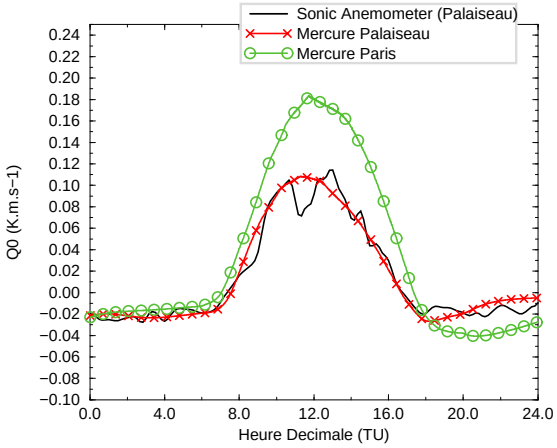


FIG. 6.27 – $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M10)

l'intermédiaire du calcuil du vent géostrophique à partir des profils grande échelle. N'ayant pas de sondages valides entre 0 h et 17 h, le modèle interpole linéairement les profils météorologiques, ne pouvant prévoir la chute brutale observée par sodar à 10 h. A Jussieu, les hauteurs de rugosité propres au site urbain vont induire des valeurs de u_* supérieures, de manière similaire à M13.

- Le flux de chaleur sensible surfacique Q_0 est correctement simulé à Palaiseau. A Paris, on note de fortes valeurs, correspondantes aux estimations faites par sodar en période convective (figure 6.27).

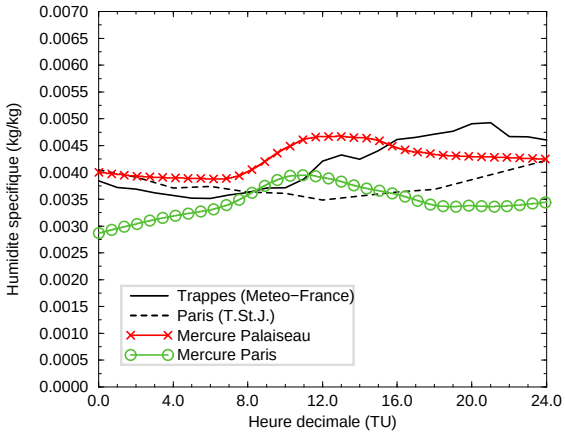


FIG. 6.28 – q_{2m} (kg/kg) (M10)

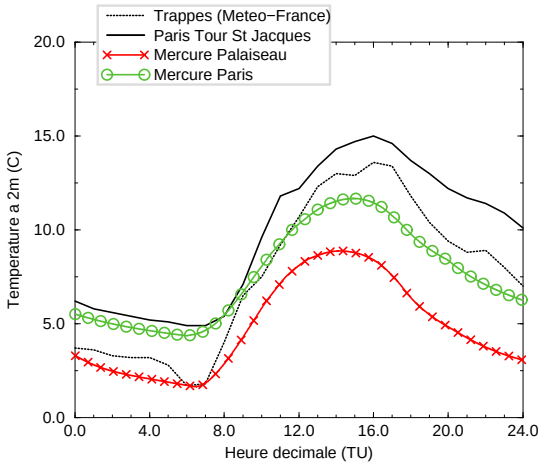


FIG. 6.29 – T_{2m} (^{o}C) (M10)

- Le cycle de l'humidité spécifique est très peu fluctuant à Paris et Palaiseau (figure 6.28). On retrouve la mesure en initialisant le modèle avec un sol sec en surface et très sec en profondeur.
- La température à 2m est bien simulée en début de journée, mais l'advection d'air chaud réelle à 10h n'est pas bien reproduite par le modèle qui ne peut la prévoir (figure 6.29). Cette remarque est valable sur les deux sites, où l'on observe une sous-estimation globale après 10 h. Dans ce cas, le calcul 1D sans advection montre largement ses faiblesses.

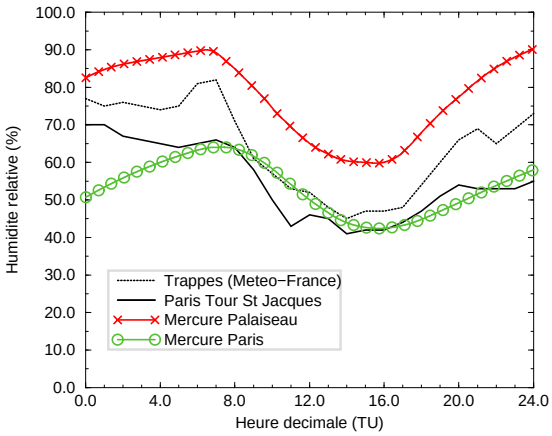


FIG. 6.30 – Humidité relative (%) (M10)

- L'augmentation diurne du flux infrarouge incident est bien simulée, par la prise en compte de la nébulosité fractionnaire qui augmente au cours de M10 (figure 6.31). Cette augmentation est un peu sous-estimée, mais dans l'incertitude de la mesure et surtout de l'ordre des paramétrisations employées.

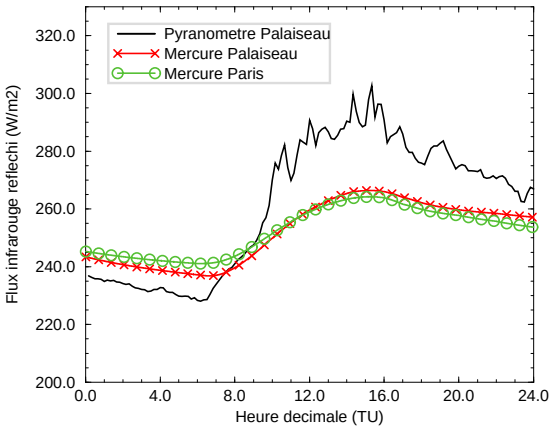


FIG. 6.31 – Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M10)

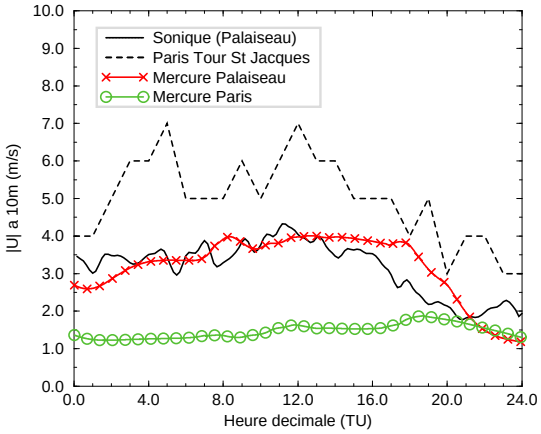


FIG. 6.32 – Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M10)

- Le vent à 10m est bien simulé à Palaiseau, et sous-estimé à Paris, comme cela était le cas pour M13 (figure 6.32). Dans ce cas aussi, les possibles recirculations d'air urbain (de l'ordre de 2 à 3 m/s) sont ignorées par le modèle méso-échelle.

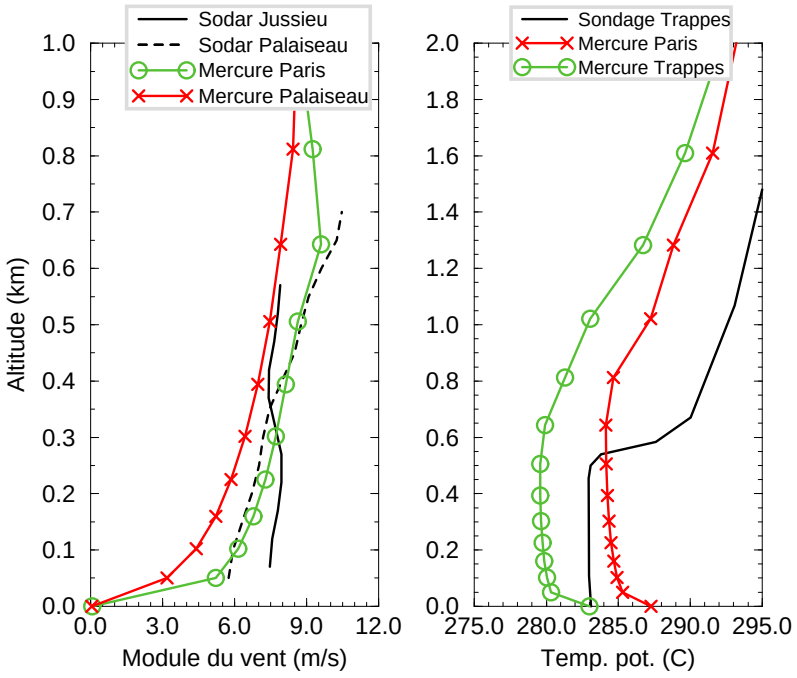


FIG. 6.33 – Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h (M10)

- Les profils de vent simulés sont tout à fait comparables aux profils mesurés par sodar à 11 h. Le modèle ne retrouve cependant pas l'augmentation du module du vent dans les basses couches (comme on l'a déjà vu figure 6.32).

- A 11 h, les mesures ont montrées l'advection d'air chaud dans les basses couches, surmontée par une advection d'air encore plus chaud au dessus, mettant en place une forte inversion à 400 m. Le modèle à Palaiseau simule un profil de θ plus froid (de 3 K au maximum) à Palaiseau, et la non advection ne permet pas au modèle de suivre le refroidissement dans la troposphère libre : le gradient est bien reproduit, mais aussi de 5 K plus froid par le modèle. A Paris, le profil de θ est caractéristique d'une couche plus mélangée. On a vu lors des analyses que la couche limite évoluait peu en M10, et le manque d'advection dans le modèle ne permet pas de bloquer la croissance de la couche mélangée (600m observés et 800m calculés).

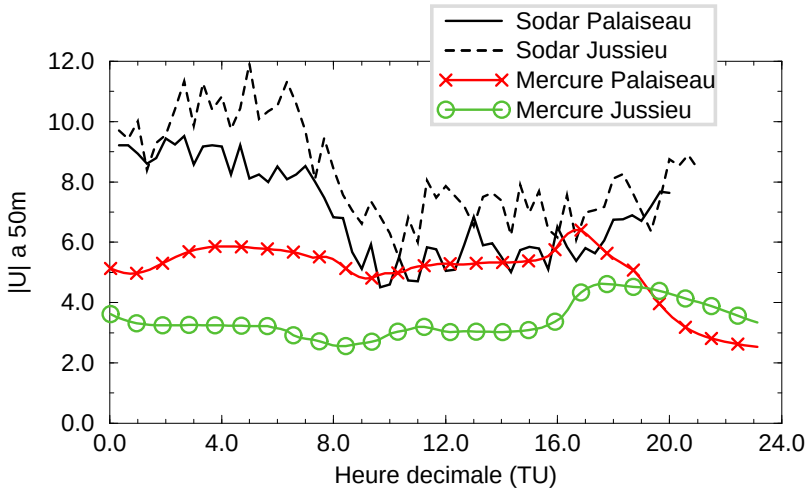


FIG. 6.34 – Module du vent à 50m mesuré (sodar) et simulé (Mercure) pour M10

- Pour mieux cerner le problème lié à la chute du module du vent en M10, on reprend les mesures sodar à 50 m (présentées lors des analyses), et on compare ces valeurs aux valeurs simulées par Mercure, sur la figure 6.34. Sans la contribution synoptique, et malgré l'initialisation, le modèle simule une vitesse de vent constante sur toute la journée. Dans ce cas, comme pour le vent à 10 m , la détermination des valeurs de vent géostrophique a été rendue délicate par les profils de u et v mesurés par les sondages. Légèrement sur-estimée pendant la phase d'initialisation du calcul, le modèle simule des vents trop faibles dès le début de la journée.

6.8.4 Le 14 Mars 95

La difficulté pour cette simulation est la non prise en compte de l'importante inversion de température relevée à 10h par les mesures. Due à un rapide changement de direction du vent, de l'air plus froid est advecté dans les 400 premiers mètres et bloque complètement le développement de la CLA.

- La vitesse de rugosité est bien simulée à Palaiseau, et cela malgré le manque de forcage sur l'advection (figure 6.35). A Paris, les valeurs de u_* plus fortes sont essentiellement dues aux valeurs de hauteurs de rugosité effectives urbaines.
- Le flux de chaleur sensible surfacique est aussi bien simulé, et l'on note le peu de flux simulé à Paris en comparaison avec Palaiseau (figure 6.36). cela rejoint nos estimations par sodar où des flux très faibles ont été estimés en période convective par les deux sodars. Cette différence avec les autres journées simulées est essentiellement due à la faible vitesse de rugosité simulée, intervenant directement dans les paramétrisations de la couche de surface.

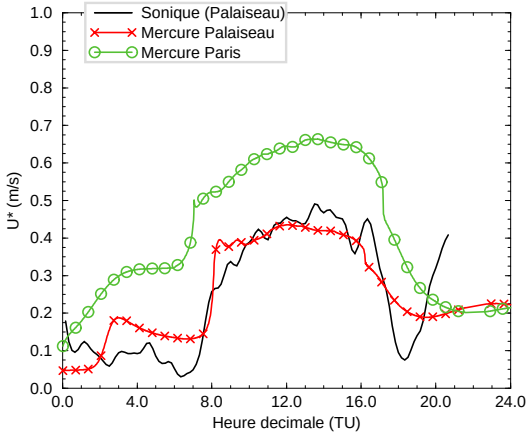


FIG. 6.35 – $u_*(m.s^{-1})$ (M14)

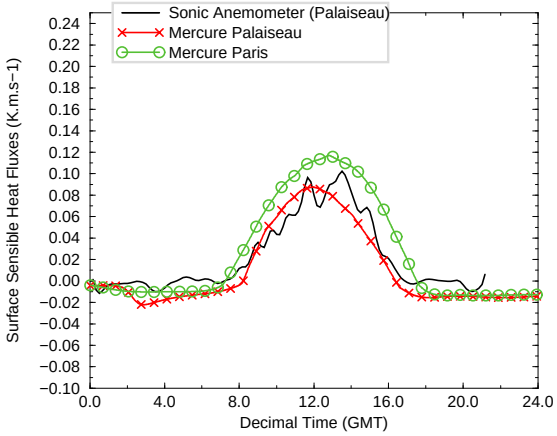


FIG. 6.36 – $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M14)

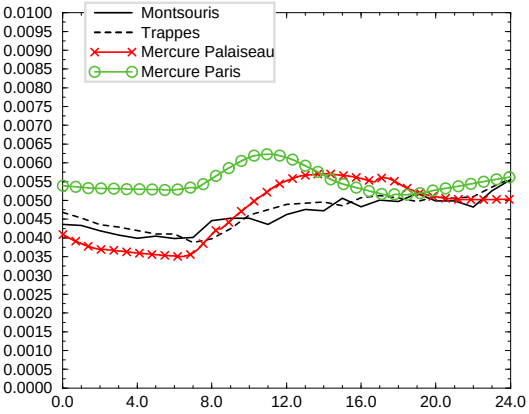


FIG. 6.37 – q_{2m} (kg/kg) (M14)

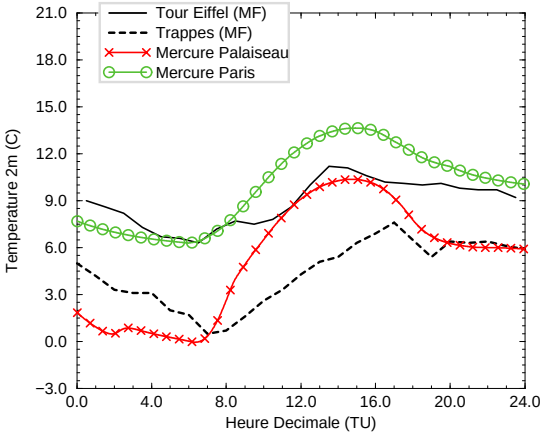


FIG. 6.38 – T_{2m} (^{o}C) (M14)

- Tout comme M10 et M13, cette journée montre un cycle d'humidité spécifique mesuré très faible (figure 6.37). Les constantes d'initialisation ont donc été choisies de manière à simuler une surface sèche et un sol profond très sec. On note, cependant, qu'un léger flux d'humidité persiste en période instable.
- On note les difficultés à reproduire le cycle diurne sur le calcul de l'humidité relative. A Palaiseau, l'humidité relative est très importante (100 % à 9 h), et le modèle simule un petit cycle diurne (figure 6.39).
- La température à 2m, sans advection, montre des résultats opposés à M10 : les deux sites subissent en M14 une advection d'air plus froid et le modèle, non renseigné, surestime T_{2m} sur les deux sites en périodes instable (environ 3 ^{o}C à Paris et 5 ^{o}C à Palaiseau, figure 6.38).

- La prise en compte de la nébulosité permet de simuler l'augmentation importante de flux infrarouge incident à partir de 10 h (figure 6.40).
- Le module du vent mesuré montre une forte augmentation à 10 h, de 1,5 à 3,5 m/s. Le modèle proche de la mesure (très faible) en début de journée, ne suit pas cette advection brutale et

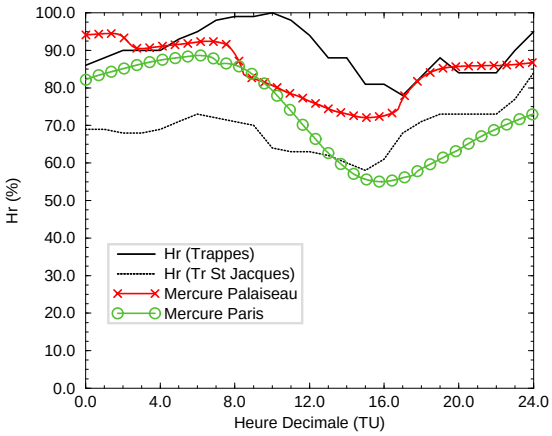


FIG. 6.39 – Humidité relative (%) (M14)

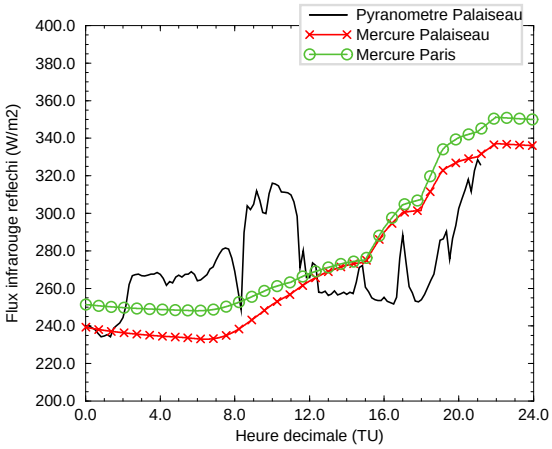


FIG. 6.40 – Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M14)

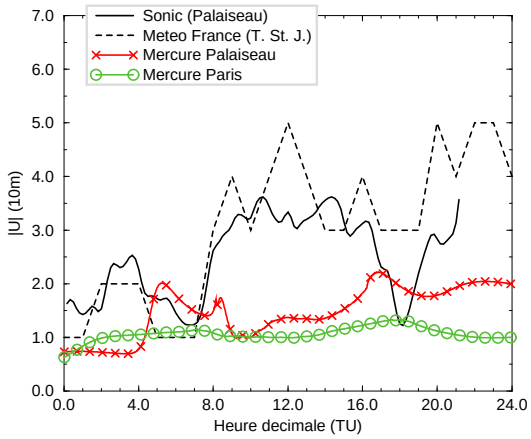


FIG. 6.41 – Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M14)

la simulation sous-estime sur les deux sites la valeur du vent à 10m. Dans ce cas, et de par l'initialisation à vent faible, on note que les valeurs simulées sont comparables sur les deux sites (figure 6.41).

- Comme on l'a vu sur les coupes à iso-altitudes, le module du vent est sous-estimé pour cette journée dès 10 h. Le profil individuel de 11 h comparé au sondage de Trappes montre par contre une surestimation de ce module par la simulation. La forte inversion synoptique n'est pas prise en compte, ainsi que le faible cisaillement de vent associé.
- La non prise en compte de l'inversion de température est nettement visible sur les profils de θ. La couche convective simulée est bien mélangée et plus chaude que la mesure. Ce résultat se rapproche de simulations effectuées par Zhong et Doran (95) avec et sans vent synoptique : sans vent, la couche convective est trop mélangée, l'altitude de l'inversion nettement surestimée.

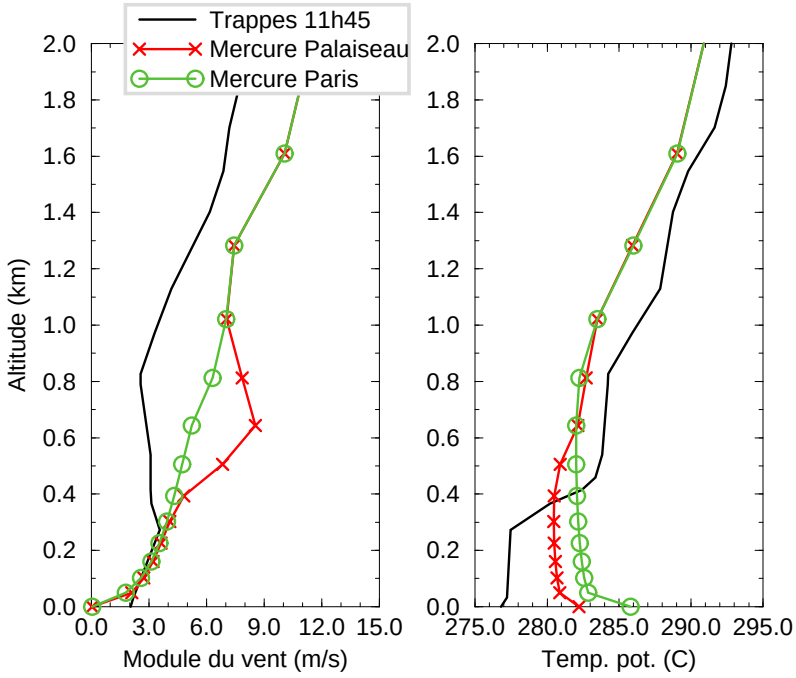


FIG. 6.42 – Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h45 (M14)

6.8.5 Comparaisons inter-sites

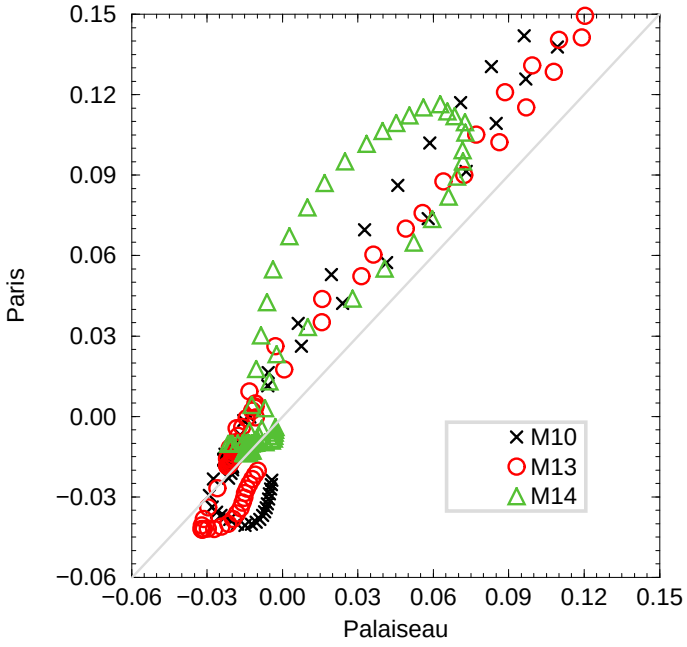


FIG. 6.43 – Diagramme de dispersion des flux Q_0 simulés à Paris et Palaiseau

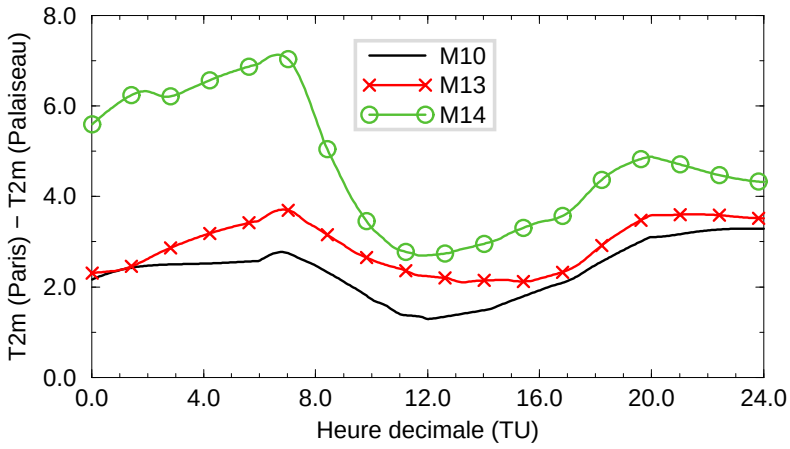


FIG. 6.44 – Série chronologique des différences de température à 2m simulées à Jussieu et Palaiseau

- Les simulations montrent des flux de chaleur sensibles surfaciques supérieurs à Jussieu qu'à Palaiseau, ce qui rejoint nos estimations par sodar lors des analyses, ainsi que les résultats connus dans la littérature (Oke (82),(87)). On note des valeurs plus faibles en période stable, ce qui n'est pas typique d'un milieu urbain, et semble être une faiblesse des simulation où le modèle simule une atmosphère trop stable en ville.
- L'effet d'ilot de chaleur urbain est bien reproduit et la figure 6.44 montre que la température à 2m simulée est toujours supérieure en milieu urbain que rural. De plus, cette différence s'accroit en période nocturne, ce qui rejoint les mesures.
- Les simulations sur Paris et Palaiseau permettent de calculer le rapport de Bowen Bo. Il est évident que ce rapport n'est pas une valeur constante, et reprenant la présentation de Oke (87) (p.5), nous calculons ici une valeur moyenne sur la période 8h-15h. Les valeurs simulées ne sont supérieures à 1 que pour M10 à Paris. Ces faibles rapports de Bowen s'expliquent par un flux d'humidité simulé à Paris certainement un peu trop fort. On retrouve cependant un rapport logique entre le milieu urbain et le milieu rural, nettement supérieur à 1, montrant que le modèle peut simuler un milieu urbain globalement plus sec, engendrant des flux d'humidité moindres et des flux de chaleur sensible plus importants à la surface qu'en milieu rural.

	Bo urbain (Jussieu)	Bo rural (Palaiseau)	Bo (u/r)
M10	1,2	0,7	1,7
M13	0,8	0,5	1,6
M14	0,48	0,24	2

TAB. 6.3 – Valeurs moyennes du rapport de Bowen simulé

6.8.6 Conclusion sur les simulations 1D sans advection

Nous avons, dans cette partie, tester les capacités du modèle à reproduire, sans l'advection, les situations observées. Les résultats des calculs précédents nous amènent à conclure de manière générale que :

- Le suivi diurne du vent géostrophique est le paramètre le plus sensible pour approcher au mieux les mesures de vent. Un vent sous- ou sur-estimé a un impact important sur la restitution de tous les champs thermiques. Notre méthode utilisant un raccordement du profil de vent grande échelle, malgré sa simplicité, a montré de meilleures résultats que l'utilisation de valeurs sols uniquement. Cependant, cette méthode est loin d'être parfaite, et les différences mesures / calculs sont, en grande part, dues à cette approximation.
- La prise en compte de rugosités effectives permet de bien approcher les flux turbulents à la surface (u_* et Q_0).
- Les processus liés à l'humidité sont encore mal connus et les paramétrisations sont très sensibles à des constantes de réservoir dont la détermination doit être empirique.
- La prise en compte d'une nébulosité fractionnaire permet une bonne estimation des flux.

Plus particulièrement, sur chacune des journées simulées, on peut conclure que :

- La journée M13 est bien simulée, le vent faible, quasiment sans advection, étant tout à fait valable pour l'approximation de non-advection. Cette journée ne correspond pas à un pic de pollution mais à sa mise en place. La faible dispersion bloque les polluants, mais sur une hauteur assez grande, de l'ordre de 1000m. Globalement le modèle simule un mélange trop important qui se retrouve sur les profils de θ. Ceci est aussi dû au manque lié à l'advection, même faible pour cette journée en surface, mais de 2 K dans la troposphère libre pour l'ensemble de M13.
- La journée M10 est un cas difficile à simuler de par le changement brutal de force du vent intervenant en journée. Initialisé avec des valeurs de vent importantes, le modèle ne peut, sans un forcage synoptique, réduire de lui-même ce vent fort et reproduire l'advection d'air chaud.
- La journée M14 montre les faiblesses de l'approximation de non-advection. Les polluants accumulés la veille vont se retrouver brutalement concentrés sur une hauteur de 400 à 600m. Cette anomalie d'advection d'air plus froid dans les basses couches est synoptique et le modèle 1D ne peut le prévoir.

Pour le site Parisien, on note de plus que :

- Le vent à 10 m à Paris est systématiquement sous-estimé : la hauteur de rugosité effective plus importante va réduire la force du vent simulé. Le manque d'advection ne peut pas totalement expliquer cette sous-estimation, car ce phénomène apparait aussi en M13. Dans ce cas, c'est le principe même du calcul unidimensionnel qui est à remettre en cause en milieu urbain : les effets locaux à micro-échelle sont reconnus comme pouvant être largement de l'ordre de tous les processus habituellement paramétrés. Ce sont principalement des recirculations d'air autour des constructions, plus ou moins intenses en fonction de différences de températures, de taille, de rapport d'aspect selon les immeubles. Ce problème très local ne peut ici être appréhendé en 1D. Les efforts actuels portent sur des expériences en soufflerie, et montrent la complexité du problème (Mestayer et Anquetin (95))
- La prise en compte d'un flux de chaleur anthropique permet une bonne estimation des flux de chaleur sensible surfacique déduits des mesures.

La simulation 1D sans advection permet de restituer des situations à la fois urbaine et rurale dans des cas de situations météorologiques propices à des situations de pollution urbaine : anticyclonique à vent faible et en air sec. Seule la journée M13 correspond strictement à ces critères et le modèle restitue bien les mesures. Nous avons ensuite montré les limites de cette approximation pour les journées M10 et M14. Malgré ces restrictions, on peut cependant, via des paramétrisations adaptées (à postériori), approcher relativement correctement les mesures.

6.9 Simulations 1D avec advection

Nous avons vu que la non prise en compte de l'advection en 1D n'est valable qu'en situation de convection libre, proche de la journée M13. Ces conditions anticycloniques et sèches à vent faible sont un facteur aggravant de la pollution urbaine. Cependant, ces journées ne représentent pas la majorité des cas réels, et des situations de pollution peuvent apparaitre en conditions de vent modérés : la dynamique de la CLA est alors fortement modifiée, des advections d'air plus chaud ou plus froid ayant alors tendance à ralentir ou accélerer les processus de mélange.
Nous avons donc tester une étape intermédiaire entre le 1D et le 3D : une simulation reprenant le maillage 1D, en résolvant l'étape d'advection dans le modèle. La dernière rangée de noeuds jouant alors le rôle de la 'grande échelle'. On se place alors exactement dans les conditions du 3D, mais sans relief et avec un court temps de calcul. Cette configuration peut donc se résumer en un "mini 3D".

6.9.1 Prise en compte de l'anisotropie du maillage

L'étape de résolution de l'advection va faire intervenir les coefficients de diffusion horizontaux. Or, même pour ces simulations 1D, et pour effectuer les calculs dans les conditions d'une simulation 3D méso-échelle, le maillage utilisé est fortement anisotrope dans les trois directions. La première maille verticale est toujours de l'ordre de Δz = 50 m, mais les mailles horizontales sont constantes Δx = Δy = 2000 m. Utiliser le même coefficient de diffusion dans les trois directions est irréaliste, et pour compenser le "manque"de diffusion horizontale, une diffusion horizontale numérique K_h est ajoutée. Elle peut s'estimer par la relation, uniquement dépendante du domaine de calcul :

$$K_h = \left(\frac{\Delta x}{\Delta z}\right)^2 K_z \tag{6.11}$$

avec K_z le coefficient de viscosité vertical. Pour notre maillage, on a donc $K_h = 1600\ K_z$. A 50m, le code calcule des coefficients de viscosité de l'ordre de 10 $m^2 s^{-1}$ (en moyenne sur une journée), nous avons alors K_h = 15000 $m^2\ s^{-2}$. Pour nos simulations, les calculs ont pu être effectués avec une valeur plus faible : K_h=15000 $m^2\ s^{-2}$.

6.9.2 Présentation de la simulation

Pour tester ce mode de calcul, nous avons choisi la journée M14, déjà simulée sans advection. Nous avons vu que le problème majeur était une advection d'air plus froid dans les basses couches, créant une inversion de température stoppant les échanges verticaux et le développement de la CLA. Les données de sondages de Trappes vont servir de référence pour cette advection. Les quatres profils disponibles sont interpolés (linéairement) dans le temps pour fournir une information à chaque heure (figure 6.45).

6.10 Résultats pour le 14 Mars 95

La présentation des résultats est décomposée en deux parties. Pour une approche plus claire sur l'apport de l'advection sur les résultats, nous comparons dans la suite sur chaque site les résultats *avec* et *sans* advection. Nous comparons tout d'abord les résultats des simulations à Palaiseau, pour lesquelles nous bénéficions des mesures directes des anémomètres soniques. Ensuite, nous comparons les résultats à Paris.

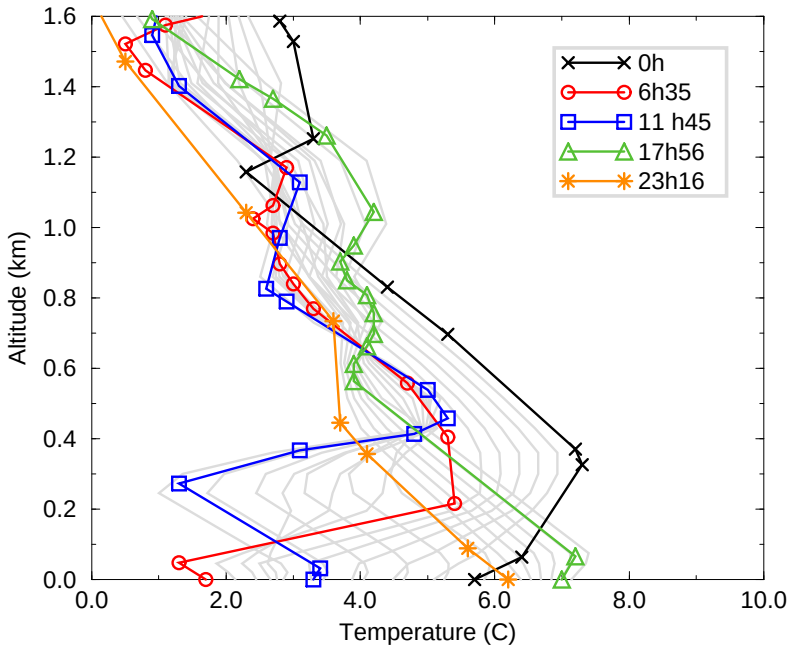


FIG. 6.45 – Radiosondages de température linéairement interpolés pour les conditions aux limites du modèle (M14)

6.10.1 Résultats pour M14 à Palaiseau

6.10.1.1 Variables de surface à Palaiseau

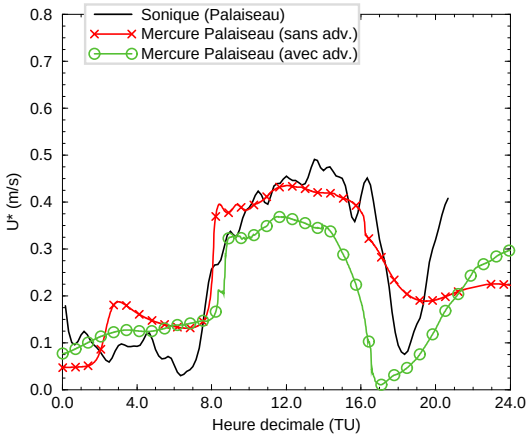


FIG. 6.46 – u_* (m.s^{-1}) (M14 Palaiseau avec et sans advection)

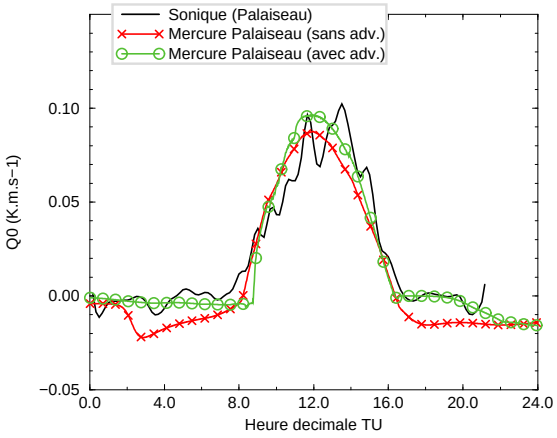


FIG. 6.47 – Q_0 (K.m.s^{-1}) (M14 Palaiseau avec et sans advection)

- La vitesse de rugosité u_* (figure 6.46) apparait légèrement sous-estimé par rapport à la mesure et à la simulation sans advection. Le cycle diurne est nettement mieux simulé : le pic relevé à 3h sans advection n'est plus présent, et la chute rapide en fin de journée (17h) est mieux reproduite. La sous-estimation globale à partir de 8h est due à un calcul certainement pas assez précis du vent géostrophique sur le vent advecté : le domaine restreint permet difficilement de stabiliser

le champs de vent au milieu du domaine et les modules du vent apparaissent plus faibles sur la verticale.

- Le flux de chaleur sensible surfacique Q_0 (figure 6.47) reste dans l'approximation de la mesure, et montre des valeurs plus proches de la mesure en période stable. Le maximum global à 13h est plus important avec advection, et le cycle diurne est globalement mieux restitué.

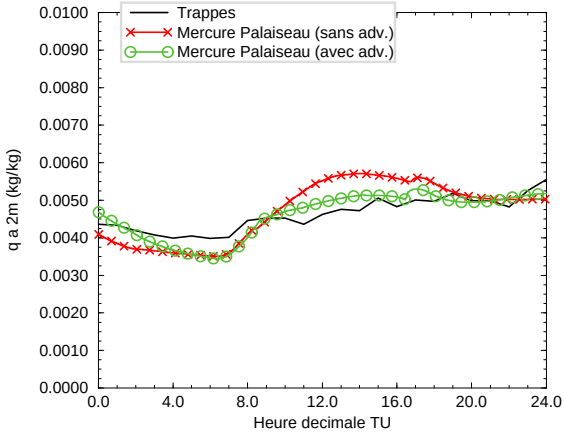


FIG. 6.48 – q_{2m} (kg/kg) (M14 Palaiseau avec et sans advection)

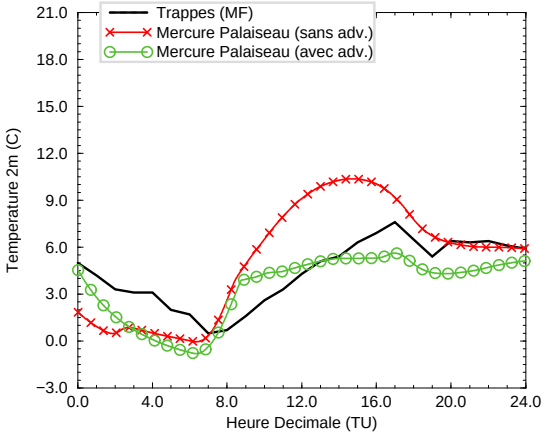


FIG. 6.49 – T_{2m} ^{o}C (M14 Palaiseau avec et sans advection)

- L'humidité spécifique à 2m est plus proche de la mesure et le léger cycle diurne calculé sans advection n'apparait plus (figure 6.48).
- Le résultat de la température à 2m montre l'apport le plus marqué de l'advection. Dès le début de la période convective, le cycle diurne subit l'advection et le modèle restitue bien l'évolution atypique de la température pour cette journée (figure 6.49).

6.10.1.2 Profils individuels à Palaiseau

Les profils individuels d'humidité spécifique q, de température potentielle θ et de module du vent $|U|$ sont ici directement comparés aux sondages de Trappes. Notre choix s'est porté sur ces trois variables pour leur représentativité de tous les processus à simuler (dynamique, thermique et humidité) et sur les horaires des sondages de Trappes en milieu de journée (11h45 et 17h56) pour l'observation de la couche mélangée.

- L'apport des calculs avec advection montre de meilleurs résultats que sans advection aux deux horaires de comparaison (11h45 et 17h56), (figure 6.50). Sans advection, les profils d'humidité sont uniformes et montre une atmosphère globalement trop humide. L'advection d'air plus froid et plus sec permet de simuler de manière beaucoup plus réaliste les mesures de Trappes, particulièrement dans la couche de surface. On note que la faible résolution verticale du modèle vers 800m (choisie pour la rapidité des calculs) ne permet pas de restituer la couche très sèche mesurée à 730m vers 17h56.
- La figure 6.51 représente la comparaison des profils de θ. Sans advection, les profils sont relativement uniformes verticalement, montrant une couche très mélangée. Avec l'advection, les inversions synoptiques sont relevées aux bonnes altitudes (400 et 900m à 11h45). On note que les simulations avec advection montrent des températures plus faibles que la mesure à 11h45 et plus fortes à 17h56. Ce phénomène montre la limite de l'interpolation linéaire des sondages servant de conditions aux limites. Les erreurs de simulation sont faibles, mais essentiellement

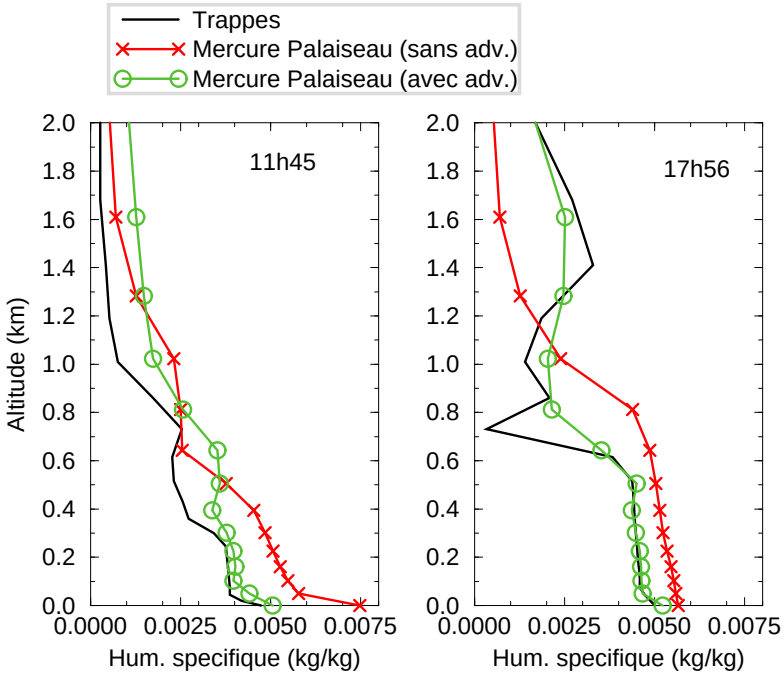


FIG. 6.50 – Profils de d'humidté spécifique q à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection)

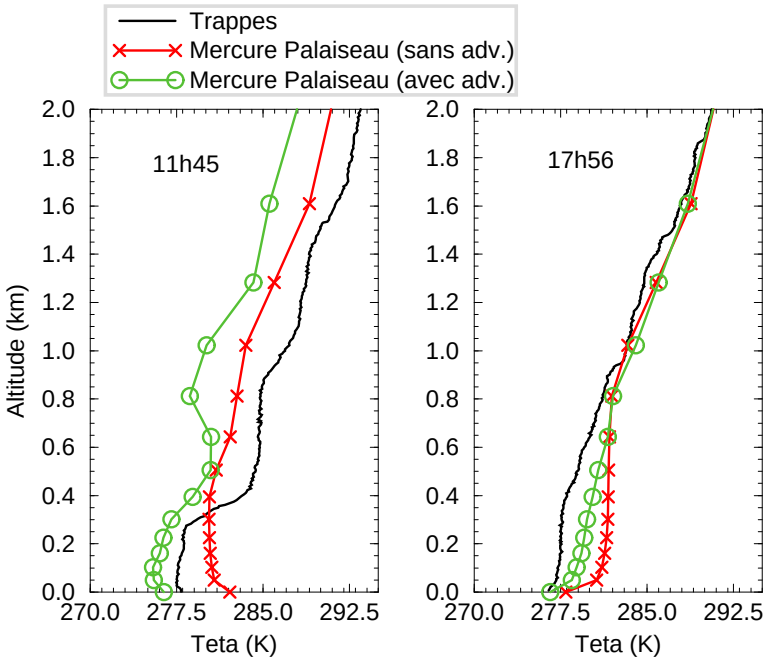


FIG. 6.51 – Profils de θ (K) à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection)

dues à une influence diluée dans le temps du refroidissement à 8h (de 6h35 à 11h45). Le modèle prend en compte l'advection d'air froid plus tôt que l'évènement réel, ce qui se traduit par une

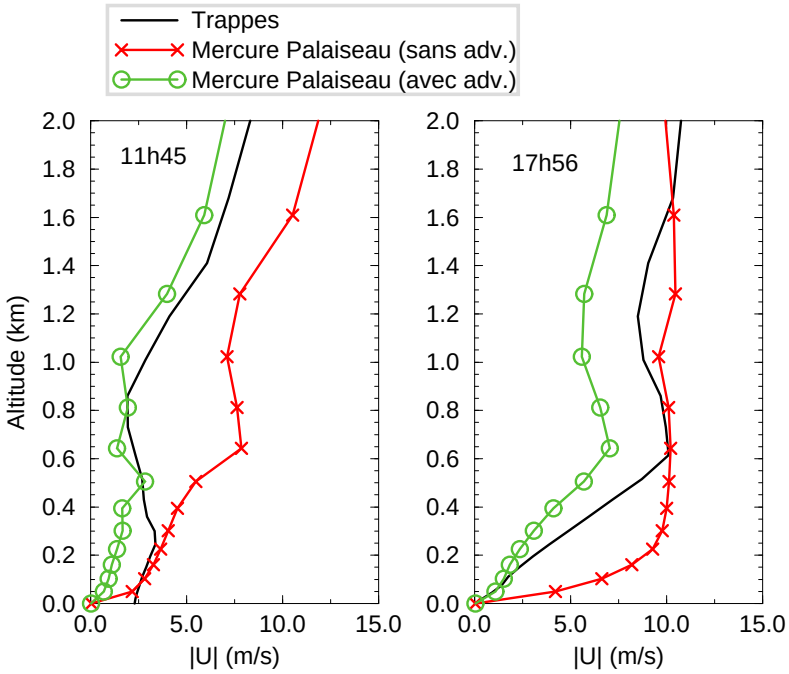


FIG. 6.52 – Profils de $|U|$ (m s^{-1}) à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection)

atmopshère légèrement plus froide à 11h45.

- Sans advection, le vent est simulé uniformément à partir du sondage d'initialisation, qui, pour M14 correspond à un vent assez fort. Avec l'advection, le vent évolue en fonction des conditions aux limites. A 11h45 (figure 6.52), le module du vent avec l'advection est ainsi mieux simulé et plus proche de la mesure. A 17h56, le module du vent avec advection apparait plus faible que la mesure, mais montre une structure verticale plus réaliste que sans advection. L'étude de tous les profils individuels (non présentée ici) nous a montré que les résultats subissaient ici aussi la faiblesse de l'interpolation linéaire en temps des sondages : Après 18h, le module du vent continue à augmenter, influencé par le sondage de 23h (vent plus fort).

6.10.1.3 Série chronologique de température à Palaiseau

- La série chronologique de température (figure 6.53) compare directement les calculs pour les simulations avec et sans advection. L'apport de l'advection montre les modifications importantes dans les résultats sur tout le domaine de calcul. L'influence de l'advection d'air froid est bien marquée, et l'on relève l'inversion de température présente vers 400m.

6.10.2 Résultats pour M14 à Paris

6.10.2.1 Variables de surface à Paris

- La vitesse de rugosité u_* montre des cycles diurnes différents selon les deux méthodes en période instable : la simulation avec advection montre des valeurs plus faibles, et un cycle diurne moins marqué.
- Le flux de chaleur sensible surfacique Q_0 (figure 6.55) montre des valeurs supérieures par rapport aux simulations sans advection en période instable. Ces simulations sont comparées aux

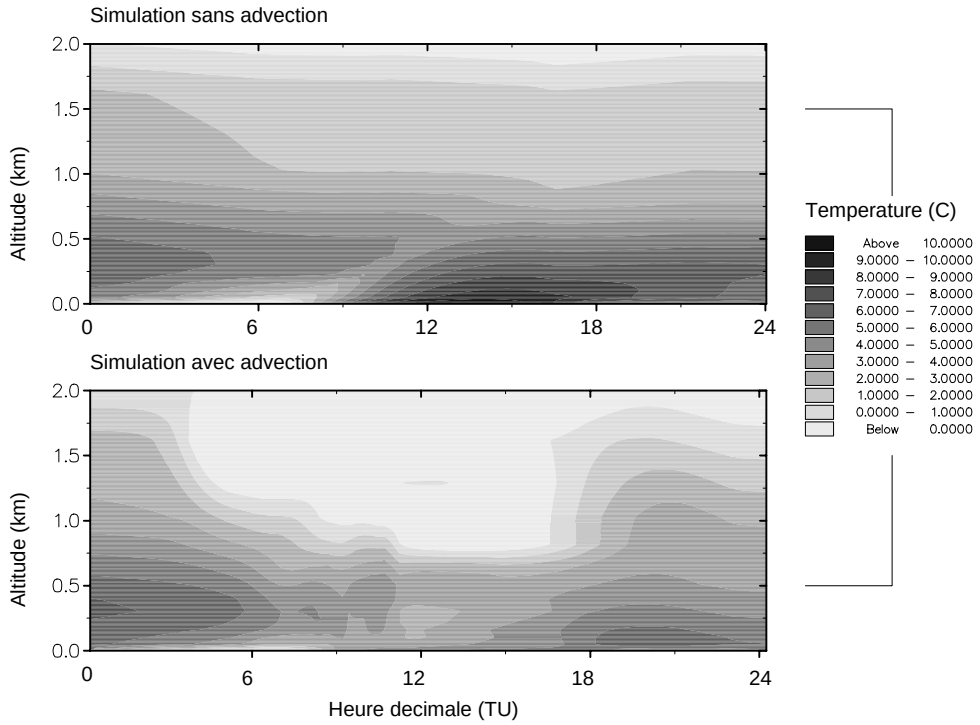


FIG. 6.53 – Série chronologique de la température à Palaiseau sans et avec les calculs d'advection

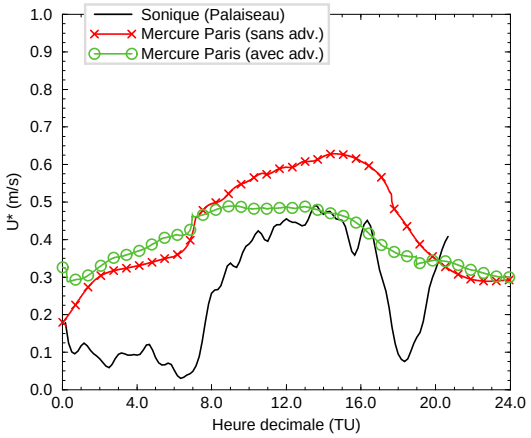


FIG. 6.54 – u_* (m.s^{-1}) (M14 Paris avec et sans advection)

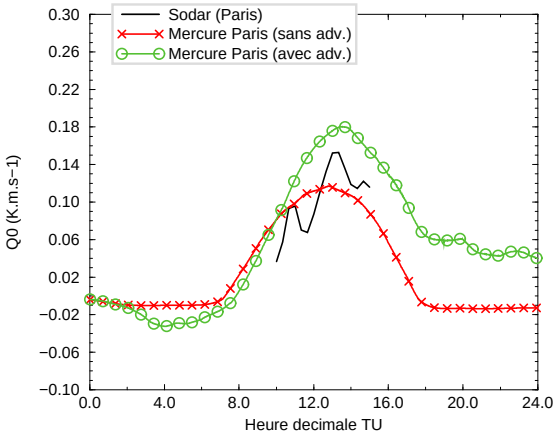


FIG. 6.55 – Q_0 (K.m.s^{-1}) (M14 Paris avec et sans advection)

estimations effectuées avec les mesures σ_W du sodar. Le flux de chaleur sensible, plus important avec advection reste dans l'incertitude de l'estimation avec le sodar.

- Dans les deux cas et en l'absence de mesures turbulentes directes à Paris, il semble ici difficile de conclure sur les différences : au vu des autres résultats sur Palaiseau, il nous semble logique ici de considérer que l'apport de l'advection doit être positif. Cependant, ces résultats sont présentés dans le but de cerner l'influence de l'advection, mais dans le cas du site Parisien où il n'y a pas de mesures directes, de conclure sur les valeurs absolues des résultats.

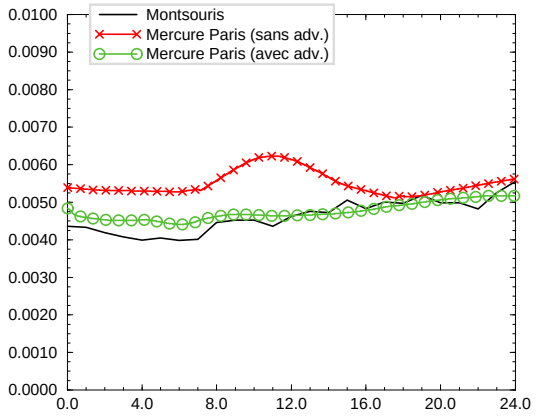


FIG. 6.56 – q_{2m} (kg/kg) (M14 Paris avec et sans advection)

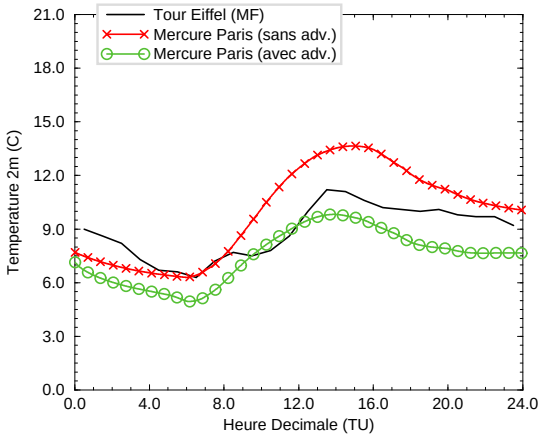


FIG. 6.57 – T^o_{2m}C (M14 Paris avec et sans advection)

- Avec l'advection, l'humidité spécifique (figure 6.56) est parfaitement simulée et comme pour Palaiseau, le léger cycle diurne n'est plus présent. cela montre bien l'importance des effets d'advection horizontaux sur le cycle de l'humidité.
- Le faible cycle diurne de tempéature à 2m est nettement mieux reproduit avce l'advection (figure 6.57). Comme pour Palaiseau, le modèle reproduit la faible amplitude du cycle diurne de température pour cette journée.

6.10.2.2 Profils individuels à Paris

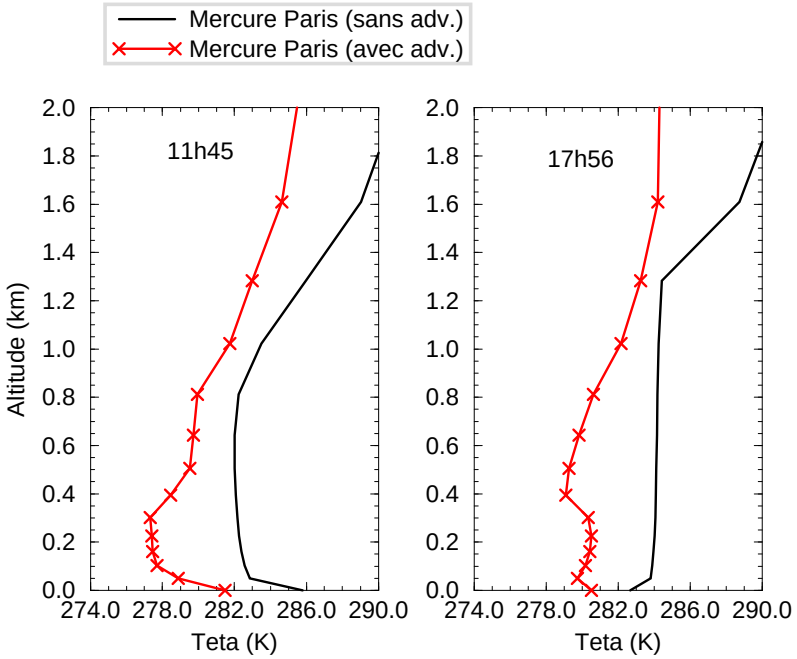


FIG. 6.58 – Profils de θ (K) à 11h45 et 17h56 (M14 Paris avec et sans advection)

- La figure 6.58 suit le principe de présentation pour Palaiseau, malgré le manque de mesure réelle pour comparer les résultats. A l'équivalent de Palaiseau, on note que l'advection d'air froid est correctement simulée. Cette advection étant synoptique (d'après les données sols Météo-France), il semble logique de retrouver son effet sur le milieu urbain. Le profil de 17h56 montre une couche de la surface à 300m relativement plus chaude. Cette couche n'est pas observée à Palaiseau, et semble représentative de la particularité de surface du milieu urbain : seules différences apportées pour ces simulations.

6.10.2.3 Série chronologique de température à Paris

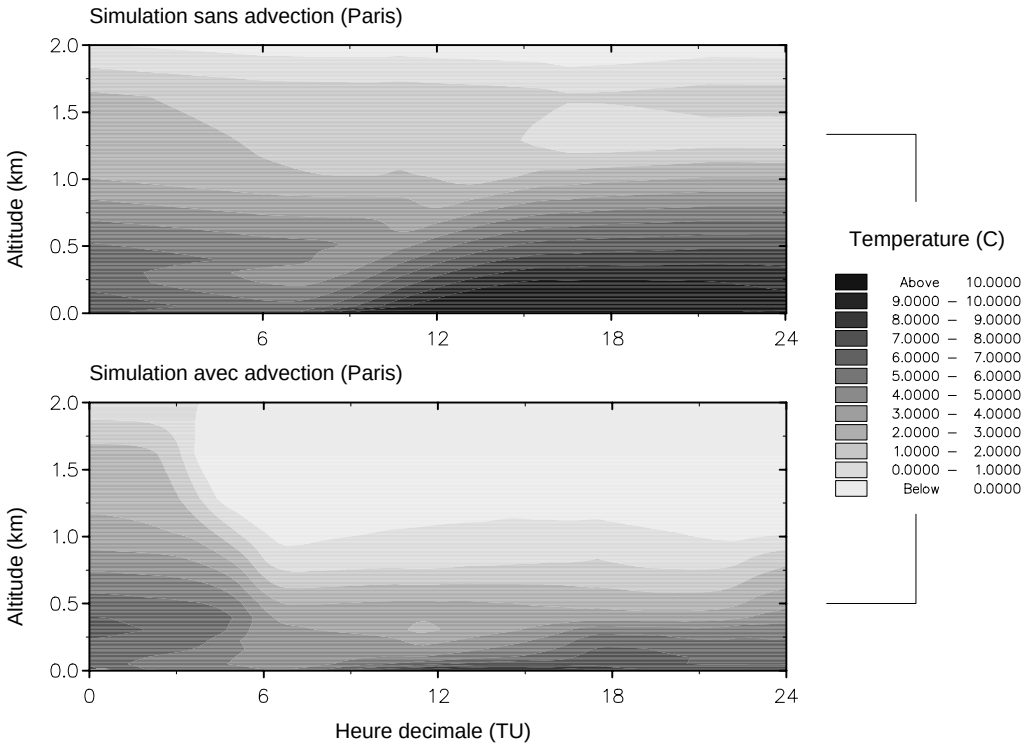


FIG. 6.59 – Série chronologique de la température à Paris sans et avec les calculs d'advection

La figure 6.59 présente des séries chronologiques de température avec et sans advection sur Paris. On note les mêmes différences globales qu'à Palaiseau. Le milieu urbain est globalement plus chaud. De par les plus fortes hauteurs de rugosité, le calcul du module du vent est modifié et notre prise en compte du vent géostrophique a dû être modifié pour cette simulation : l'altitude de raccord a été augmenté de l'équivalent d'une maille au dessus de $\overline{h}$ calculé pour permettre ces résultats. Ce point montre que le principe du vent géostrophique adaptatif aux conditions aux limites doit être controlé en fonction de la force du vent.

6.10.3 Conclusion sur la simulation avec advection

- Tout le principe de ce type de calcul repose sur le forcage grande échelle, issu des données sondages de Trappes. Pour arriver à renseigner régulièrement le modèle, nous avons effectué une

interpolation linéaire des sondages. Cela s'avère être une importante faiblesse de la méthode, les processus dynamiques et thermiques n'étant pas temporellement linéaires.
- Le passage à une configuration de "mini-3D" nous oblige à intégrer une diffusion numérique horizontale lors du calcul. Cette diffusion va avoir une imfluence sur les résultats. Le domaine étant petit, les contrôles doivent être très fins sur le choix de cette valeur (la plus faible possible). Pour les simulations présentées ici, la valeur utilisée reste faible, K_h=5000 $m^2 s^{-2}$.
- Alors que la plupart des modèles utilisent une valeur de vent géostrophique moyenne pendant la totalité d'une simulation, il apparait par cette étude que ce forcage grande échelle est ici l'un des facteurs les plus importants. Seul un suivi horaire précis du vent géostrophique permet de contrôler le calcul, et de restituer correctement le champ de vent.

En conclusion, les calculs d'advection sur un maillage uni-dimensionnel étendu ont montré que ce principe pouvait être une bonne alternative aux besoins antagonistes des simulations actuelles :

- Réaliste à petite échelle (pour la prévision de la pollution sur une ville et son environnement proche).
- Rapide en temps de calcul, contrairement à l'outil 3D très contraignant.
- Prenant correctement en compte les effets d'advections synoptiques, qui, comme nous l'avons vu, ont une grande importance en région Parisienne (par le biais d'une relativement faible topographie).

6.11 Conclusion

- Les simulations unidimensionnelles effectuées dans ce chapitre sont parmi les premières effectuées sur la région Parisienne et directement comparées aux mesures complètes d'une campagne comme ECLAP.
- Nous avons montré les limites de l'approximation consistant à ne pas prendre en compte l'advection sur trois journées de la campagne ECLAP. Les simulations sont correctes pour la journée M13, dont les mesures ont montré l'absence d'advection synoptique. Lors de périodes d'advection d'air plus chaud (M10) ou plus froid (M14), nous avons montré les limites de ce type de simulation.
- Sur ces trois journées, nous avons montré que la simulation correcte des processus dynamiques et thermiques devait utiliser un modèle prenant précisément en compte les points suivants :
  - ◇ Le suivi temporel des valeurs du vent géostrophique : si la direction et la force du vent changent de manière importante pendant la journée, le principe usuellement utilisé de valeurs constantes ne peut aboutir à des résultats corrects. Notre ajout dans le modèle d'un suivi temporel sur ce paramêtre a permis ici de simuler un champ de vent évolutif et non plus représentatif de la seule initialisation.
  - ◇ L'importance de la prise en compte d'une échelle de vitesse convective w_* : en période convective, le modèle va simuler un vent trop faible, et seule cette vitesse w_* permettra de restituer des flux de surface proches de la mesure.
  - ◇ Le calcul diagnostique de $\overline{h}$ à partir du R_{iB} permet de n'utiliser que les grandeurs principales de l'écoulement, déjà calculées par le modèle. Cet ajout dans le modèle évite ainsi l'incertitude liée à la fermeture turbulente, et a montré sa robustesse sur des maillages permettant un temps rapide de calcul.
  - ◇ Les paramétrisations de température et d'humidité de surface ont montrées leur grande sensibilité à leur initialisation et à des quantités non mesurées, comme les teneurs en eau du sol.

Les résultats de nos simulations sont assez proches des mesures, mais ce type de paramétrisation reste encore très sensible à des paramètres très empiriques.

◇ Le rôle majeur des hauteurs de rugosité effectives dans les paramétrisations turbulentes de la couche de surface a été exposé lors des comparaisons avec les anémomètres soniques. L'ajout dans le modèle d'un forcage simple pour des hauteurs variables nous a permis de retrouver les flux turbulents dynamiques mesurés.

- Nous avons ensuite testé une approche différente consistant à utiliser le modèle en configuration unidimensionnelle étendue avec de l'advection. Tous les apports précédents au modèle ont été conservés. La simulation de M14 a montré que les résultats étaient plus proches des mesures. Seule la prise en compte du calcul de l'advection a permis de rendre compte des importantes et rapides modifications de la structure dynamique et thermique apparaissant pour cette journée. On a vu lors des analyses que cette advection d'air froid de surface, avait dispersé les nombreux polluants accumulés la veille (M13) et pendant la matinée. Sans les calculs advectifs, le modèle ne peut prévoir ce phénomène et dans le cadre de simulations de pollution, pourrait considérer à tort que les polluants sont toujours en place. Le modèle unidimensionnel étant un outil idéal pour la prévention de la pollution, il semble indispensable en région Parisienne d'y inclure la grande influence des effets synoptiques de basse couche, comme nous l'avons fait ici pour cette situation ECLAP.

Chapitre 7

Modélisation 3D d'une période ECLAP

7.1 Introduction

Les simulations unidimensionnelles précédentes ont mis en avant les problèmes majeurs que nous avons rencontrés, ainsi que les solutions pouvant y être apportées. Nous présentons dans ce chapitre une première simulation tridimensionnelle sur la région Parisienne. Le but de notre travail de thèse était la compréhension des processus dynamiques et thermiques de la couche limite en agglomération Parisienne. La simulation unidimensionnelle advective et prenant en compte des modifications du modèle ont montrées que l'on reproduisait bien les processus météorologiques complexes d'une journée comme le 14 Mars 95.
En perspective, nous avons mis en place une simulation tridimensionnelle sur la journée du 13 Mars 95, et pour quantifier les problèmes propres à ce type de calcul, nous avons utilisé le modèle dans sa version standard.
La difficulté majeure que nous avons rencontré est le temps de calcul. Alors que la simulation 1D advective permet de simuler une période de 24h en une dizaine de minutes, la simulation 3D a été effectuée en 120h.

7.1.1 Initialisation et conditions aux limites

Les conditions générales du calcul sont exactement celles décrites au chapitre 6, page 114 : l'initialisation est effectuée sur tout le domaine par un unique sondage de Trappes. Cette procédure est *forcément* inexacte, mais reflète l'unique mesure météorologique verticale actuellement disponible sur la région Parisienne (nous rappelons que nous ne disposions pas pour ce travail des analyses Arpège). Pour améliorer le calcul, une phase d'initialisation de 3h va permettre au modèle de pré-balancer les champs sur le domaine avant la prise en compte des résultats.

Nous présentons dans ce chapitre les principales différences avec les simulations précédentes, c'est à dire :

◇ Le domaine d'étude et la prise en compte du relief

◇ La prise en compte de caractéristiques de sol pour chacune de mailles de calcul.

◇ Le problème du choix du pas de temps de calcul et de la diffusion numérique.

La journée du 13 Mars 95 a été choisie pour ses conditions anticycloniques et de vent faible, propices à l'étude fine de l'influence du relief sur les écoulements atmosphériques en région Parisienne.

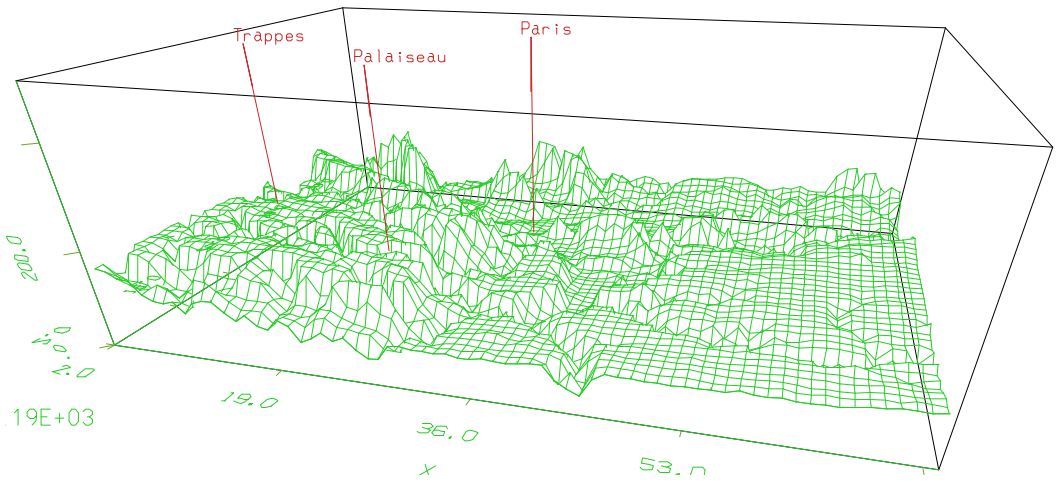


FIG. 7.1 – Relief utilisé pour la simulation tridimensionnelle sur la région Parisienne

7.2 Présentation du domaine détude

7.2.1 Adjonction d'un relief tridimensionnel

Le domaine d'étude choisie est typiquement méso-échelle puisque représente 128km sur 128km, centrés sur Paris. La taille de la maille horizontale choisie est de 4km. La situation de la région Parisienne montre une faible topographie, et la situation en bassin de la ville de Paris n'est pas un facteur aggravant de pics de pollution. Cependant, une simulation réaliste ne saurait négliger l'influence (même faible) du relief, et les résultats présentés dans la suite ont été calculés en tenant compte du relief présenté sur la figure 7.1. L'altitude moyenne du lieu est notifiée par rapport au niveau de la mer, et la position de Paris, Trappes et Palaiseau est indiquée. On notera que le fort effet de relief apparant est dû à l'échelle verticale dilatée, le sommet du domaine représenté étant à 500m.
La simulation 3D nécessite des informations caractérisant chaque maille de surface. Une information supplémentaire renseigne donc le modèle maille par maille : les caractéristiques du sol.

7.2.2 Adjonction du type en sol

En fonction du type de sol rencontré dans chaque maille, les paramêtres du sol intervenant dans les paramétrisations de couche de surface vont être adaptés, comme le précise le tableau 7.1. Sont référencés les hauteurs de rugosité dynamique (z_{0u} (m)) et thermique (z_{0h} (m)), l'albédo (A (adim.)), l'émissivité ϵ (adim.), la constante caractérisant l'inertie thermique du sol ($C_{sol}(10.^6.m^2.K.J^{-1})$), les constantes dîtes de réservoir d'eau dans le sol ($C_{W1}(kg.m^{-2})$ et C_{W2} (adim.)) et les flux de chaleur anthropiques ($H_1(W.m^{-2})$ et $H_2(W.m^{-2}.K^{-1})$).

7.2.3 Le choix du pas de temps

Lors d'un écoulement méso-échelle, on peut calculer, à chaque pas, différents paramêtres pour contrôler la stabilité des calculs. Ces paramêtres seront ici utilisés pour la détermination du pas de temps Δt. Δt est déterminé par le contrôle couplé du nombre de Courant-Friedrichs-Levy (N_C) et du nombre de Fourier (N_D) maxima rencontrés sur tout le domaine et toute la simulation. Le

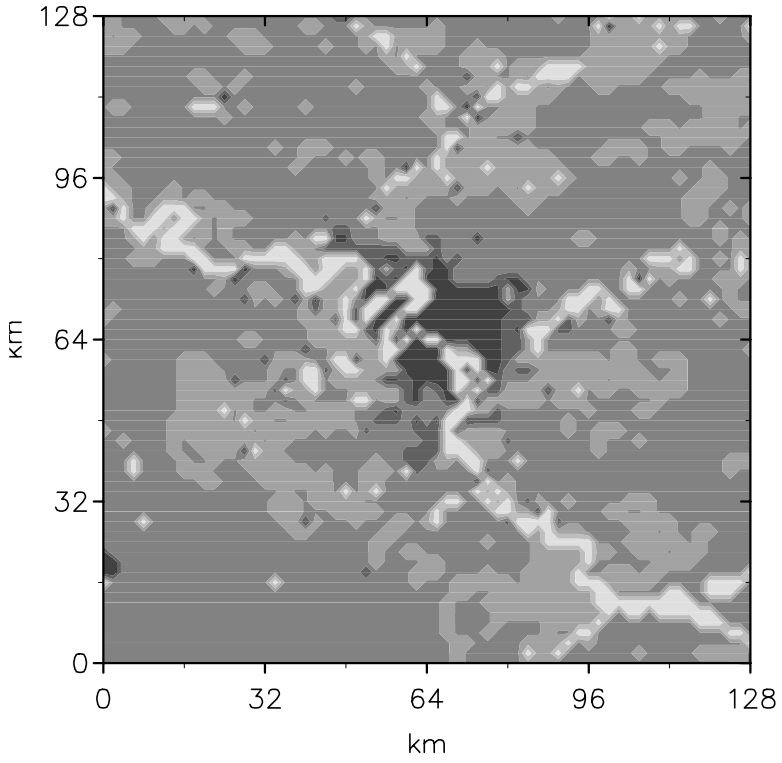


FIG. 7.2 – Vue sur le domaine d'étude et sa constitution en terme d'occupation du sol. Du plus clair au plus foncé, la figure représente, pour chaque maille, la présence d'eau, de forêt, de bâtiments plus ou moins denses, jusqu'au centre ville dense (Paris en x=64km et y=64km)

	Type de sol					
	Eau	Forêt	Minéral nu	Bâti diffus	Bâti mixte	Bâti dense
z_{0u}	5.10^{-4}	0,8	$1{,}2.10^{-3}$	0,25	0,6	1
z_{0h}	5.10^{-4}	0,108	$1{,}62.10^{-4}$	$3{,}3.10^{-2}$	$8{,}1.10^{-2}$	0,135
A	0,08	0,16	0,25	0,18	0,18	0,18
ϵ	0,98	0,95	0,965	0,88	0,88	0,88
C_{sol}	7,6	11,	5,0	7,5	5,7	3,9
V_{eg}	0	1	0	0,5	0,25	0
C_{W1}	100	20	2	11	6,5	2
C_{W2}	1,	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
H_1	0	0	0	10	15	30
H_2	0	0	0	0,67	1	2

TAB. 7.1 – Résumé des constantes de sol pour les différents types de terrain pris en compte dans la simulation

nombre de courant N_C s'applique pour la stabilité d'une équation hyperbolique et le nombre de Fourier pour une équation parabolique. Dans un cas unidimensionnel, ces deux types d'équations

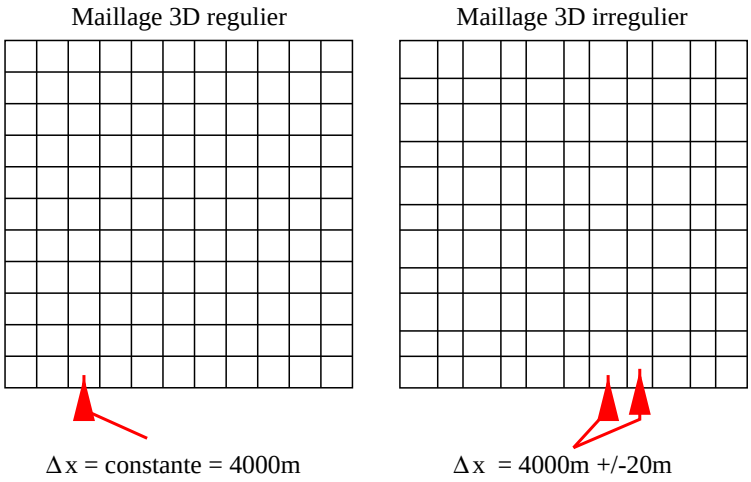


FIG. 7.3 – Maillages régulier et irrégulier au sol

s'écrivent, pour une grandeur moyenne $\overline{\phi}$ de l'écoulement :

$$\begin{array}{lll} \dfrac{\partial\overline{\phi}}{\partial t} + \overline{u}\dfrac{\partial\overline{\phi}}{\partial x} = 0 & \text{avec le critere} & N_C = \dfrac{||\overline{u}||\Delta t}{\Delta x} \approx 1. \\ \dfrac{\partial\overline{\phi}}{\partial t} = K\dfrac{\partial^2\overline{\phi}}{\partial x^2} & \text{avec le critere} & N_D = K\dfrac{\Delta t}{\Delta x^2} \leq \dfrac{1}{2} \end{array} \tag{7.1}$$

avec K la viscosité effective. Le contrôle de $N_c \approx 1$ est indispensable. Si $N_c < 1$, la maille amont ne subira pas forcément l'influence de la maille aval, lors du calcul des termes d'advection. De plus, dans un cas bidimensionnel ou tridimensionnel, le critère sur N_D est plus strict, puisqu'on doit le conserver inférieur à 0,25. Pour satisfaire à ces deux conditions, sachant que la maille horizontale représente 4000m, que la vitesse moyenne est de l'ordre de 5 m s^{-1} et que l'on veut conserver des valeurs de K inférieures à 0,25, on choisira Δt=15s. De plus, ce pas de temps sera constant pour toute la simulation.

7.2.4 Observations d'instabilités numériques

Les premières simulations ont montrées l'apparition d'instabilités numériques, se traduisent par une accumulation d'énergie cinétique non dissipée sur certaines mailles. Ces instabilités peuvent avoir différentes origines : physiques ou purement numériques. Les instabilités physiques montrant de tels problèmes peuvent être dûes au forcage thermique au sol qui crée des cellules convectives plus larges que le maillage et qui sont alors mal résolues par le modèle. Ce n'est pas le cas ici, car les mailles sont choisies avec Δx= 4km. Le problème est donc numérique, provenant certainement de la discrétisation des équations. La longueur d'onde de ces instabilités est de $2\Delta x$. Ce problème a déjà été observé avec Mercure (Huguet (96)), et des simulations que nous avons effectués sur la campagne Pyrex (non présentées dans ce manuscrit) ont montrées que le calcul divergait alors rapidement. Pour éviter ce phénomène, nous avons utilisé une grille très légèrement irrégulière au sol (en x et y). Tous les deux noeuds, nous décalons la valeur de la maille de 20m. On passe alors de x=0, 4000, 8000, 12000m etc... à x=0, 4020, 8000, 12020m etc...Ce changement très simple permet d'annuler cette accumulation, et le faible ajout de 20m de ne pas remettre en cause la viscosité numérique K_h ajoutée (constante sur tout le domaine). De plus, et tous les 30 pas de temps (c'est à dire toutes les 7mn30), un filtrage de Shapiro est appliqué sur toutes les

variables (préférable à une augmentation excessive de K_h), tel que, pour une variable quelconque ϕ de l'écoulement :

$$\overline{\phi}(x) = (1-s)\overline{\phi}(x) + \frac{s}{2}\left(\overline{\phi}(x+\Delta x) + \overline{\phi}(x-\Delta x)\right) \tag{7.2}$$

avec s le facteur de Shapiro, égal ici à 0,5, puisque que l'on cherche à atténuer des ondes de type $2\Delta x$.

7.3 Résultats pour le 13 Mars 95

Malgré le maillage décalé, des instabilités numériques sont apparues au bout de 10 heures de simulations, rendant les résultats peu fiables. Nous ne présenterons donc dans cette étude préliminaire que les résultats à 0h et 6h.

- La majeure partie de ce travail de thèse étant l'étude des processus de surface, les premiers résultats présentés sont donc la restitution des grandeurs surfaciques.
- L'apport du 3D étant le relief et l'advection, nous présentons ensuite des résultats pour quantifier l'influence de ces prises en compte sur la restitution de toutes les grandeurs atmosphériques sur la région Parisienne.

7.3.1 Simulation des processus de surface

- Les analyses nous ont montrées que l'effet d'ilot de chaleur urbain était le plus important la nuit. La figure 7.4 décrit la température de surface sur tout le domaine de calcul. A 0h, le centre du domaine est globalement plus chaud, et le modèle simule des températures de 9 ^{o}C réalistes. En région Parisienne, les températures sont de 2 à 4 ^{o}C plus faibles : l'ilot de chaleur urbain est bien marqué. A 6h, cet ilot de chaleur est toujours présent (figure 7.5).

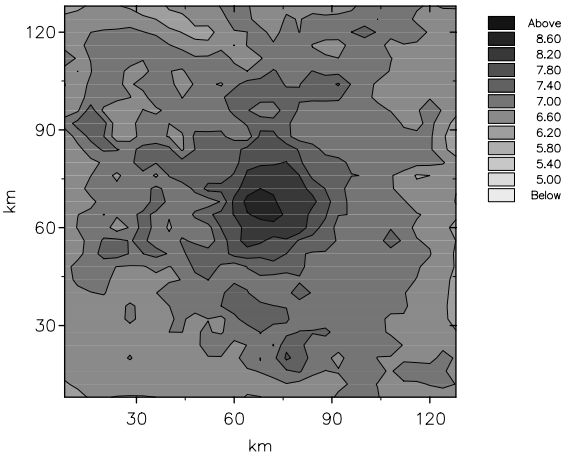


FIG. 7.4 – Température de surface en M13 à 0h

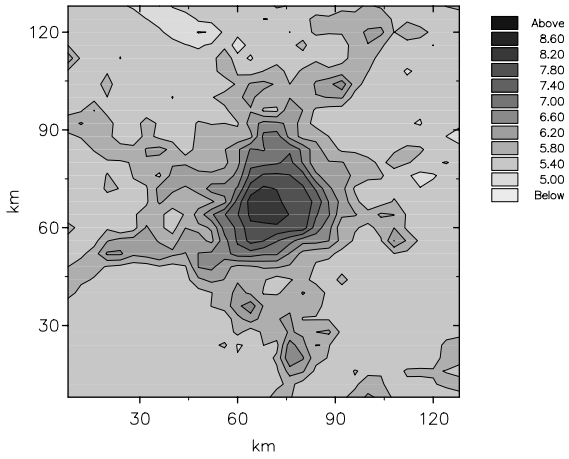


FIG. 7.5 – Température de surface en M13 à 6h

- En parallèle à l'ilot de chaleur urbain, les analyses ont montré que le milieu urbain était plus sec que le milieu rural. Ce phénomène est bien simulé, et le résultat est présenté sur les figure 7.6 (à 6h).
- Les valeurs de vitesse de rugosité calculées apparaissent plus faibles que les mesures. Cela est principalement dû à la non prise en compte ici des hauteurs de rugosités variables, qui nous ont

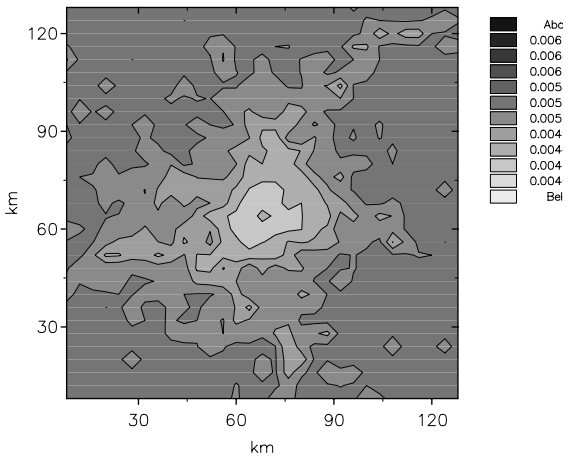


FIG. 7.6 – Humidité spécifique de surface en M13 à 6h

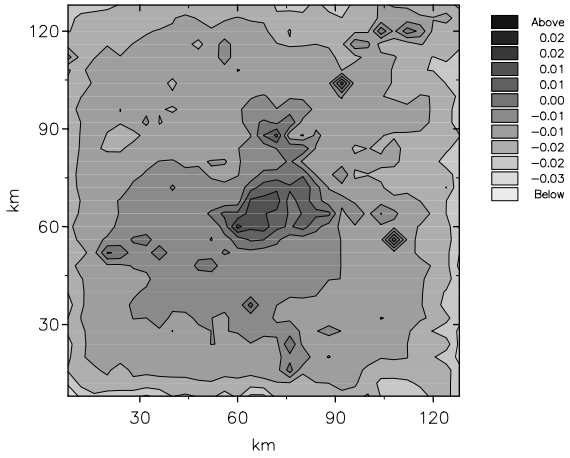


FIG. 7.7 – Flux de chaleur sensible surfacique Q_0 (K m s^{-1}) en M13 à 6h

permis d'obtenir des résultats corrects en 1D advectif. Cependant, l'adjonction du type de sol permet de retrouver des valeurs de u_* supérieures en milieu urbain.

- Le flux de chaleur sensible est relativement bien reproduit entre le site urbain et le site rural, sur la figure 7.7 avec des valeurs de l'ordre de $Q_0 \approx 0{,}03$ K m s^{-1} en milieu urbain et $Q_0 \approx 0{,}01$ K m s^{-1} en milieu rural. Les flux sont simulés plus turbulents en ville, ce que nous avons observé.

7.3.2 Influence du relief sur les résultats

- Une coupe transverse au domaine de simulation (figure 7.8) permet de représenter le champ de vent des points [x=60km, y=0km] à [x=70km, y=128km]. On retrouve donc le site de Palaiseau (en x=50km) et le site Parisien (en x=65km). On note que le relief perturbe l'écoulement à la surface, induisant des vitesses verticales de 0,1 à 0,3 m s^{-1}. Ces vitesses verticales sont importantes et seront la cause principale des instabilités numériques observées dans la suite du calcul.

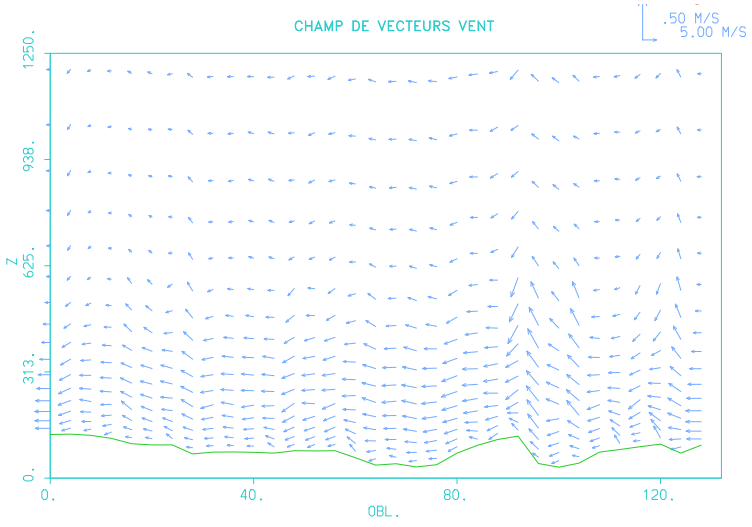


FIG. 7.8 – Champ de vent à 0h sur une coupe transverse du domaine

- Le champ de vent calculé à 6h et à 100m permet de situer le relief de part et d'autre de cette altitude : les vecteurs ne sont représentés que lorsque le relief est inférieur à cette altitude. Le modèle restitue correctement le champ de vent de direction constante pour cette journée, de Nord-Est.

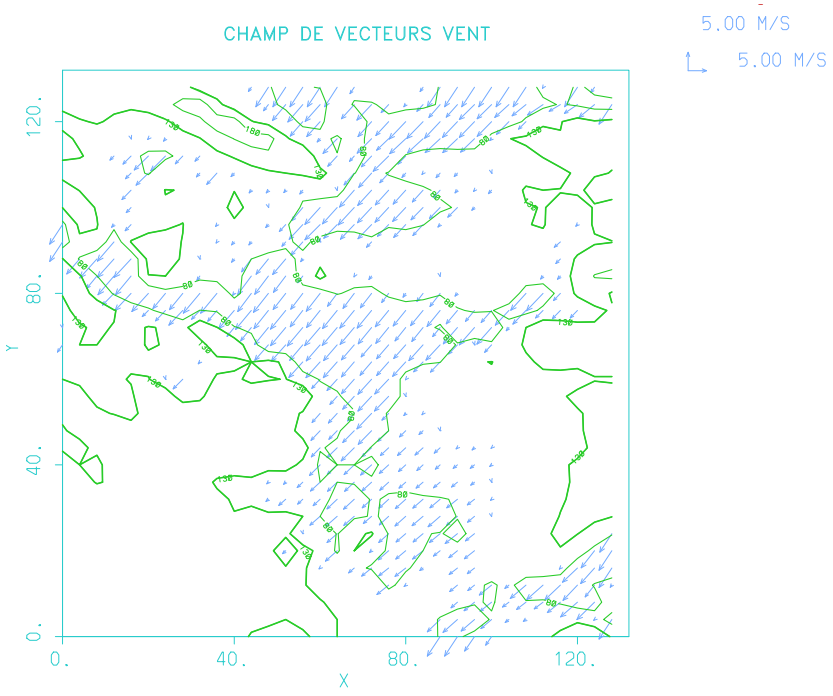


FIG. 7.9 – Champ de vent à 6h et à z=100m

7.4 Perspectives

Les paramétrisations méso-échelles montrent leurs faiblesses aux limites de restitution des échelles turbulentes :

- La grande échelle n'est pas réaliste pour le vent synoptique, y compris dans les basses couches.
- La micro-échelle où les paramétrisations de surface ne peuvent pas prévoir les nombreuses hétérogénéités du terrain complexe qu'est le milieu urbain. Les paramétrisations plus fines, intégrant un relief très basse résolution doivent pouvoir simuler des recirculations d'air entre les constructions d'air plus chaud ou plus froid, des variations très locales du vent de surface.

7.4.1 Principe du modèle emboité

Pour arriver à simuler ces trois grandes échelles conceptuellement différentes, l'avenir peut être la modélisation dite "emboitée". Chacune de ces boites caractérise la micro-échelle (par des paramétrisations de type LES), la méso-échelle caractérise les effets de couche limite interne et de panache urbain et, enfin, la plus grande boite, proche du modèle type GCM est capable de simuler les processus synoptiques. Les conditions aux limites de la boite micro-échelle sont calculées régulièrement par la boite méso-échelle, elle-même soumise à ses limites aux résultats de la boite synoptique. Ce principe peut-être mis en place avec un modèle comme Mercure, suivant

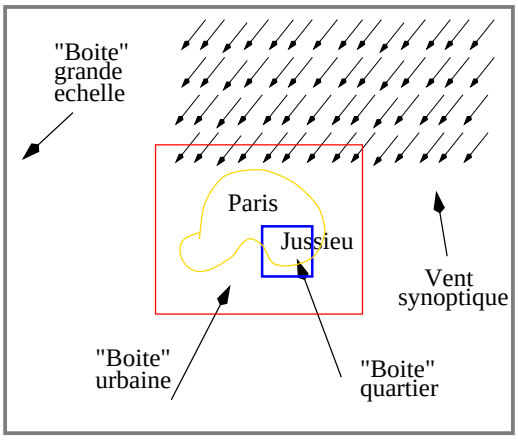


FIG. 7.10 – Illustration schématique du principe du modèle emboité sur la région Parisienne

l'illustation de la figure 7.10 : le site de Jussieu que nous avons étudié ici, montrant une topographie complexe (bord de Seine et proximité de la Montagne Ste Geneviève) est simulé par la boite micro-échelle. L'agglomération Parisienne et sa banlieue permet de fournir les informations aux limites. La boite grande-échelle permet d'appréhender les phénomènes synoptiques que nous avons rencontré pour M10 et M14. Cependant, nous avons vu que le temps de calcul pour 24h en 3D était déjà non négligeable en version standard du modèle. Le principe du modèle emboité va encore augmenter ce temps de calcul, ce qui le rend difficilwment utilisable en pratique pour simuler des épisodes de pollution, et *a fortiori* envisager des simulations de prévision.

7.4.2 Principe du maillage resserré

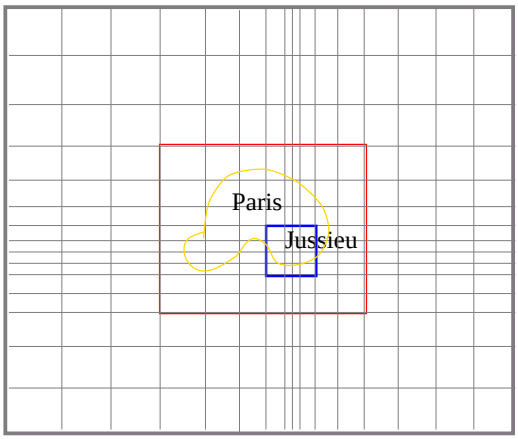


FIG. 7.11 – Illustration schématique du principe du maillage à progression géométrique

Une seconde alternative est plus simple dans sa conception puisque n'utilise qu'un seul maillage. Celui-ci est défini horizontalement suivant une progression géométrique. La partie la plus resserrée de ce maillage est centrée sur le secteur géographique pour lequel des résultats très fins sont désirés. La figure 7.11 illustre grossièrement ce principe. Ce principe simple reprend la logique déjà utilisée pour le maillage vertical tel qu'il a été utilisé pour nos simulations. Nous

avons déjà testé ce type de maillage dans un autre domaine : une simulation de transition terre-mer de la POI 6 de la campagne Pyrex (résultats non présentés ici). L'avantage de ce maillage est l'élimination des ondes numériques apparaissant lors de simulations 2D ou 3D, de longueur d'onde $2\Delta x$ ou $2\Delta y$. Son inconvénient est principalement liée à l'anisotropie mise en place horitontalement. Devant utiliser une diffusion numérique pour compenser l'anistropie du maillage Δx / Δz, cette valeur est usellement choisie constante. Par ce maillage, on introduit une forte distorsion horizontale dans le calcul de type Δx_i / Δx_{i+1} (i une maille). Il faut alors introduire une diffusion numérique adaptative en fonction du noeud de calcul, ce qui pose encore souvent des problèmes numériques. Cependant, ce maillage semble être une solution peu couteuse pour les situations de pollution urbaine et peut-être envisgaé à court terme pour des situations ECLAP.

7.5 Conclusion

Une première simulation tridimensionnelle a été effectuée pour tester le modèle dans cette configuration et dans sa version standard. Ce travail a été présenté ici en tant que perspective de simulations tridimensionnelles sur la région Parisienne à partir des données ECLAP, car jusqu'à présent, il n'y a pas encore eu de simulations de ce type directement comparées à des mesures de la dynamique de la CLA (lidar et sodar). Les problèmes apparus sont purement numériques et ne reflètent en rien des difficultés inhérentes à la situation météorologique : les simulations 1D ayant permis de restituer tous les processus analysés.

L'adjonction d'un type de sol maille par maille a permis de reproduire correctement la répartition géographique des valeurs de flux de surface. En l'absence de hauteurs de rugosité évolutives et d'échelle de vitesse verticale convective, la vitesse de rugosité apparait sous-estimée. Malgré ces sous-estimations, les processus thermiques sont assez bien répartis spatialement.

De fortes instabilités numériques ont été relevées. Dès 6h, on voit que les limites du domaine posent des problèmes, ce qui peut-être dû à un manque de diffusion horizontale. Cependant, ce paramètre est un artifice numérique, et augmenter sa valeur jusqu'à la disparition totale de toute onde n'est pas une solution : on observera alors une dynamique uniquement pilotée par la diffusion et la dissipation. Des fluctuations de la vitesse verticale ont été observées malgré le décalage de notre maillage au sol. D'autres types de maillage peuvent être envisagés comme alternative (emboités ou irréguliers). De plus, le code Estet utilise un solveur de pression qui a déjà posé par le passé des problèmes numériques. Ce solveur a actuellement été remplacé, mais nous ne disposions pas de cette nouvelle version pour cette simulation.

En perspective, il apparait donc nécéssaire d'étudier les problèmes d'interaction maillage / diffusion numérique. La solution de maillage resserré est en cours d'utilisation dans d'autres modèles (LMDzoom) et se place comme une intéressante perspective à court terme. Son utilisation avec Mercure semble donc une perspective rapide à mettre en oeuvre pour la simulation de situations atmosphériques sur la région Parisienne.

Conclusion générale

L'étude expérimentale et théorique de la couche limite en région Parisienne. que nous avons effectué a permis de mettre en évidence les points suivants :

■ L'étude expérimentale a été menée via la campagne de mesure ECLAP (hiver 94-95) sur les sites urbain de Jussieu (Paris) et semi-rural de Palaiseau. Notre attention s'est portée sur les périodes anticycloniques, favorables à la mise en place de situations de pollution urbaine.

- Nous avons montré que le flux de chaleur sensible surfacique était supérieur en milieu urbain, de l'ordre de $\Delta Q_{0\ U-R}$ = 30 à 60 W m^{-2}. Nous avons mis en évidence l'effet d'ilot de chaleur urbain, dont le maximum apparait en période nocturne pour une valeur moyenne de ΔT_{U-R} = 5 ^{o}C. A cet anomalie de température, nous avons montré que s'y ajoutait un phénomène d'assèchement urbain, avec une valeur moyenne de ΔHr_{U-R} = -15%, pour des humidités spécifiques équivalentes.
- Nous avons montré que la dynamique de la couche limite était différente à Jussieu et à Palaiseau. Au sein de la CLA, on relève (par lidar et sodar) des sous-structures turbulentes à Paris, n'apparaissant pas à Palaiseau. En période nocturne, la CLA urbaine n'est jamais stable, mais plutôt neutre, quelques fois instable. En période diurne, la couche résiduelle de la veille est encore turbulente en ville et intensifie le mélange turbulent dès le lever du soleil, ce qui n'apparait pas à Palaiseau. On note donc une zone d'entrainement plus épaisse à Jussieu qu'à Palaiseau.
- On note peu de différences de hauteur maximale de la CLA, et ce, quelle que soit la direction d'où vient le vent. Nous avons montré que ce résultat était la conjonction d'un entrainement urbain plus important, mais contraint à éroder des inversions de températures urbaines plus fortes, et à entrainer depuis la surface des aérosols plus lourds.
  En fonction de la direction d'ou vient le vent, nous avons montré que les différences de hauteurs de couche limite entre les deux sites étaient variables : nous avons ainsi montré que les différences pouvaient être très faibles (le site rural étant sous l'effet du panache urbain, comme durant le 13 Mars 95), ou de l'ordre d'une centaine de mètres (découplage dynamique entre les deux sites, comme pour le 14 Mars 95).
- La région Parisienne présente une situation très particulière au niveau de la dynamique. Les études précédemment faites sur des sites urbains portaient sur des sites à relief proche très marqué ou en bord de mer (Athènes, Mexico, Los Angeles, Madrid...). Dans ces cas, le comportement dynamique peut être piloté par des processus lié à cet environnement. Pour la région Parisienne, la dynamique sera soumise à l'action couplée des phénomènes :

  ◇ A micro-échelles, de l'ordre de quelques centaines de mètres, comme l'ont montrées les mesures de turbulence à Palaiseau, et la restitution des hauteurs de rugosité.

  ◇ A méso-échelle, comme l'ont montrées les différences structurales de la couche limite entre Paris et Palaiseau, par lidar et sodar.

  ◇ A l'echelle synoptique, comme l'ont montrées les analyses sur l'action d'une advection d'air

plus froid le 14 Mars. Généralement peu influentes sur des cités enclavées, cette échelle d'étude se montre non négligeable dans le cas particulier de la région Parisienne.

La compréhension de la structure de la CLA Parisienne doit donc forcément passer par la prise en compte conjuguée de ces trois échelles, compliquant considérablement les analyses, et *a fortiori* les simulations numériques.

■ L'étude théorique, menée via des simulations avec le modèle méso-échelle Mercure, en 1D non advectif puis advectif représente les premières simulations effectuées sur la région Parisienne avec des comparaisons directes sur des mesures dynamiques et thermiques.

- Le suivi temporel du vent géostrophique et la prise en compte de hauteurs de rugosités effectives évolutives sont apparus comme des paramètres critiques pour la simulation des effets dynamiques analysés pendant ECLAP. Le vent géostrophique, contrairement à son utilisation dans de nombreux modèles, n'est pas une quantité constante au cours du temps. Pour simuler des situations sur la région Parisienne, particulièrement sensible aux variations synoptiques, le suivi temporel de U_g apparait indispensable. Nous avons montré que les hauteurs de rugosité effectives variaient en fonction de la direction du vent. Cela doit être pris en compte dans les paramétrisations de la couche de surface, pour retrouver des mesures turbulentes de u_* réalistes.
- Nous avons montré les limites de l'approximation de simulation 1D sans advection : en dehors de journées non soumises à des variations synoptiques (comme M13), la simulation de journées propices à des situations de pollution, mais subissant de grandes variations synoptiques (comme M10 et M14) ne peut être fiable que par la prise en compte des termes advectifs. La configuration que nous avons développée de mini 3D, permet de rendre compte de développements de la CLA complexes, avec les avantages que confère le 1D (temps de calcul réduit, résultats très précis sur le site étudié). En particulier pour la journée M14, les mesures de surface simulées (T_{2m}, q_{2m} et u_*) ont permis de retrouver le phénomène d'advection d'air froid dans la couche de surface à 8h.

Perspectives

- La campagne ECLAP, malgré une importante instrumentation, ne disposait pas de mesures de turbulence surfaciques en ville, ce qui ne nous a pas permis de nombreuses comparaisons urbain / rural de surface. De plus, la prévision des pics de pollution étant assez imprécise, le déclenchement de tous les instruments de mesure en simultané n'en a pas été rendu aisé. En perspective, et pour documenter plus complètement la région Parisienne, une nouvelle campagne de mesure incorporant (en plus des instruments d'ECLAP), des anémomètres soniques en ville, des mâts de mesures équipés de mesures d'humidité à 2m et à 10m sur les deux sites, permettrait de répondre à d'autres questions.
- La complexité de la structure verticale de la CLA nous montre la nécessité de documenter plus précisement spatialement cette région. Le lidar apparait comme un instrument privilégié pour cette approche, et deux types d'instrument peuvent d'ore et déjà s'inscrire dans cette perspective :
  - ◇ L'implantation en différents points de la région Parisienne de micros-lidars : d'utilisation simplifiée et de coût réduit, la mise en place d'un mini-réseau serait une avancée considérable pour l'établissement d'une 'cartographie' de la structure verticale de la CLA.
  - ◇ L'utilisation d'une lidar Doppler, restituant un champs de vent serait un excellent complément aux mesures effectuées par les sodars dans la couche de surface ou le début de la couche mélangée.
- La simulation de situations de pollution sur Paris demande des outils de calcul rapides et adaptés. Deux solutions peuvent être envisagées :
  - ◇ Des simulations tridimensionnelles modifiées pour le cas spécifique de la région Parisienne : avec un maillage reserré (sous conditions d'améliorations des problèmes purement numériques, générant des instabilités) ou par modèle emboités. La seconde solution serait à même de renseigner correctement le modèle sur les conditions synoptiques, mais avec la réserve du fort coût de calcul inhérent à ce principe.
  - ◇ La suite de ce travail sur des configurations 1D advectives, avec une prise en compte plus précise des champs météorologiques synoptiques. Les simulations avec advection nécessitent une connaissance fine de la situation météorologique synoptique. Nous avons vu que l'utilisation d'un sondage toutes les 6h pouvait être insuffisants. L'utilisation de sondages plus fréquents ou de sorties de modèles de prévision synoptique réalistes pourraient être une solution efficace pour affiner la résolution temporelle des résultats. Cette nouvelle configuration de mini-3D devraient permettre de simuler rapidement les journées analysées lors de ce travail, et ce, sur l'ensemble de la région Parisienne.
- La campagne ECLAP s'inscrit donc comme la première campagne de mesures effectuée sur la région Parisienne. Les résultats obtenus pourront prendre place au sein des projets à venir, comme le programme Esquif, mis en place par l'Institut Pierre Simon Laplace.

Glossaire

Glossaire

Ce glossaire reprend en détail des notions largement utilisées dans le manuscrit. Il nous a semblé plus judicieux de définir précisemment ces variables ou principes dans cette partie, de manière à ne pas créer de coupures trop importantes dans le manuscrit.

Ce glossaire rappelle les notions suivantes :

Définition ..... **N^o de Page**
Production dynamique turbulente dans la CLA 167
Production thermique turbulente dans la CLA 167
La longueur de Monin-Obukhov, L 168
La hauteur de la couche limite, $\overline{h}$ 168
Les hauteurs de rugosité dans la couche de surface 169
La hauteur de raccord l_b 169
L'échelle de vitesse convective w_* 170
Le nombre de Richardson de couche, R_{ib} 170
Le flux de chaleur sensible dans la couche convective 171
Les écoulements méso-échelles 171
L'approximation géostrophique 171
L'approximation hydrostatique 171
Compressibilité et anélasticité 171

Variables caractéristiques de la CLA

- **Production dynamique turbulente**
  Près de la surface, l'air, qui est un fluide en mouvement au dessus d'une surface rugueuse, subit la condition de non-frottement. Le profil de vent ne sera pas uniforme avec l'altitude : ce processus va creer une tension a la surface τ_0, qui conduit à une production dynamique de turbulence. Pour quantifier ce processus turbulent, on définit la vitesse de frottement u_* telle que :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \left[\left(u'w'\right)^2 + \left(v'w'\right)^2 \right]^{1/4} \tag{7.3}$$

  avec $(u'w')$ et $(v'w')$ les flux verticaux turbulents de quantité de mouvement.
- **Production thermique turbulente**
  Les différences entre la température du sol et de l'air en contact avec le sol induisent un flux de

chaleur sensible noté Q (W m^{-2}) et sera une production dîte de flottabilité. Ce flux vertical de température s'exprimera donc :

$$Q = \overline{w'\theta'} \tag{7.4}$$

avec θ la température pontentielle, définie comme :

$$\theta(z) = T(z).\left(\frac{P_0}{P(z)}\right)^{R/C_p} \tag{7.5}$$

avec P_0 la pression référence surfacique (égale à 1000 hPa, par définition), g l'accélération liée à la gravité. C_p la capacité calorifique de l'air. Cette température potentielle correspond à la température qu'aurait une parcelle d'air si on l'amenait adiabatiquement de sa pression $P(z)$ à la pression P_0. On définit, de plus, la température potentielle virtuelle θ_v, comme la température potentielle prenant en compte les effets d'humidité, telle que :

$$\theta_v(z) = \theta(z)\,(1 + 0.61q) \tag{7.6}$$

avec q l'humidité spécifique (g/kg).

- **Définition d'échelles de longueur dans la CLA**
  Les effets couplés des deux termes de production turbulente (frottement et flottabilité), ainsi que le domaine d'influence de l'un de ces effets sur l'autre, nécéssite la construction d'échelles de longueur, pour arriver à une classification de la CLA sous forme de stratification verticale. Deux échelles sont définies : une échelle pour quantifier l'intensité relative de la production turbulente mécanique par rapport à la flottabilité L et une échelle pour quantifier le domaine d'action de cette production turbulente $\overline{h}$.
- **La longueur de Monin-Obukhov, L**
  Contrairement à u_* qui est une tension (positive ou nulle), Q_0 prend des valeurs positives et négatives (en fonction du gradient vertical de température). Lorsque le sol est plus chaud que l'air, il réchauffe l'air qui va s'élever à son contact. Des mouvements verticaux ascendants vont rendre l'atmosphére instable, et on a le flux de flottabilité surfacique $Q_0 > 0$. A l'opposé, le sol plus froid que l'air va stabiliser l'atmosphère en réduisant les échanges verticaux, on a alors $Q_0 < 0$. Une première classification possible de la CLA sera la détermination de sa stabilité. Pour cela, est définie la longueur de Monin-Obukhov, telle que :

$$L = -\frac{\theta_0}{k.g}\frac{u_*^3}{Q_0} \tag{7.7}$$

  avec k la constante de Karman, dont la valeur oscille entre 0.35 et 0.41 en fonction des caractéristiques du milieu étudié. La quantité L, homogène à une longueur, définit l'épaisseur de la couche en contact avec le sol dans laquelle les processus de flottabilité dominent les processus de cisaillement de vent pour la production de la turbulence : z/L sera donc un paramêtre de stratification verticale thermique de l'atmosphère.
- **La hauteur de la couche limite, $\overline{h}$**
  Alors que la surface est la limite inférieure naturelle de tous les processus turbulents, la hauteur de la couche limite en sera la limite supérieure. La précision de sa détermination sera donc cruciale dans la quantification de la turbulence. Le paramêtre définit par $\overline{h}/L$ sera un paramêtre de stabilité verticale de l'atmosphère. $\overline{h}/L < 0$ correspond à une production de turbulence et donc à une atmosphère instable (convective). $\overline{h}/L \approx 0$ définit une atmosphère neutre, et $\overline{h}/L > 0$, une atmosphère stable (la flottabilité détruit de la turbulence).

- **Les hauteurs de rugosité dans la couche de surface**
  ◇ Le concept de hauteur de rugosité apparait à l'origine pour caractériser la forme logarthmique du profil de vent en période neutre : on note z_0 la hauteur à laquelle on a physiquement $|U|(z_0) = 0$. Cette définition, issue de mesures en soufflerie, devient plus complexe en milieu naturel. Cette hauteur devient alors directement dépendante de la végétation, des obstacles à l'écoulement de l'air dans la couche de surface (Garratt (92)).
  ◇ Des études fines basées sur des mesures turbulenes dans la couche de surface ont montrées qu'une différenciation devait être faite entre les hauteurs de rugosité dynamique z_{0m}, thermique z_{0h} et d'humidité z_{0q}. Cette différenciation devient indispensable lors de modélisation d'écoulements atmosphériques : les paramétrisations employant ces hauteurs pour la détermination de u_*, Q_0 et H_0. Leur détermination précise est délicate et la plupart des auteurs admettent généralement $z_{0h} = z_{0q} = z_{0m}e^{-2}$ (Garratt (92)).
  ◇ Dans le cadre de modélisations méso-échelle, le domaine de simulation doit pouvoir quantifier les flux mesurés. Ces mesures sont généralement représentatives de l'influence de l'écoulement sur quelques dizaines ou centaines de mètres. La maille du modèle est de l'ordre du millier de mètres. Pour restituer par les paramétrisations, les flux turbulents mesurés, on définit alors des hauteurs de rugosité effectives : z^e_{0m}, z^e_{0h} et z^e_{0q}. Ces hauteurs de rugosité représentent les valeurs qu'il faut utiliser dans les paramétrisations pour retrouver les valeurs *effectivemment* mesurées des flux turbulents.
- **La hauteur de déplacement dans la couche de surface**
  La notion de hauteur de déplacement h_D va intervenir dans les paramétrisations de surface.

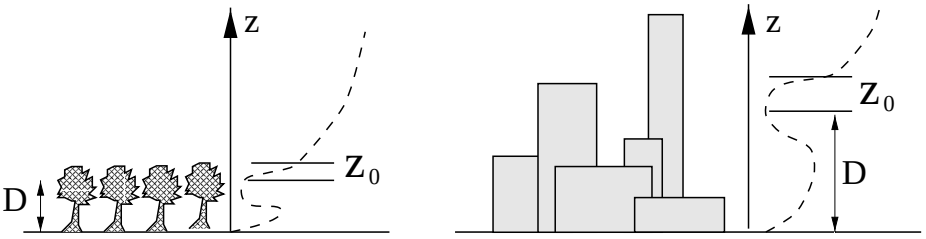


FIG. 7.12 – Illustration schématique des hauteurs de déplacement en fonction du milieu

Lorsque la végétation est assez dense pour que l'écoulement de vent ne puisse y pénétrer, le profil de vent neutre n'est plus logarithmique à partir du sol, mais à partir de h_D. En effet, la densité de la végétation ralentit considérablement l'écoulement et le vent au dessus de cette végétation se comporte comme le long d'une surface homogène. L'hétérogénéité d'un milieu urbain rend délicate le choix de cette valeur, figure 7.12. En toute rigueur, il faudrait intégrer toutes les hauteurs, largeurs, surface au sol des constructions pouvant avoir une influence sur la mesure que l'on désire comparer au modèle. En pratique, et comme cela est généralement fait en modélisation 1D, nous choisirons la hauteur de déplacement $h_D \approx 2/3h_v$ (Garratt (92)), avec h_v la hauteur moyenne des constructions.

- **La hauteur de raccord** l_b
  Cette hauteur l_b définit une frontière horizontale entre les écoulements atmosphériques observés. Pour $z < l_b$, la définition de la hauteur de rugosité aérodynamique (calculée expérimentalement en fonction d'une surface homogène) s'applique. Les quantités dynamiques et thermiques observées sont locales et les hauteurs de rugosité sont uniquement reprśentatives de la rugosité du point de mesure. Au sein de cette sous-couche, le profil de vent n'est plus logarithmique. Pour $z > l_b$, les quantités de l'écoulement sont pertubées par des effets supplémentaires, non locaux. La mesure en un point est alors le résultat d'une moyenne des propriétés de l'écoulement

sur quelques centaines de mètres (ou plus). Les hauteurs de rugosité sont dîtes *effectives*. On retrouve alors les propriétés de la couche de surface (permettant l'utilisation de Monin-Obukhov), et le profil de vent est logarithmique.
Sa détermination est assez empirique, et Beljaars et Holtslag (91) proposent la relation :

$$l_b = \frac{k^2.L_x}{ln(l_b/z^e_{0m})} \tag{7.8}$$

avec $L_x(m)$ la distance à l'obstacle le plus proche. De plus, Wood et Mason (91) propose de calculer cette hauteur par :

$$l_b \approx 2.\frac{u_*}{u(l_b)}^2.L_x \tag{7.9}$$

Contrairement à la formulation de Beljaars et Holtslag(91) qui donnent une hauteur constante en fonction du type de terrain, Wood et Mason (91) proposent une dépendance avec u_* mesuré et nécessite la connaissance d'un profil de vent. Dans notre cas, ne disposant pas d'un profil de vent avec une résolution assez fine dans la couche de surface, nous estimons ici l_b en suivant Beljaars et Holtslag (91).

- **L'échelle de vitesse convective** w_*
  En période convective, la production de flottabilité va engendrer de larges mouvements turbulents verticaux. Une échelle de vitesse convective est alors définie pour quantifier l'importance des subsidences et ascendances, telle que :

$$w_* = \left(\frac{g\,\overline{h}\,Q_0}{\theta_0}\right)^{1/3} \tag{7.10}$$

- **L'échelle de température potentielle**
  On quantifie le rapport de vitesse de frottement sur le flux de flottabilité par l'échelle θ_* telle que :

$$\theta_* = -\overline{w'\theta'}/u_* \tag{7.11}$$

- **Le nombre de Richardson de couche,** R_{ib}
  Alors que L définit une longueur caractéristique des mouvements turbulents, R_{ib} caractérise leur intensité turbulente et est adimensionné. L s'appuie sur des fluctuations turbulentes souvent délicate à déterminer. Le Richardson est basé sur la notion de gradient verticaux, et est donc, en modélisation, moins sensible aux paramétrisations turbulentes. Sa formulation est une approche simplifiée du Richardson de flux. Connaissant expérimentalement rarement de manière précise les gradients verticaux de θ et $|U|$, on approxime le calcul en ne considérant que les niveaux connus (points de mesures expérimentaux ou maillage d'un modèle). On a alors :

$$R_{ib}(z) = \frac{g\,z}{\overline{\theta_v(z)}}\frac{\Delta\overline{\theta_v}}{\Delta|U|^2} \tag{7.12}$$

en considérant le premier point de calcul des gradients comme $z_0 = 0$. On a alors $\Delta\overline{\theta_v} = \overline{\theta_v}(z) - \overline{\theta_v}(z_0)$ et $\Delta|U| = |U|(z)$ (par définition $|U|(z_0) = 0$). L'intensité de la turbulence en fonction de l'altitude peut être utilisée comme un facteur de détermination de $\overline{h}$, comme nous le verrons dans la suite.

- **Le flux de chaleur sensible dans la couche convective**
  Les échelles u_*, θ_* et w_* sont appelées échelles de la couche mélangée et sont de l'ordre de la hauteur de la couche mélangée. La théorie des similitudes, construites dans la couche de surface, basée sur les fonctions ϕ_m et ϕ_h , n'est plus applicable. Les échelles de temps de la CLA convective sont alors quasi-identiques aux échelles des plus grands tourbillons de transports verticaux (de l'ordre de la dizaine de minutes). La structure principale de la CLA convective est alors quasiment stationnaire. L'équation de conservation de l'énergie va alors se réduire à :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{w\theta}}{\partial z} \tag{7.13}$$

  Cela montre, qu'en première approximation, le flux de flottabilité subira une décroissance quasi-linéaire avec l'altitude.

Les écoulements méso-échelles

- **Définition**
  Ce sont les écoulement atmosphériques dont les échelles d'étude sont compris dans les intervalles spatiaux de 1 à quelques centaines de kilomètres et temporels de quelques secondes à quelques jours. Situés à mi-chemin entre les écoulements micro-échelles et macro-échelles, ils en subissent les effets : l'influence des processus de surface (micro) et des processus synoptiques (macro). Dans le cadre de la campagne ECLAP, les simulations effectuées sur un domaine de 140*140km sur une durée de 24h sont connues comme des écoulements de type méso-β (Thunis (95)).
  Les phénomènes étudiés seront dépendant de deux échelles de fréquence : La fréquence de Brunt-Vaisala $N = g/\theta.(\partial\theta/\partial z)$ de l'ordre de la minute, et la fréquence de Coriolis $f = 2.\Omega.sin(\phi)$ de l'ordre de quelques heures.
- **L'approximation géostrophique**
  Cette approximation est relative à l'équation de quantité de mouvement horizontale (du/dt et dv/dt). Pour des échelles horizontales L_x d'étude de l'ordre quelques centaines de kilomètres, une analyse d'ordre de grandeur montre que les termes de gradient de pression et de Coriolis dominent. On peut donc, pour alléger les calculs, exprimer l'un en fonction de l'autre par la relation :

$$\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} = f.U_g \tag{7.14}$$

  avec U_g et V_g les composantes du vent géostrophique.
  Cette approximation n'est plus valable si l'on veut décrire des écoulemnts ayant une échelle de longueur horizontale $L_x < 100km$
- **L'approximation hydrostatique**
  Cette approximation est relative à l'équation de quantité de mouvement verticale (dw/dt). Pour des écoulements avec $L_x > 1000km$, les termes de gradient de pression et de gravité dominent. On peut alors écrire :

$$-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} = g \tag{7.15}$$

- **Les écoulements compressibles, incompressibles et l'hypothèse d'anélasticité**
  L'hypothèse d'anélasticité s'applique à l'équation de continuité. Le passage des équations de Navier-Stokes aux équations de Reynolds se fait par décomposition de toutes les variables en

une contribution moyenne et une turbulente. Pour la densité de l'air, on définit le volume spécifique par $\rho = 1/\alpha$. Après moyennage, la valeur obtenue peut s'écrire $\overline{\alpha} = \alpha' + \alpha_0$, ou α_0 correspond à une densité dite synoptique, α' à sa fluctuation turbulente. La relation précédente peut s'écrire $\overline{\alpha} = \alpha_0 \left(1 + \alpha'/\alpha_0\right)$. Pour des écoulements méso-échelles, il apparait que $\alpha'/\alpha_0 << 1$. En première approximation, on a $\overline{\alpha} \approx \alpha_0$. L'équation de continuité devient :

$$\frac{\partial \alpha_0}{\partial t} + u_j \frac{\partial \alpha_0}{\partial x_j} = \alpha_0 \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \tag{7.16}$$

$$(I) \qquad (II) \qquad (III) \tag{7.17}$$

L'échelle de variation verticale H_α de α est de l'ordre de 8km dans la troposphère. On définit L_z comme l'échelle de longueur verticale de l'écoulement étudié. Si cette échelle est inférieure à H_α, on peut appliquer les approximations suivantes :

- ▷ *L'hypothèse d'incompressibilité*
  Si $L_z << H_\alpha$, les termes (I) et (II) de l'équation 7.16 peuvent être négligés. L'équation de continuité incompressible devient :

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0 \tag{7.18}$$

- ▷ *L'hypothèse d'anélasticité*
  Si $L_z \approx H_\alpha$, seul le terme (I) de l'équation 7.16 est négligeable, et l'équation de continuité est alors :

$$\frac{\partial (\alpha_0^{-1} u_j)}{\partial x_j} = \frac{\partial (\rho_0 u_j)}{\partial x_j} = 0 \tag{7.19}$$

Annexes

Annexe A

Analyses complémentaires

A.1 La POI6 : 22 Février 95

L'analyse détaillée des POI 9 et 10 a été présentée aux chapitres précédents. Notre choix s'était porté sur ces périodes pour leur situation météorologique correspondante à notre étude et leur jeu de données très complet. Les POI présentées précédemment ont été choisie après analyse de toutes les POI de la campagne. Nous présentons ici la journée du 22 Février 95 (F22) pour un cas de développement très rapide de la CLA en début de journée. L'analyse est plus succinte que pour les POI9 et 10, et nous nous focaliserons sur ce point particulier.

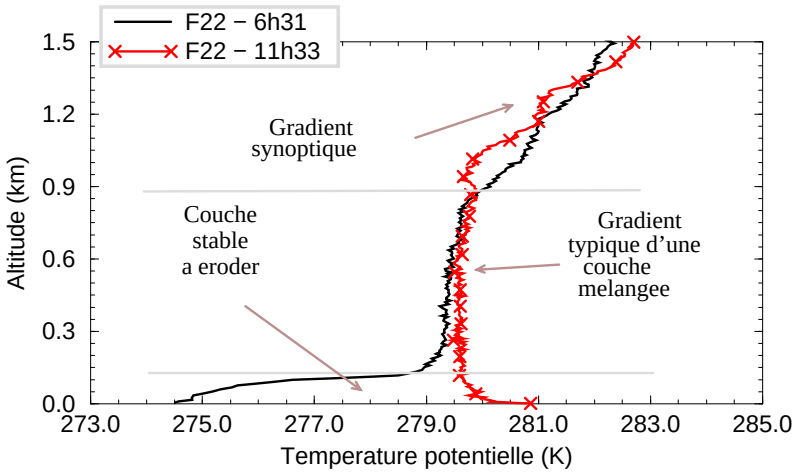


FIG. A.1 – Profils de θ_v en F22 (6h31 et 11h33) à Trappes

- Les sondages de Trappes indiquent que la couche limite est très stable à 6h31, avec des valeurs de θ_v passant rapidement de 274 K (à la surface) à 278 K à 180m (figure A.1). Au dessus de 180m, le gradient γ_v est quasiment nul jusqu'à 800m. A 11h33, la couche stable est érodée et le gradient est toujours très faible jusqu'à 1000m. Entre ces deux horaires, dès que le chauffage au sol a érodé la mince couche de 0 à 180m, la CLA a évolué très rapidement.
- Les figures 2.13 et 2.14 (p.24) montrent que le vent change brutalement de direction vers 8h, passant de Nord-Est à Sud-Ouest, avec une forte augmentation du module du vent $|U|$. On est donc en présence d'un important changement atmosphérique synoptique.
- La figure 2.15 (p.25) indique de plus d'importants maxima d'écho sodar vers 200m à Jussieu,

100m à Palaiseau et, ce, uniquement jusqu'à 8h. Après 8h, l'écho est verticalement uniforme et la portée du sodar ne permet pas de savoir l'état de l'atmosphère au dessus de 700m. Mais il apparait que le sommet de la CLA doit être au dessus de cette altitude.

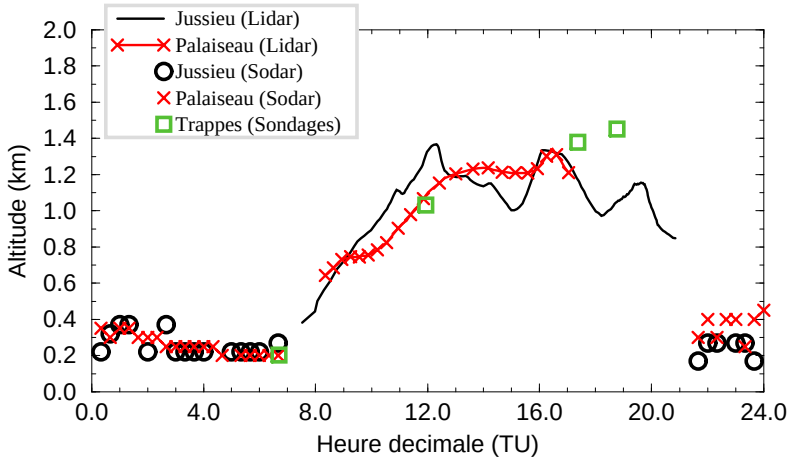


FIG. A.2 – Hauteur de la couche limite pour F22 à Jussieu et Palaiseau

- Les séries chronologiques de σ_W (figure 2.16, p.25) révèlent une forte activité turbulente de 0 à 500m, à partir de 8h, signe du dévelopement rapide et turbulent de la CLA.
- Les séries chronologiques de signal corrigé lidar (figures 2.17 et 2.18, p.27) montrent nettement la croissance très rapide de la couche limite à 8h. La portée du lidar permet de visualiser les cumulus au sommet de la CLA.
- La mise en commun de tous les résultats de $\overline{h}$ nous montre que la fin de l'érosion de la couche stable se situe vers 8h (figure A.2). De 8h à 12h, la CLA va très rapidement croitre de 200m à 1200m. Cette croissance correspond à la plus rapide analysée sur toutes les journées d'ECLAP.

A.2 Application de la méthode de rupture de pente sur des profils lidars à haute fréquence temporelle

La détermination de l'épaisseur de la zone d'entrainement a été évoquée lors du chapitre 3 (p.33). Cette étude particulière n'étant pas le propos principal de ce travail, nous nous contenterons de présenter dans cette partie un exemple de ce type de détermination. L'application de la méthode de la rupture de pente (SBM2) a été effectuée sur des profils lidars non moyennés (13s). Dans le but d'appliquer des critères statistiques, nous effectuons ces calculs sur un cas de développement de couche convective en ciel clair et sec : la journée M13 à Palaiseau. Le résultat h de ce calcul est montré figure A.3(a), pour la période compète de mesures (8h à 19h30). Pour une portion temporelle de ce résultat (de 10 à 11h), une moyenne glissante est appliquée (représentant 5mn, figure A.3(b)) représentant $\overline{h}$. Sur cette même période restreinte, un histogramme d'occurences cumulées (en %) représente les valeurs de h entre 300 et 600m, figure A.3(c). Pour la période 10h-11h, l'altitude représentant 50% est la valeur de $\overline{h}$ sur cette période, c.a.d dans ce cas 470m.
Le résultat d'application de cette méthode est présenté sur la figure A.4 pour Jussieu et Palaiseau. L'épaisseur de la zone d'entrainement apparait être de l'ordre de 30 à 60m à Palaiseau, croissant avec le temps en période convective. A Jussieu, les valeurs sont nettement plus importantes, de l'ordre de 90m à 110m, et relativemnt constantes sur la période d'étude. On peut cependant

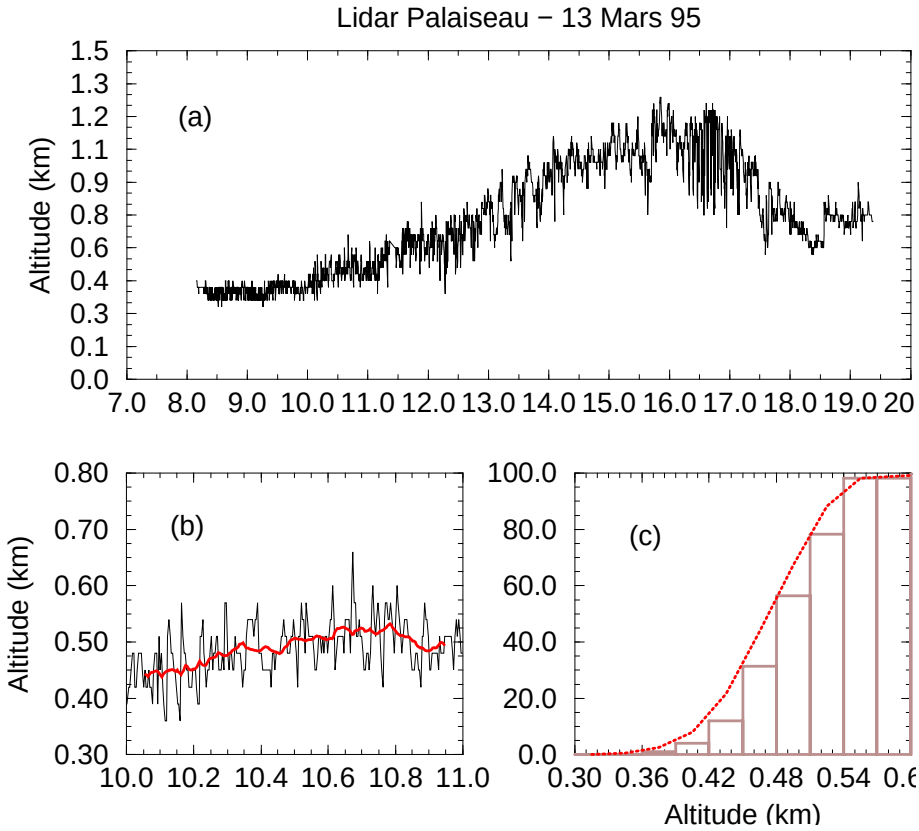


FIG. A.3 – Application de la méthode de rupture de pente du second ordre sur des profils lidars haute-fréquence (13s) en M13 à Palaiseau

conclure que la zone d'entrainement est de 1,5 à 2 fois plus épaisse à Jussieu qu'à Palaiseau pendant cette journée.

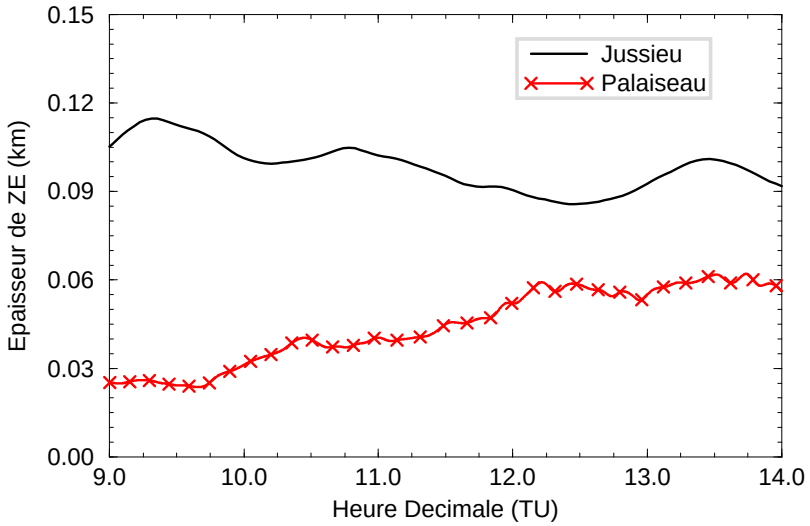


FIG. A.4 – Résultat de l'épaisseur de la zone d'entrainement à Jussieu et Palaiseau en M13

Annexe B

Les instruments de télédétection utilisés pendant ECLAP

Nous présentons ici les caractéristiques techniques des instruments de télédétection employés pendant la campagne ECLAP, les lidars et sodars. Le traitement spécifique des données des radiosondages de Trappes est explicité. Nous présentons en fin d'annexe le principe des bases de données qui ont été réalisées pendant ce travail réunissant toutes les données ECLAP.

B.1 Les lidars rétrodiffusion

B.1.1 Description des systèmes de mesure

Les deux lidars rétrodiffusion mis en oeuvre pendant la campagne ECLAP sont de conception similaire. Un schéma synotique de lidar rétrodiffusion est présenté figure B.1. Cinq modules prin-

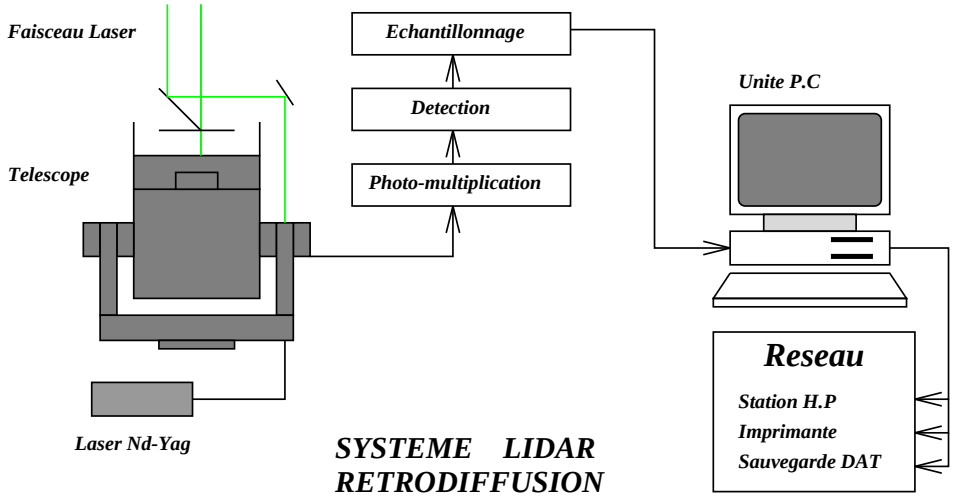


FIG. B.1 – Systèmes de mesures utilisés

cipaux composent l'instrument : un laser, un télescope et un boîtier optique (pour la réception et le filtrage du signal optique rétrodiffusé), un système de détection, un système d'échantillonnage du signal détecté et une unité informatique (traitement et stockage des données). Les principales caractéristiques techniques des lidars de Jussieu et Palaiseau sont réunies dans le tableau B.1.

Instrument	Jussieu	Palaiseau
Type de laser	Nd-Yag	Nd-Yag
Télescope	Cassegrain 36cm (mobile)	Cassegrain 36cm (fi xe)
Fréquence de tir	20 Hz	10 Hz
Longueur d'onde	532 nm	532 nm
Angle de site	$41.^o$	$90.^o$
Résolution verticale	4.64m	30.m
Altitude mini de recouvrement	150m	150m
Altitude max de mesure	4750m	30720m
Taux d'acquisition	4.6s (32 tirs)	13s (100 tirs)
Continuite des mesures	Fichiers de 14mn	Fichiers de 13s
Fréquence de numérisation	50 MHz (8bits)	5 MHz (12bits)
Nombre de voies d'acquisition	2	1
Unité informatique	PC 486/33 MHz	PC 486/33 MHz
Format de sauvegarde	cassettes DAT	cassettes DAT

TAB. B.1 – Caractéristiques des deux lidars

- **Le laser**
  On utilise un laser Nd-Yag faible énergie dont l'émission à 1064 nm est doublée en fréquence. La longueur d'onde de mesure (532 nm) permet de détecter à la fois le signal rétrodiffusé par les molécules et par les particules. La fréquence de tirs est de 10 Hz à Palaiseau et 20 Hz à Jussieu. Le faisceau laser est émis au travers d'un expandeur divergent par un jeu de miroirs situé près du télescope. Les axes d'émission et de réception sont confondus.
- **Le télescope de réception**
  Le téléscope est de type Cassegrain. A Jussieu, le téléscope a un diamètre de 36 cm. Il est monté sur un bloc motorisé qui permet son orientation. Dans le cas des mesures effectuées, l'angle choisi pour les tirs est de 49^o par rapport à l'horizontale. Le faisceau du Nd-Yag est renvoyé, par un jeu de 9 miroirs, vers l'atmosphère suivant l'axe du téléscope. A Palaiseau le télescope a un diamètre de 60 cm. Il est fixe et pointe le zénith. Les champs de vue sont de plusieurs milliradians, pour permettre des observations à basse altitude. La zone d'altitude dans laquelle le signal ne peut fournir d'information est déterminée par le recouvrement géométrique du faisceau laser d'émission et du champ de réception, et est de 150 m pour les deux systèmes. Le signal rétrodiffusé est focalisé sur le détecteur. Un photomultiplicateur (p.m) est utilisé sur les deux systèmes. Le courant anodique est converti en tension à l'aide d'une résistance de charge avant d'être échantillonné.
- **La numérisation du signal**
  A Jussieu, le système de numérisation utilisé est un oscilloscope numérique Tektronix 2430A. Le signal électrique issu du photo-multiplicateur, chargé par une résistance de 270 ohms, est numérisé à 50 MHz sur 8 bits et moyenné sur un nombre choisi de tirs (pour ECLAP, 32). A Palaiseau le signal est numérisé à 5 MHz sur 12 bits avec un échantillonneur Lecroy. Par l'intermédiaire d'une carte GPIB, les signaux numérisés sont transférés à l'unité centrale. Les signaux sont moyennés sur N tirs (N=32 à Jussieu, N=100 à Palaiseau) dans l'échantillonneur soit un profil toutes les 4,6 secondes à Jussieu et toutes les minutes à Palaiseau compte tenu du temps de transfert entre l'échantillonneur et le PC (de type 486/33Mhz).

B.1.2 Traitement des données lidar ECLAP

Les deux lidars de Jussieu et Palaiseau, de principe identiques, ont des procédures d'acquisition des données différentes. Après pré-formatage des données brutes, et dans le but de limiter les

erreurs dûes au traitement, les filières d'analyse informatique ont été choisies identiques pour les deux lidars (ces traitements, ainsi que la mise en forme de toutes les données pour une diffusion extérieure souple sont explicitées en Annexe B.4, p. 185).

B.1.3 Détermination du signal corrigé

Le calcul de RSCS = (S - Of) r^2 est numériquement instable si Of est imprécisement déterminé. Pour les deux lidars, la relation suivante est appliquée :

$$Of = \mathrm{Min}\left(\left[\frac{1}{\Delta i}\sum_{i}^{i+1} S(r_i)\right]_{i=i_1}^{i=i_2}\right) \tag{B.1}$$

où $\Delta i = \Delta r'/\Delta r$. Δr est la résolution verticale (4,64 m à Jussieu et 30 m à Palaiseau) et $\Delta r'$=100 m représente la zone verticale choisie pour effectuer le calcul de Of. La zone verticale s'étend de $i_1 = r_{min}/\Delta r$ à $i_2 = int(r_{max} - r_{min}/\Delta r$. On a de plus, choisi ici r_{min} = 3000 m pour les deux sites, et r_{max} = 4500 m à Jussieu et r_{max} = 10000 m à Palaiseau.
L'écart-type (noté ici SD) est calculé à partir des fluctuations temporelles du signal, tel que :

$$SD(j) = \left(\frac{1}{N}\sum_{i=1,N}\left[RSCS_i(j) - \overline{RSCS(j)}\right]^2\right)^{1/2} \tag{B.2}$$

pour un niveau d'altitude j, sur N mesures, avec le signal corrigé instantané $RSCS_i(j)$ et moyen sur N valeurs $\overline{RSCS(j)}$. Pour éliminer les divergences possibles lors du calcul de SD (comme l'influence du bruit instrumental), le critère suivant est appliqué sur le signal S :
Si $\overline{RSCS} - N' < RSCS_i < \overline{RSCS} + N'$ alors $RSCS_i = \overline{RSCS}$, avec N' une constante réelle dépendante de la numérisation du système.

B.1.4 Principe de l'inversion de profils lidar

Nous n'entrerons pas dans les détails des procédures complexes d'inversion de profils lidars. Pour notre étude, l'inversion des profils lidars de Jussieu et Palaiseau sera un outil pour le calcul de l'épaisseur optique sur ces deux sites. Cependant, il est nécessaire de définir les notions suivantes pour l'interprétation des résultats présentés dans la suite.
L'onde lumineuse émise par le lidar va être atténuée pendant la traversée d'une masse d'air, sur une distance d. En notant I_b ,l'intensité de l'onde avant la traversée, on a la relation $I_a = I_b exp[-\alpha d]$ où I_a est l'intensité restante après la traversée, et α le coefficient d'extinction. Cette extinction combine à la distance d de la source, les effets de la diffusion et de l'absorption caractérisant la masse d'air traversée. La transmission atmosphérique est de l'ordre de I_a/I_b. A une distance r de l'émetteur (équivalente à une altitude z, étant dans notre cas, en visée au zénith), on peut exprimer α en fonction de sa contribution moléculaire α_m et particulaire α_p, tel que :

$$\alpha(z,\lambda) = \alpha_m(z,\lambda) + \alpha_p(z,\lambda) \tag{B.3}$$

La transmission atmosphérique peut donc s'écrire telle que :

$$\begin{cases} T_m(z) = exp\left[-\int_0^z \alpha_m(z')dz'\right] \\ T_p(z) = exp\left[-\int_0^z \alpha_p(z')dz'\right] \end{cases} \tag{B.4}$$

On voit que l'on doit calculer $\alpha_m(z)$ et $\alpha_p(z)$. L'équation 2.6 montre que dans notre cas (lidar monochromatique), le signal recu dépend de l'extinction α et de la rétrodiffusion β. Tout comme l'extinction se décompose en sa contribution moléculaire β_m et particulaire β_p, tel que :

$$\beta(z,\lambda) = \beta_m(z,\lambda) + \beta_p(z,\lambda) \tag{B.5}$$

Cela nous amène à définir les fonctions de phase : fonctions dépendantes de l'altitude et liant la rétrodiffusion à l'extinction, tel que :

$$\begin{cases} \alpha_m(z) = \phi_m(z)\ \beta_m(z) \\ \\ \alpha_p(z) = \phi_p(z)\ \beta_p(z) \end{cases} \tag{B.6}$$

La théorie de Rayleigh définit la fonction de phase moléculaire constante $\phi_m(z) = \phi_m = 3/8\pi$. Par contre, la fonction de phase particulaire $\phi_p(z)$ varie *a priori* avec l'altitude. Cette variation sera uniquement due à la prise en compte des effets d'humidité : un aérosol va être entouré de plus ou moins d'eau condensée en fonction de l'humidité et donc plus ou moins absorbé le rayonnement lidar. Dans notre cas, l'inversion de profil lidar ne servira que pour l'estimation des particules par ciel clair et sec : on choisit donc $\phi_p(z) = \phi_m = 0,018$. Cette valeur étant une approximation typique d'un milieu continental (Dupont (88)).
Pour retrouver β à partir du signal corrigé, on applique l'inversion de Klett (81), telle que :

$$\beta(z) = \frac{z^2\ RSCS(z)\ Q(z)}{\dfrac{z_{ref}^2\ RSCS(z_{ref})}{\beta(z_{ref})} + \dfrac{2\displaystyle\int_{z_{ref}}^{z} z'^2\ RSCS(z')\ Q(z')dz'}{\phi_p}} \tag{B.7}$$

où :

$$Q(z) = exp\left[\int_{z_{ref}}^{z}\left(\frac{1}{\phi_p} - \frac{1}{\phi_m}\right)\beta_m(z')dz'\right] \tag{B.8}$$

Pour notre calcul, nous devons, de plus, connaitre la rétrodiffusion moléculaire β_m. Pour cela, un modèle d'aérosols avec dépendance en latitude, longitude et période de l'année est utilisé. Les figures B.2 et B.3 présentent des exemples de profils acquis à 9h49 et 12h58, le 13 Mars 95 à Jussieu (période sèche). L'algorithme mis en place calcule la pente de l'extinction moléculaire (dans la troposphère libre) ainsi que la pente de l'extinction totale (moléculaire et particulaire) dans la couche mélangée.

B.2 Les sodars

B.2.1 Présentation des instruments

Les deux sodars implantés à Jussieu et Palaiseau étaient des modèles Remtech PA1 à Jussieu et PA2 à Palaiseau (jusqu'à la POI3), puis de type PA2 pour les deux sites jusqu'à la fin de la campagne. La figure B.4 montre une vue du sodar installé sur le toit de la Tour Centrale de l'Université Paris VI.

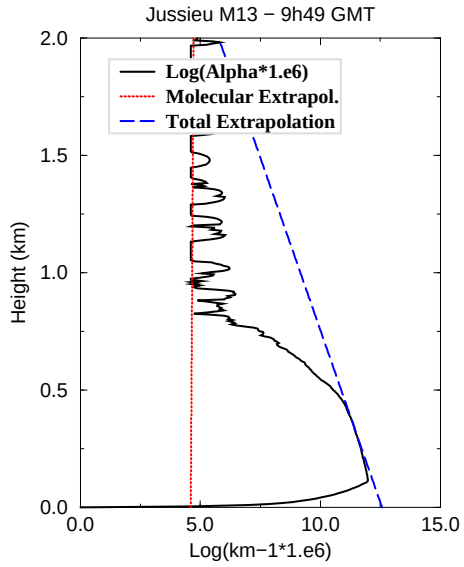


FIG. B.2 – Profil de $ln(\alpha)$ à 9h49

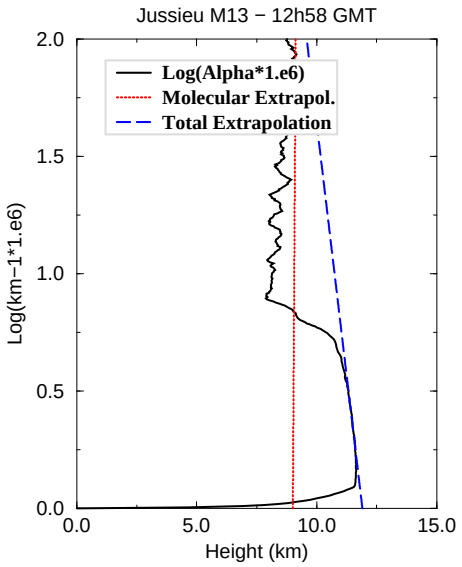


FIG. B.3 – Profil de $ln(\alpha)$ à 12h58

B.2.2 Les quantités mesurées

Le sodar mesure directement l'écho S, ainsi que les composantes du vent u, v, w et leurs écart-types associés σ_θ (m^2 s^{-2}) et σ_W (m^2 s^{-2}). σ_θ (m s^{-1}) étant la combinaison de σ_u et σ_v, c'est à dire la variation horizontale de l'angle du vent mesuré par rapport à la première mesure d'une séquence (20 mn). La portée maximale de l'instrument est de 700 m. En pratique, sur notre jeu de données, nous remarquons que cette altitude est rarement atteinte. De plus, le premier point vertical (à 50 m) est le résultat d'une interpolation effectuée pendant l'acquisition : nous ne tiendrons pas compte de cette première valeur dans nos analyses.

B.2.3 Les traitements des données sodar à Jussieu et Palaiseau

Les données à traiter sont issues de deux appareils identiques (sodars Remtech type PA2). Nous avons donc, pendant cette thèse, et suivant une logique identique à celle précédemment décrite pour le lidar, construit la même chaine de traitement et d'analyse pour les sodars de Jussieu et Palaiseau. On notera que les informations disponibles sont relativement basses fréquences, puisque les données $S = K_{Ct}.C_T^2$ et σ_W ne sont retenues que toutes les 20mn, par portes verticales de 50m (avec une portée maximale de l'instrument de l'ordre de 700m dans les meilleurs cas).

B.3 Les sondages ballons de Trappes

Les fichiers de points retenus délivrés par Météo-France se sont révélés difficiles à utiliser dans la couche limite de par leur faible nombre de points. Uen connaissance approfondie des méthodes employées par leur algorithme de calcul a montré que par sécurité, les tests de sélection étaient très sévères, et pouvaient éliminer des points valides et utiles pour la couche limite. Nous avons alors redévelopper un programme complet de traitement à partir des fichiers bruts de la sonde. La validité des résultats a été effectuée par comparaison directe avec les profils retenus pour toutes les variables calculées. Pour les calculs à partir des points bruts, la principale difficulté réside



FIG. B.4 – Implantation du sodar sur le toit de la Tour Centrale de l'Université P.M Curie

dans le fait d'établir le fichier de correspondance pression/altitude, l'altitude n'étant pas relevée directement. Pour cela, le calcul nécéssite la connaissance de la température virtuelle, et donc le rapport de mélange de vapeur d'eau. Pour cela, on applique la formule de Tetens (30) suivante :

$$e_{sat} \; = \; (0,61078.T)\, exp \left[\frac{17,2694.(T-273.16)}{(T-35,86)} \right] \tag{B.9}$$

. avec e_{sat} la pression de vapeur saturante en kPa, T la température en K. Connaissant l'humidité, H en pourcentages, on en déduit la pression partielle de la vapeur d'eau :

$$e = \left[\frac{H\, e_{sat}}{100} \right] \tag{B.10}$$

On a donc le rapport de mélange de vapeur d'eau, tel que :

$$r_{sat} \; = \; 0,622 \; \left[\frac{e}{P-e} \right] \tag{B.11}$$

avec P la pression en hPa. On a alors le rapport de mélange r en g/g.
Ce rapport de mélange, utilisé dans la formule de Laplace suivante, va permettre de calculer la température virtuelle par la relation :

$$T_V = T \left(\frac{1+1,608r}{1+r} \right) \tag{B.12}$$

On en déduit l'altitude, par intégration, par :

$$z = z_0 + 67,445\, T_{Vm}\, Log_{10} \left(\frac{P_0}{P} \right) \tag{B.13}$$

A chaque valeur de la pression, de la température et de l'humidité, on a, par intégration, une valeur de l'altitude. Le ballon ayant des mouvements créant des variations de pression, on effectue un

filtrage binomial. Après repérage du point d'altitude 0, on recale tous les niveaux des variables PTU et vent, ce qui donne les profils recherchés.
En plus, des variables directement mesurées (T, P, u et v) on recalcule la température potentielle θ, la température potentielle virtuelle θ_v et la température potentielle équivalente θ_e :

$$\begin{cases} \Theta = & T\,(1000/P)^{0,286} \\ \Theta_v & = \Theta\,(1+0,61\,r) \\ \Theta_e & = \Theta\,exp\,[2,46\,r/T] \end{cases} \tag{B.14}$$

avec T en Kelvin, P en hPa.

B.4 La construction des bases de données ECLAP par ADSO

Le traitement des données lidars et radiosondages de Trappes au Service d'Aéronomie a permis aussi de créer des bases de données. Le logiciel utilisé s'appelle ADSO (Société Aria). Ce logiciel partage un grand nombre de ses développements informatiques avec le modèle Mercure (pré- et post-processing). Les données sodars, anémomètres soniques et Météo-France ont aussi fait l'objet de création de bases de données (par Aria). A terme, les bases du Service d'Aéronomie et de la DER/EDF seront concaténées par journée pour diffusion extérieure.
Le principe d'une base par journée de mesure a été retenu. Chacune des ces bases comprend toutes les données acquises avec les lidars de Jussieu, Palaiseau et les sondages de Trappes (bruts et retenus).

B.5 Les données Lidar

Un traitement spécifique des données lidar a été effectué tenant compte des contraintes de taille mémoire des bases de données. Malgré les différents types d'acquisition des lidars, la configuration retenue est :

- ▷ Les profils sont moyennés sur 5 minutes, enregistrés de 0 à 2,5km et en temps universel (TU). L'altitude 0 représente le niveau de la mer. L'altitude de Jussieu est de 45m, Palaiseau 155m.
- ▷ Enregistrement pour chacun des profils de l'altitude, du signal corrigé (RSCS) et de l'écart-type temporel du RSCS
- ▷ On conserve la résolution brute : 4,64m à Jussieu et 30m à Palaiseau.
- ▷ Des facteurs de qualité "système" et "météorologique" (de 1 à 5) sont accessibles pour garantir la fiabilité des données utilisées.

B.6 Les radiosondages de Trappes

De deux à quatre sondages sont disponibles pour chacune des journées de mesure. Un traitement interne au S.A permet de retrouver les profils à partir des fichiers bruts. La comparaison avec les fichiers retenus ayant montrée que la qualité du calcul était satisfaisante, il a été choisi d'incorporer en parallèle les deux profils de sondages : la version brute haute résolution du S.A (pour l'étude des fines structures de la CLA), et la version retenue basse résolution de Météo-France. Pour chacun des profils, les quantités mesurées (altitude (km), pression (hPa), température (^oC), humidité relative (%), l'humidité spécifique (g/kg), force (m/s) et direction d'où vient le vent vent (^{o}) et calculées (température potentielle (K), composantes U et V du vent (m/s)).

B.7 Le fichier résultat

Le fichier résultat est en format *ascii*. Des post-processeurs sont spécialement prévus pour les recherches d'information et les sorties graphiques (format NCAR graphic). Chacun des fichiers contient toutes les informations nécéssaires sur la campagne ECLAP en général, la topographie du domaine (pour utilisation dans un modèle), un résumé des conditions météorologiques ainsi qu'une zone (commentée par le concepteur de la base) relative à tout ce qu'il faut savoir sur les données de cette journée. D'un point de vue général, chaque base est auto-suffisante et peut-être utilisée seule.

Annexe C

Principe général de Mercure

Le modèle Mercure a été utilisé pour ce travail de thèse, pour la simulation des analyses de certaines journées ECLAP. Nous présentons ici brièvement ses principales caractéristiques. Les paramétrisations les plus utilisées et discutées dans ce travail sont présentées soit directement dans le manuscrit (simulations 1D), soit en annexe (paramétrisations de la couche de surface)

- Le modèle Mercure est une extension propre aux circulations atmosphériques du modèle Estet du Laboratoire Nationale d'Hydraulique (Mattei et Simonin (1992)). Tous les calculs de mécanique des fluides sont résolus par Estet, Mercure contenant les paramétrisations et adaptations propres à l'atmosphère. Le développement de ce code a débuté en 1985 (Souffland (1985)). En 1988, D.Buty y introduit la paramétrisation de la turbulence, avec la mise en place d'un modèle $k-\epsilon$. En 1989, Elkhalfi fait une étude comparative hydrostatique/ non hydrostatique (sur un cas d'ondes de relief mesurées pendant la campagne Pyrex).
- Ce modèle permet de simuler des écoulements autour de géométries complexes, par la résolution des équations de Reynolds (par décomposition des équations de Navier-Stokes). Les résultats permettent de retrouver tout au long d'un écoulement, en un point et à un instant donnés, toutes les caractéristiques du calcul, dont le champ de vent (u,v,w), l'energie et la dissipation turbulente, la pression, la température etc...
- Des paramétrisations récentes permettent la prise en compte des processus de surface (Dupont (94)), le calcul de la vapeur d'eau (Dupont (93)), le calcul du rayonnement infrarouge (Musson-Genon (93)) et solaire (Musson-Genon (94)). A ce jour, il n'y a pas de paramétrisation pour la microphysique des nuages et les précipitations. La variable transportée est la température potentielle θ (conservative à travers des mouvements adiabatiques, ce qui n'est pas le cas de la température). Cette variable permet de plus de quantifier la stabilité atmosphérique. L'approximation anélastique est utilisée (permettant l'élimination des ondes acoustiques). Le calcul de la viscosité turbulente K est, au choix, déterminée par une fermeture en longueur de mélange L (Blackadar (1978)), ou $k-\epsilon$ (Launder et Spalding (1974)) (ces fermetures sont décrites plus en détail en annexe D, p.189).

Annexe D

Les fermetures turbulentes

Le but de cette annexe n'est pas d'être exhaustif, mais uniquement de rappeler rapidement quelques notions de calculs de turbulence tels qu'ils existent en météorologie, afin de situer les fermetures que nous avons utilisées dans Mercure pour les simulations.

D.1 Rappels sur les fermetures turbulentes

Une fermeture turbulente définit la paramétrisation des termes non-linéaires des équations de Reynolds, représentant des produits de fluctuations ($u_i' u_j'$) en fonction des grandeurs principales de l'écoulement : on ramène le nombre d'inconnues au nombre d'équations à résoudre.

Le degré d'une fermeture turbulente correspond au degré de corrélation le plus haut explicitement résolu. Une corrélation turbulente d'ordre 1 sera de la forme $\overline{x_i}$, d'ordre 2 $\overline{x_i' x_j'}$, d'ordre 3 $\overline{x_i' x_j' x_k'}$ etc...Utiliser une fermeture d'ordre n revient à résoudre explicitement tous les termes turbulents jusqu'à l'ordre n et à paramétriser les termes d'ordres $n+1$ et plus. De cette nomenclature, on peut ajouter que lorsque pour un ordre n toutes les équations ne sont pas explicitement résolues, on utilise une fermeture d'ordre $n + 1/2$.

• *La fermeture d'ordre 0 :*

Cela implique qu'aucune variable dépendante ne sera calculée par une équation prognostique, mais que toutes les quantités physiques seront paramétrées. C'est le cas de la théorie des similarités que l'on utilise dans la couche de surface.

• *La fermeture d'ordre 0,5 :*

Les corrélations d'ordre un sont paramétrées non pas en fonction des variables dépendantes moyennes mais en fonction de valeurs relevées expérimentalement en dehors de la couche étudiée. Cette technique est appelée méthode Bulk.

• *La fermeture d'ordre 1 :*

Les corrélations d'ordre un sont paramétrées par un coefficient d'échange K_t (appeleé aussi viscosité turbulente, diffusivité). Ce coefficient relie directement les gradients verticaux des grandeurs moyennes de l'écoulement ($\overline{u}$, $\overline{v}$, $\overline{w}$ et $\overline{\theta}$) aux flux turbulents, tel que (par l'exemple

pour le flux de chaleur vertical) :

$$\overline{w'\theta'} = -K_{z\ t}\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z} \tag{D.1}$$

La fermeture classique dans ce cas est la fermeture en longueur de mélange. Le coefficient d'échange est alors directement relié aux gradients de vitesses par une longueur $L(z)$ telle que :

$$K_t = L^2(z).\left|\frac{\partial U}{\partial z}\right| \tag{D.2}$$

La précision du résultat sera alors directement dépendante de la valeur de $L(z)$ choisie.

• *La fermeture d'ordre 1,5 :*

On définit l'énergie cinétique turbulente comme :

$$k = \frac{1}{2}\left(u'^2 + v'^2 + w'^2\right) \tag{D.3}$$

Un réarrangemment des équations de quantité de mouvement décomposées selon Reynolds, donne une équation d'évolution des fluctuations de vitesse appelée équation de l'énergie cinétique turbulente. Résoudre explicitement cette équation revient à utiliser une fermeture d'ordre 1. Cependant, cette équation contient des termes de dissipation de k. Paramétrer cette dissipation ϵ en fonction de k revient à utiliser une fermeture d'ordre 1,5. La viscosité turbulente K_t relie ces deux quantités (avec α une constante) par la relation de Prandtl-Kolmogorov telle que :

$$K_t = \frac{\alpha k^2}{\epsilon} \tag{D.4}$$

• *Les fermetures d'ordre 2 et plus :*

Ces fermetures pour l'étude de la couche limite étaient jusqu'alors tributaires des capacités informatiques. Depuis le début des anées 70, ce type de paramétrisation a été très développé et permettent de paramétrer les termes de fluctuations de pression (qui apparaissent dans des termes de corrélation 2), ce qui n'est pas fait aux ordres inférieurs.

D.2 La turbulence dans Mercure

Deux principaux schémas turbulents sont utilisables dans Mercure : une fermeture en longueur de mélange et une fermeture en $k-\epsilon$.

D.2.1 La fermeture en longueur de mélange

Le paramètre à spécifier est ici la valeur de la longueur $L(z)$. Buty (88) rappelle que cette longueur doit être représentative de la taille des plus gros tourbillons engendrés par la turbulence dans l'écoulement étudié. Dans le cas d'un maillage irrégulier (ce qui est notre cas en z), le calcul doit alors s'appuyer sur les plus petites mailles. Dans le modèle Mercure, il est possible de spécifier

cette longueur, telle que $L(z)$ soit une constante, ou de laisser le code la calculer par la relation de Blackadar à chaque altitude z :

$$L(z) = \frac{l_\infty \, k \, z}{l_\infty + k \, z} \tag{D.5}$$

avec $l_\infty = \Delta z/2,5$, k la constante de Karman, et Δz la taille de la maille où est calculée L(z) (pour $\Delta z = 30m$ sur la première maille, on a alors l_∞=12m, et $L(30m)$=6m). De plus, pour tenir compte de la stabilité atmosphérique, cette longueur peut-être dépendante de fonctions de transfert (Louis (79) dans le cas de Mercure). On a alors $L(z)^2 = l^2.F(Ri)$, et l est une constante.

D.2.2 La fermeture $k - \epsilon$

Dans ce cas, le paramètre à spécifier est la constante α reliant k à ϵ. Dans le cas de Mercure, la fermeture $k - \epsilon$ n'est pas à une équation (ϵ diagnostiqué), mais à deux équations : une équation d'évolution pour ϵ est résolue (modèle de Launder-Spalding (74) avec $\alpha = 0,09$, et d'autres constantes $C_{\epsilon 1}, C_{\epsilon 2}, \sigma_k, \sigma_\epsilon$). Plus proche de mesures atmosphériques, Duynkerke (88) propose une modification de l'équation d'évolution de la dissipation assorti d'un nouveau jeu de constantes. Dans notre cas, Mercure utilise la valeur proposée par Duynkerke(88), telle que $\alpha = 0,033$ (les autres constantes étant aussi modifiées) mais conserve l'équation en ϵ de la fermeture de Launder-Spalding.

Annexe E

Les paramétrisations dans la couche de surface

Afin de situer précisemment le travail qui a été effectué sur les paramétrisations de la couche de surface, nous rappelons les grandes lignes de cette zone particulière de la CLA.
La couche de surface (CS) est la partie inférieure de la couche limite, en contact direct avec le sol. Son épaisseur est relative à l'extension de la CLA et il est admis qu'elle est de l'ordre de 10% (pendant tout le cycle diurne) en moyenne. Par analogie avec les concepts connus de mécanique des fluides, la CLA peut aussi se scinder en deux couches : la couche interne et la couche externe. La séparation physique entre ces deux couches marque la hauteur de la CS. Alors que la couche externe (appelée aussi couche d'Ekman, pour l'influence de la force de Coriolis dans cette partie de la CLA) subit faiblement l'influence de la surface, la couche interne, la CS, sera quasi-exclusivement dépendante des caractéristiques thermiques et dynamiques de la surface. Au sein de la CS, et en fonction de la rugosité et de l'inhomogeneite, une subdvision supplémentaire scinde la couche de surface en deux parties : la sous-couche rugueuse et la sous-couche inertielle. La sous-couche rugueuse sera directement dépendante des propriétés du sol.

E.1 Concepts de turbulence dans la couche de surface neutre

La modélisation de tout écoulement passe par la paramétrisation des quantités turbulentes. On relie au premier ordre un flux turbulent à l'écoulement principal par un coefficient de viscosité (appelé aussi coefficient de transfert turbulent ou diffusivité) K. Le développement de la CLA étant directement dépendant des transferts verticaux, on peut donc écrire pour les quantités moyennes de vitesse ($\overline{u}$, $\overline{v}$), de température ($\overline{\theta}$) et d'humidité ($\overline{q}$), les relations telles que $\alpha = u, v, \theta_v, q$:

$$-\overline{\alpha' w'} = K_\alpha . \frac{\partial \overline{\alpha}}{\partial \overline{z}} \tag{E.1}$$

L'hypothèse de Prandtl montre que l'on peut relier K_M (la diffusivité de quantité de mouvement) à la vitesse de rugosité u_* par la relation :

$$K_M = u_* . k . z \tag{E.2}$$

avec k la constante de Karman (k=0.35-0.41), z l'altitude. Par la théorie de Monin-Obukhov, on a donc les relations, en p'eriode neutre :

$$\begin{cases} u_*^2 & = \overline{u' w'} \\ u_* \theta_* & = -\overline{w' \theta'} \\ u_* q_* & = -\overline{w' q'} \end{cases} \tag{E.3}$$

et le système suivant :

$$\begin{cases} \dfrac{du}{dz} &= \dfrac{u_*}{kz}\phi_m\left(\dfrac{z}{L}\right) \\ \dfrac{d\theta}{dz} &= \dfrac{\theta_*}{kz}\phi_h\left(\dfrac{z}{L}\right) \\ \dfrac{dq}{dz} &= \dfrac{q_*}{kz}\phi_q\left(\dfrac{z}{L}\right) \end{cases} \tag{E.4}$$

avec L la longueur de Monin-Obukhov. En période neutre, les fonctions ϕ_m, ϕ_h et ϕ_q sont unitaires. La prise en compte de la stabilité atmosphérique sera effectuée via ces fonctions, par le biais de paramétrisations. L'intégration des fonctions E.4de z_{0m} (ou z_{0h}, z_{0q}) à z nous conduit au système proposé par Dyer(74), reliant les flux turbulents à la vitesse du vent (u), la temperature potentielle (θ) et l'humidité spécifique (q) telle que :

$$\begin{cases} u_* &= \dfrac{u(z).k}{\Gamma(z_{0m})} \\ Q_0 &= -u_*.\theta_* = \dfrac{k^2.u(z).(\theta(z_{0h}) - \theta(z))}{R.\Gamma(z_{0m}).\Gamma(z_{0h})} \\ E_0 &= -u_*.q_* = \dfrac{k^2.u(z).(q(z_{0q}) - q(z))}{R.\Gamma(z_{0m}).\Gamma(z_{0q})} \end{cases} \tag{E.5}$$

où les fonctions $\Gamma(z_{0\alpha})$, avec $\alpha = m, h, q$ sont exprimées ici, (pour faciliter l'écriture) :

$$\Gamma(z_{0\alpha}) = \left[ln\left(\frac{z-D}{z_{0\alpha}}\right) - \Psi_\alpha\left(\frac{z-D}{L}\right) + \Psi_\alpha\left(\frac{z_{0\alpha}}{L}\right)\right] \tag{E.6}$$

Les constantes utilisée lors de l'intégration sont définies comme les hauteurs de rugosité dynamique $z0_m$ (m pour momentum), thermique $z0_h$ (h pour heat) et d'humidité $z0_q$, avec la hauteur de déplacement D, L la longueur de Monin-Obukhov, u_* la vitesse de rugosité, Q_0 le flux de flottabilité à la surface et E_0 le flux d'humidité spécifique à la surface. Dans toute la suite, nous suivrons l'approximation utilisée dans la littérature, à savoir $z0_h = z0_q$ et $\Psi_h = \Psi_q$. Les relations en Ψ_h seront donc directement transposables pour la paramétrisation de l'humidité.

E.2 Les fonctions de Businger (71)

Les fonctions Ψ, dépendantes de $\zeta = z/L$ sont paramétrisées par Businger(71), et s'expriment :

$$\text{Si } \zeta < 0 \begin{cases} \Psi_m(\zeta) &= -2.ln\left[\dfrac{1+x}{2}\right] \\ & \quad -ln\left[\dfrac{1+x^2}{2}\right] + 2.arctan(x) - \dfrac{\pi}{2} \\ \Psi_h(\zeta) &= 2.ln\left[\dfrac{1+y^2}{2}\right] \end{cases} \tag{E.7}$$

$$\text{Si } \zeta > 0 \begin{cases} \Psi_m(\zeta) = -\beta_m(\zeta) \\ \Psi_h(\zeta) = -\beta_h(\zeta) \end{cases} \tag{E.8}$$

avec $x = [1 - \gamma_m (z/L)]^{1/4}$ et $y = [1 - \gamma_h (z/L)]^{1/2}$.
Ces relations nécéssitent la connaissance des constantes β_m, β_h, γ_m, γ_h. Elles sont le résultat direct d'étalonnages sur différentes campagnes de mesures et sont assez controversées. Dans le tableau E.1, nous rappelons quelques unes de ces familles de constantes. Les paramétrisations ré-

Auteur	PrN	β_m	β_h	γ_m	γ_h
Businger (71)	0.74	4.7	6.35	15.	9.
Wieringa (80)	1.	6.9	9.2	22.	13.
Kitaigorodskii (84)	0.85	5.4	6.2	17.	10.
Oncley (96)	0.86	8.1	8.1	15.	9.

TAB. E.1 – Constantes utilisées dans Ψ_m et Ψ_h

centes, comme Mascart *et al.* (95) et Giannini(96) utilisent le jeu de constantes de Businger(71). De plus, il faut noter que dans le système E.5, pour $z/z_{0m} >> 1$ et $z/z_{0h} >> 1$, on peut approximer $\Psi_m(z_{0m}) \approx 0$ et $\Psi_h(z_{0h}) \approx 0$ (Garratt(92)). Cette approximation permet de résoudre analytiquement ces équations. Dans notre cas, les simulations s'appuyant sur des mesures à 10 et 30m, cette approximation ne sera pas utilisée, et le système sera résolu en conservant tous les termes.

E.3 La paramétrisation de Louis(79)

La résolution du système E.5 devient couteuse en temps de calcul de par leur non-linéarité, et se doit d'être itérative. Louis (79) propose une solution analytique pour relier les flux turbulents aux quantités principales de l'écoulement. La base de cette solution analytique est l'utilisation du nombre de Richardson (uniquement dépendant des grandeurs principales de l'écoulement), au lieu de la longueur de Monin-Obukhov (qui dépend elle-même de u_* et θ_*, et donc doit être calculée itérativement). Le système E.5 est remplacé par :

$$\begin{cases} u_* &= \sqrt{C_{DN}^2.F_m.|u|^2} \\ Q_0 &= -u_*\theta_* = -C_{DN}^2.F_h.\dfrac{|u|}{R}.\Delta\theta \\ E_0 &= -u_*q_* = -C_{DN}^2.F_q.\dfrac{|u|}{R}.\Delta q \end{cases} \tag{E.9}$$

avec R le nombre de Prandtl turbulent neutre (ici R=0.74). Cette paramétrisation assimile aussi $F_h = F_q$, F_m et F_h étant les fonctions de Louis, C_{DN} le coefficient de trainée neutre tel que :

$$C_{DN} = \frac{k}{[ln\,(z + z_0/z_0)]} \tag{E.10}$$

et avec $|u| = |u(z)|$, $\Delta\theta = \theta(z) - \theta(z_{0t})$. Le défaut majeur de cette paramétrisation (lié à l'époque de sa conception) est de considérer $z_0 = z_{0m} = z_{0h} = z_{0q}$. La prise en compte de longueurs de rugosité différentes sera tout l'intéret des paramétrisations suivantes. Cependant, le problème sur la dépendance aux longueurs de rugosité reste entier, et les constantes de Businger(71) laissent place à la détermination des fonctions F_m et F_h, assorties elles aussi de constantes.

E.4 Modification de Louis (82)

La paramétrisation initiale est modifiée par la différenciation des constantes b, c, d. Elles deviennent b_m, c_m, d_m pour la quantité de mouvement et b_h, c_h, d_h pour la chaleur. Cependant, la différenciation des longueurs de rugosité n'apparait pas. Les nouvelles constantes sont $b_m = c_m = d_m = b_h = d_h = 5$ et $c_h = 7,5$.

E.5 Paramétrisation de Louis modifiée pour Mercure

Les expressions des fonctions de Louis(79) ont été recalculées par Musson-Genon(95) pour la différenciation de z_{0m} et z_{0h} dans Mercure. Trois constantes interviennent dans ces fonctions, des calculs aux limites sur le R_{iB} ayant montrés leur égalité : $b = c = d = 5$. Les autres paramètres de Louis(79) restent les mêmes. On différencie le coefficient de trainée neutre par deux contributions dynamiques et thermiques (on conserve l'hypothèse d'égalité $z_{0h} = z_{0q}$) :

$$C_{DNM} = \frac{k}{[ln\,(z + z_{0m}/z_{0m})]} \text{ et } C_{DNH} = \frac{k}{[ln\,(z + z_{0h}/z_{0h})]} \tag{E.11}$$

Le système E.9 se reécrit :

$$\begin{cases} u_* &= \sqrt{C_{DNM}^2.F_m.|u|^2} \\ Q_0 &= -u_*\theta_* = -C_{DNH}.C_{DNM}.F_h.\dfrac{|u|}{R}.\Delta\theta \\ E_0 &= -u_*q_* = -C_{DNH}.C_{DNM}.F_q.\dfrac{|u|}{R}.\Delta q \end{cases} \tag{E.12}$$

On a alors les expressions modifiées de F_m et F_h :

$$\text{Si } R_{ib} < 0 \begin{cases} F_m = 1 - \dfrac{2.b.R_{ib}}{1 + 3.b.c.C_{DNM}^2.\sqrt{\dfrac{z+z_{0m}}{z_{0m}}}\sqrt{|R_{ib}|}} \\ F_h = 1 - \dfrac{3.b.R_{ib}}{1 + 3.b.c.C_{DNM}.C_{DNH}.\sqrt{\dfrac{z+z_{0h}}{z_{0h}}}\sqrt{|R_{ib}|}} \end{cases} \tag{E.13}$$

$$\text{Si } R_{ib} > 0 \begin{cases} F_m = \dfrac{1}{1 + \dfrac{2.b.R_{ib}}{\sqrt{1+d.R_{ib}}}} \\ F_h = \dfrac{1}{1 + 3.b.R_{ib}\sqrt{1+d.R_{ib}}} \end{cases} \tag{E.14}$$

Le point fort de cette modification est sa relative simplicité. Son point faible est certainement la conservation des constantes de Louis(79), alors qu'une première modification était déjà apparue dans l'article de Louis(82). On notera que cette paramétrisation utilise directement $k = 0,41$ et $P_{rN} = 1$.

E.6 Paramétrisation de Mascart (95)

La récente paramétrisation proposée par Mascart *et al.* (95) suit le même principe que celle développée par Musson-Genon. La différence réside dans le choix de coefficients multiplicateurs du

R_{iB} qui ne sont plus constants, mais polynômiaux.

$$\text{Si } R_{ib} < 0 \begin{cases} F_m = 1 - \dfrac{bR_{ib}}{1 + C_m|R_{ib}|^{1/2}} \\ F_h = 1 - \dfrac{bR_{ib}}{1 + C_h|R_{ib}|^{1/2}} \end{cases} \tag{E.15}$$

$$\text{Si } R_{ib} > 0 \begin{cases} F_m = \dfrac{1}{(1 + b'R_{ib})^2} \\ F_h = \dfrac{1}{(1 + b'R_{ib})^2} \end{cases} \tag{E.16}$$

avec C_m et C_h tels que :

$$C_{m,h} = C^*_{m,h}.C^2_{DN}.b.\left[\frac{ln(z/z_{0m})}{ln(z/z_{0h})}\right]\left(\frac{z}{z_{0m,h}}\right)^{p_{m,h}} \tag{E.17}$$

Les coefficients $C^*_{m,h}$ et $p_{m,h}$ sont directement dépendants de $ln(z_{0m}/z_{0h})$ (polynômes du 3ème ordre). Ces polynômes doivent permettre l'adaptation des fonctions de stabilité à des grandes valeurs de ce rapport. A la neutralité, les valeurs de C_m et C_h sont celles de Louis (82). Cette approche est intéressante dans notre cas, où nous constatons expérimentalement des valeurs d'ordre 10 à 10^3 sur le rapport z_{0m}/z_{0h}. Mascart *et al.* (95) notent d'ailleurs que ses fonctions de stabilité ne donnent des résultats comparables à Louis que pour $z_{0m}/z_{0h} > 200$, ce qui est largement suffisant pour des sites à fortes topographie. La région Parisienne n'est pas à forte topographie, mais nos résultats expérimentaux ont montrés que ce rapport était souvent atteint, voire dépassé.
Le point fort de cette paramétrisation est donc cette capacité évolutive des coefficients C_m et C_h en fonction de z_{0m}/z_{0h}. On notera cependant que ces relations ont été calculées à partir de données avec k=0,35 et P_{rN}=0,74, valeurs mises en cause par la plupart des auteurs actuellement. Cependant, des tests de sensibilité ont montrés que l'utilisation de k=0,41 et P_{rN}=1 modifiait peu les résultats (les deux termes se compensant quasiment dans les calculs).

E.7 Paramétrisation de Holtslag et Ek (96)

Cette paramétrisation est en fait celle un redéveloppement analytique des fonctions de Louis, similaire à celui de Musson-Genon (95) pour Mercure. La différence étant que ce redéveloppement différencie les trois constantes b, c, d en b_m, c_m, d_m et b_h, c_h, d_h. Les constantes sont toujours prises égales à 5 sauf b_h = 7,5.

E.8 Autres paramétrisations

D'autres paramétrisations ont été proposées reprenant le concept de Louis (79), (82). On peut citer Buyn(90) qui couple z/L et R_{iB} dans sa paramétrisation. Cependant, utilisant $z_{0m} = z_{0h}$, sa paramétrisation semble inadapté à la plupart des sites d'études. Launiainen (95) propose aussi des relations empiriques de C_m et C_h. Testées par Van den Hurk et Holtslag (97), elles s'avèrent inefficaces pour des rapports $z/z_{0m} < 100$, ce qui est notre cas (anémomètre soniques à 10 et 30m, et $z_{0m} \approx 0,6m$.

E.9 Interpolation des résultats à l'altitude de mesure

Les calculs par le modèle dans la couche de surface ne sont pas forcément effectués à l'altitude de mesure des stations de surface. Pour permettre des comparaisons entre la simulation et ces mesures, le modèle Mercure utilise le principe d'interpolation de J.F Geleyn (88). Dans notre cas, ce calcul sera effectuée pour la restitution des valeurs du vent à 10 m, et de la température et de l'humidité à 2 m. Nous allons exposer brièvement cette méthode, pour comprendre l'origine d'eventuelles différences mesures / modèle.
Cette interpolation reprend la logique développée dans les fonctions de Louis, c'est à dire la recherche d'une procédure analytique, peu couteuse en temps de calcul. Les fonctions de stabilité ϕ_m et ϕ_h, dépendantes de la longueur de Monin-Obukhov, sont choisies sous forme analytique et dépendantes d'un coefficient $\alpha_{m,h}$. Deux intégrations successives sont effectuées en z=z_1, l'altitude de la première maille du modèle et en z=z_{int}, l'altitude où l'on interpole. La combinaison des deux expressions permet de s'affranchir de $\alpha_{m,h}$ (indépendants de l'altitude), et donne les expressions de u(z), T(z), q(z) en fonction de la hauteur de rugosité et des valeurs calculées u(z_1), T(z_1), q(z_1). On note que dans le cas de nos simulations, les expressions de Geleyn (88) ont été modifiées pour la prise en compte de hauteurs de rugosité dynamiques z_{0m}, z_{0h} et z_{0q} différentes.

Bibliographie

[1] Abdella K. and N.A.McFarlane, 1996, 'Parameterization of the surface-layer exchange coeffi cients for atmospheric models' Boundary Layer Meteorology **80**, 223-248

[2] Asimakopoulos, 1991, 'Application of sodar and lidar techniques in air pollution monitoring' - Report on the Eurasap-90 International Meeting *Atmos. Environ., Part A*, **25**, 2057-2060.

[3] Atlas D., B. Walter, S.H. Chou and P.J Sheu, 1986, 'The structure of the Unstable Boundary-Layer viewed by Lidar and Aircraft Observations', J.Atmos.Sci.,**43** 1301-1318.

[4] Atwater M.A., 1975,'Thermal changes induced by urbanization and pollutants', *J. Appl. Meteor.*, **14**, 1061-1071.

[5] Auer, A.H., 1981, Urban Boundary Layer. METROMEX : A Review and Summary, Meteor. Monogr. *Amer. Meteorol. Soc.*, **40**, 41-62.

[6] Balling R.C., R.S. Cerveny, 1987 Long-Term Associations between Wind Speeds and the Urban Heat Island of Phoenix, Arizona, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 712-716.

[7] Beljaars A.C.M and A.A.M Holtslag, 1991, 'Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models', Journal of Applied Meteorology **30** 327-341

[8] Beljaars A.C.M, 1995, 'The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection', *Q. J. R. Meteorol. Soc*, **121** 255-270

[9] Beyrich, F. and Kotroni, 1993, Estimation of surface stress over a forest from sodar measurements and its use to parametrize the stable boundary layer height *Boundary layer Meteorology*, **66**, 93-103.

[10] Beyrich, F, 1992, Sodar estimates of surface heat flux and mixed-layer depth compared with direct measurements, *Atmos. Environ., Part A*, **26**, 2459-2461.

[11] Beyrich, F., 1993, On the use of sodar data to estimate mixing height, *Appl. Phys. B*, **57**, 27-35.

[12] Beyrich, F. 1995 Mixing-Height Estimation in the Convective Boundary Layer using Sodar Data *Boundary layer Meteorology*, **74**, 1-18.

[13] Beyrich and Weill, 1992, Some aspects of determining the stable boundary layer depth from sodar data, *Boundary layer Meteorology*, **63**, 97-116.

[14] Blackadar A.K., 1962, 'The vertical distribution of wind and turbulent exchange in neutral atmosphere', *J. Geoph. Res.* **67** 3095-3102

[15] Boers, R., Eloranta, E.W. and Coulter, R.L. : 1984, 'Lidar Observations of Mixed Layer Dynamics : Tests of Parametrized Entrainment Models of Mixed Layer Growth Rate', *J. Clim. Appl. Meteor.* **23**, 247-266.

[16] Boers, R. and Eloranta, E.W. : 1986, 'Lidar Measurements of the Atmospheric Entrainment Zone and Potential Temperature Jump across the top of the Mixed Layer',*Bound.-Layer Meteor.* **34**, 357-375.

[17] Boers, R. and Melfi , S.H. : 1987, 'Cold-Air Outbreak during MASEX : Lidar Observations and Boundary Layer Model Test', *Bound.-Layer Meteor.* **39**, 41-51.

[18] Boers, R., Melfi , S.H. and Palm, S.P. : 1991, 'Cold-Air Outbreak during GALE : Lidar Observations and Modelling of Boundary-Layer Dynamics', *Mon. Wea. Rev.* **119**, 1132-1150.

[19] Bornstein R., 1987, 'Mean diurnal circulation and thermodynamic evolution of urban boundary layers', *Modeling the urban Boundary Layer*, Amer. Meteor. Soc., Boston.

[20] Bornstein R., P. Thunis and G. Shayes, 1995, Simulation of Urban Barrier effects on Polluted Urban Boundary Layers using the three-dimensionnal URBMET/TVM model with urban topography - new results from New-York City, *Air Pollution*, 15-34. J.Pelon, M. Petitdidier, E. Richard, 1990 : Momentum budget over the

[21] Businger J.A., J.C Wyngaard, Y. Izumi et E.F. Bradley, 1971, 'Flux profile relationships in the atmospheric surface layer', *J. Atm. Sci.*, **28**, 181-189.

[22] Businger J.A., 1959, 'A generalization of the mixing-length concept', *J. Meteorol*, **16**, 516-523

[23] Businger J.A., 1973,'Turbulent transfer in the atmospheric surface layer', Workshop on micrometeorology. *D.H. Hagen ed.*, 67-100.

[24] Buty D., 1988, 'Paramétrisation de la turbulence atmosphérique dans un code méso-météorologique tridimensionnel et non-hydrostatique', Thèse de Doctorat, Ecole centrale de Lyon.

[25] Byun D.W, 1990, 'On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer' Journal of Applied Meteorology **29** 652-657

[26] Carissimo B., Dupont E., Musson-Genon L. et O. Marchand, 1995, 'Note de principe du code Mercure', Rapport DER/EDF.

[27] Charnock H., 1955 : Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639-640.

[28] Cheung, T. K., 1991, Sodar observations of the stable lower atmospheric boundary-layer at Barrow, Alaska, *Boundary layer Meteorology*, **57**, 251-274.

[29] Cheung, T. K. and Little, C. G., 1990, Meteorological tower, microbarograph array, and sodar observations of solitary-like waves in the nocturnal boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2516-2536.

[30] Ching, J.K.S, J.F. Clarke and J.M. Godowitch, 1983, Modulation of heat flux by different scales of advection in an urban environnement, *Boundary Layer Meteorology*, **25**, 171-191.

[31] Chou S. H., D. Atlas, 1982 : Satellite estimate of ocean-air fluxes during cold-air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1434-1449.

[32] Chou S. H., D. Atlas and E.-N. Yeh, 1986 : Turbulence in the convective marine atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 547-564.

[33] Chou S. H., 1993 : A comparison of airborne eddy correlation and bulk aerodynamic method for the ocean-air turbulent fluxes during cold-air outbreaks. *Bound.-Layer Meteor.*, **64**, 75-100.

[34] Clarke J.F, J.K.S Ching, J.M Godowitch and F.S Binkowski, 1987, 'Surface Layer Turbulence in an Urban Area', *Modeling the urban Boundary Layer*, Amer. Meteor. Soc., Boston.

[35] Collis R.T.H., 1966 : Lidar : New atmospheric probe. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **92**, 220-230.

[36] Cooper D.I. and W.E. Eichinger, 1994 Structure of the Atmosphere in an Urban Planetary Boundary Layer from Lidar and Radiosonde Observations, *Journal of Geophysical Resarch*, **99**, 22937-22948.

[37] Coulter, R. and Wesely, M., 1980, Estimates of surface heat flux from sodar and laser scintillation measurements in the unstable boundary layer, *J. Appl. Meteorology*, **19**, 1209-1222.

[38] Counihan J., 1971, 'Wind tunnel determination of the roughness length as a function of the fetch and roughness density of three dimensionnal roughness elements', *Atm. Env.*, **5**, 637-642.

[39] Crescenti G.H., 'A look back on two decades of doppler sodar comparison studies', *Bull. of Amer. Meteor. Soc*. **78** 651-673

[40] Dahlquist, H., 1993, A One Dimensional Wind Profile Model With stability and eddy viscosity estimations from sodar data *Boundary Layer Meteorology*, **62**, 329-351.

[41] Danard M., 1989, 'A Prognostic Model for the Surface Temperature, Height of the Atmospheric Boundary Layer, and Surface Wind', *Monthly Weather Review*, 67-77.

[42] Deardoff J.W, 1978, 'Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation', *J. Geophys. Sci.*, **63**, 1889-1903.

[43] Deardoff J.W, G.E. Willis, and E. Eloranta : 1980, 'Coincident lidar and aircraft observations of entrainment into thermals and mixed layer' *J. Fluid Mech.***100** 41-64.

[44] Draxler R.R., 1995, 'Simulated and Observed Influence of the Nocturnal Urban Heat Island on the Local Wind Field', *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 1125-1133.

[45] Driedonks A.G.M., 1982 : Models and observations of the growth of the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **23**, 283-306.

[46] Dupont E., Carissimo B., Jove J., Demengel D., et Michelin J.M., Mai 1995, Campagne ECLAP : Atlas des mesures effectuées par EDF - Rapport interne $N^o HE - 33/95/003$.

[47] Dulac E., Wendum D., Musson-Genon L. et E. Dupont, 1995, 'Simulation d'un épisode hivernal de pollution urbaine par les NO_x en région Parisienne', Rapport DER/EDF.

[48] Dupont E., 1991, Etude méthodologique et expérimentale de la couche limite atmosphérique par télédetection laser - Thèse de doctorat de l'Université Paris 6.

[49] Dupont E., J. Pelon and C. Flamant, 1994, Study of the Moist Convective Boundary-Layer Structure by Backscattering Lidar, *Boundary layer Meteorology*, **69**, 1-25.

[50] Dupont E., L. Menut, B. Carissimo, J. Pelon et P.H. Flamant, 'Observations of the atmospheric bondary layer in Paris and its rural suburbs : The ECLAP Experiment', soumis à Atmospheric Environment, Septembre 97.

[51] Duynkerke P. G., 1988,'An application of the k-ϵ turbulence closure model to the neutral and stable atmospheric boundary layer', *Journal of Atmospheric Sciences*, **45**, 865-880

[52] Dyer A.J., 1974 : A review of flux-profile relationships. *Bound.-Layer Meteor.*, **7**, 363-372.

[53] Elkhalfi A., 'Comparaison hydrostatique / non-hydrostatique avec le code Mercure sur les écoulements orographiques', Thèse de Doctorat, Ecole centrale de Lyon.

[54] Elkhalfi A. and B. Carissimo, 1993, Numerical Simulations of a Mountain Wave Observed during the Pyrenees Experiment : Hydrostatic/Non Hydrostatic Comparison and Time Evolution *Beitr. Phys. Atmosph.*, 183-200.

[55] Enger L., 1990,' Simulation of dispersion in complex terrain. Part C. A dispersion model for operational use', *J. Appl. Met.*, **19**, 1209-1222.

[56] Eppel D.P. *et al.*, 1995, The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA. Part II : Parametrizations and Applications, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 15-41.

[57] Estournel C., R. Vehil, D. Guedalia, J. Fontan et A. Druilhet, 1983, 'Observations and modeling of downward radiative fluxes (solar and infrared) in urban/rural areas', *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 134-142.

[58] Fairall C.W, K.L. Davidson, G.E Schacher, 1982, 'Meteorological models for optical properties in the marine atmospheric boundary layer', *Optical Engineering*, **21**, 847-857

[59] Fairall C.W, K.L. Davidson, G.E Schacher, 1984, 'Application of a mixed-layer model to aerosols in the marine boundary-layer', *Tellus*, **36B**, 203-211

[60] Fedorovitch E., 1995, Modeling the Atmospheric Convective Boundary Layer within a Zero-Order Jump Approach : An Extended Theoritical Framework, *Journal of Applied Meteorlogy*, **34**, 1916-1928.

[61] Flamant, C. and Pelon, J. : 1996, 'Boundary Layer Structure over the Mediterranean during a Tramontane Event', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **122**, 1741-1778.

[62] Flamant, C., J. Pelon, P.H. Flamant, and P. Durand, 1997 : 'Lidar Determination of the Entrainment Zone Thickness at the Top of the Unstable Marine Atmospheric Boundary-Layer'. *Bound.-Layer Meteor.*, to appear May 1997.

[63] Frish, A. and Clifford, S., 1974, A study of convection capped by a stable layer using Doppler radar and acoustic echo sounders, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1622-1628.

[64] Garratt J.R., 1977 : 'Review of the drag coefficients over the oceans and continents'. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 915-929.

[65] Garratt J.R., 1992, 'The Atmospheric Boundary Layer', Cambridge atmospheric and space science series.

[66] Geleyn J.F, 1988, 'Interpolation of wind, temperature and humidity values from levels to the height of measurement', *Tellus*, **40A**, 347-351

[67] Georgelin M., E. Richard, M. Petitdidier, A. Druilhet, 1994 : Impact of subgrid-scale orography parametrization on the simulation of orographic flows. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1509-1522.

[68] Gera, B. and Singal, S., 1990, Sodar in air pollution meteorology, *Atmos. Environ., Part A*, **24**, 2003-2009.

[69] Gera, B. and Weill, A., 1990, Doppler sodar observations of the boundary-layer parameters and a frontal system during the Mesogers-84 experiment, *Boundary layer Meteorology*, **54**, 41-57.

[70] Giannini L., S. Argentini, G. Mastrantonio and L. Rossini, 1996, 'Estimation of flux parameters from sodar wind profiles'. Atmospheric Environment **31** No 9, 1307-1313

[71] Grimmond, C.S.B and H.A Cleugh, 1994, A simple method to determine Obukhov lengths for suburbans areas, *J. Appl. Meteor.*, **33**, 435-440.

[72] Grimmond, C.S.B, H.A Cleugh and T.R Oke, An objective hysterisis model for urban storage heat flux and its comparison with other schemes, *Atmos. Environ.*, **25B**, 311-326.

[73] Grimmond C.S.B. and T.R. Oke, 1995 Comparison of Heat Fluxes from Summertime Observations in the Suburbs of Four North American Cities, *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 873-889.

[74] Hanna, S.R and J.C.Chang, Boundary Layer parametrizations for applied dispersion modelling over urban areas, *Boundary Layer Meteorology*, **58**, 229-252.

[75] Hildebrand P.H. and B. Ackerman, 1984 Urban Effects on the Convective Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, **41**, 76-91.

[76] Hjelmfelt M. R., 1982 Numerical Simulation of the Effects of St. Louis on Mesoscale Boundary-Layer Airflow and Vertical Air Motion : Simulations of Urban vs Non-Urban Effects *Journal of Applied Meteorology*, **21**, 1239-1257.

[77] Holtslag, DeBruijn and Pan (1990), 'A High resolution Air mass Transformation Model for Short-Range Weather Forecasting', *Monthly Weather Review*, vol.118, 1561-1575

[78] Hogstrom U., H. Bergstrom et H. Alexandersson, 1982, 'Turbulence characteristics in a near neutrally stratified urban atmosphere', *Bound. Layer meteor.*, **23**, 449-472.

[79] Hogstrom U., 1988, 'Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer', *Bound. Layer meteor.*, **42**, 263-270.

[80] Hogstrom U. 1996, 'Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer', *Bound. Layer meteor.*, **78**, 215-246.

[81] Hooper, W.P. : 1982, 'The Diurnal Evolution of the Planetary Boundary Layer : Lidar Observations above a Flat Homogeous Surface', Master of Science, University of Wisconsin-Madison.

[82] Hooper, W.P. and E. Eloranta, 1986 : "Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer : The method, accuracy and results from joint measurements with radiosonde and Kytoon". *J. Clim. Appl. Meteorol.* **25**, 990-1001.

[83] Huguet F., Juin 1996, "Contribution à la modélisation numérique du phénomène de brise de mer" Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard, Lyon I.

[84] Johnson G.T., T.R. Oke, T.J. Lyons, D.G. Steyn, I.D. Watson and J.A. Voogt, 1991, Simulation of Surface Urban Heat Islands under 'Ideal' Conditions at Night. Part 1 : Theory and Tests Against Field Data, *Boundary layer Meteorology*, **56**, 275-294.

[85] Kaimal J. C. and Finnigan J. J., 1994, Atmospheric Boundary Layer Flows : Their Structure and Measurements, *Oxford University Press*, New-York, 289

[86] Kalanda, B.D., T.R. Oke and D.L. Spittlehouse, 1980, 'Suburban energy balance estimates for Vancouver, B.C, using Bowen ratio- energy balance approach', *J. Appl. Meteor.*, **19**, 791-802.

[87] Kapitza H. and D.P. Eppel, 1992, The Non-Hydrostatic Mesoscale Model GESIMA. Part I : Dynamical Equations and Tests, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 129-146.

[88] Katsoulis B.D. and G.A. Theoharatos, 1985, 'Indications of the Urban Heat Island in Athens, Greece', *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **24**, 1296-1302.

[89] Keder J., 1989, 'Measurement of wind parameters and heat flux with the sensitron Doppler sodar', *Bound. Layer Meteor.*, **46**, 195-204.

[90] Kerschgens, M.J., and J.M. Hacker, 1985, 'On the energy budget of the convective boundary layer over an urban and rural environment', *Contrib. Atmos. Phys.*, **58**, 171-185.

[91] Kimura F., 1989, A Simulation of Wind and Air Pollution over Complex Terrain Using a Hydrostatic Numerical Model, *Atmos. Env.*, **23**, 723-730.

[92] Klett J.D., 1981 : Stable analytical inversion solution for processing lidar return. *Appl. Opt.*, **20**, 211-220.

[93] Klett J.D., 1985 : Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios. *Appl. Opt.*, **24**, 1638-1643.

[94] Kondo J. et H. Yamazawa, 1986, 'Aerodynamic roughness over a inhomogeneous ground surface', *Bound. Layer Meteor.*, **35**, 331-348.

[95] Lettau H., 1969, 'Note on aerodynamic roughness-parameter estimation on the basis of roughness-element description', *J. Appl. Met.*, **8**, 828-832.

[96] Lilly D.K., 1968 : Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **94**, 292-309.

[97] Liu W.T., K.B. Katsaros and J.A. Businger, 1979 : Bulk parametrisation of the air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraint at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722-1735.

[98] Lorente J., A. Redano and X. De Cabo, 1994, Influence of Urban Aerosol on Spectral Solar Irradiance, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 406-415.

[99] Lossec B., 1994, Situation meteorologique et pollution photo-oxydante sur la region Parisienne, *La Meteorologie*, **8**.

[100] Louis J.F, 1979, ' A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere' Boundary Layer Meteorology vol.17 187-202

[101] Louis J.F, Tiedke M., Geleyn J.F (1982) ' A short history of the PBL parametrization at ECMWF' Proceedings, ECMWF Workshop on Planetary Boundary Layer parametrization. Reading 59-80

[102] Mac Kee T. B., D.C. Bader et K. Hanson, 1987, 'Synoptic influence on urban circulation', *Modeling the urban Boundary Layer*, Amer. Meteor. Soc., Boston.

[103] Martano P. et A. Romanelli, 1997, 'A routine for the calculation of the time-dependent height of the atmospheric boundary layer from surface-layers parameters', *Boundary Layer Meteorology*, **82**, 105-117

[104] Mascart P., J. Noilhan and H. Giordani, 1995, 'A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum' Boundary Layer Meteorology vol. 72, 331-344

[105] Mattei J.D et O. Simonin, 1992, 'Logiciel ESTET - Manuel théorique - Modélisation physique', Rapport EDF - HE44/92.38B

[106] Melas, D., 1990, Sodar estimates of surface heat fluxes and mixed layer depth compared with direct measurements, *Atmos. Environ., Part A*, **24**, 2847-2853.

[107] Melas, D., 1993, Similiraty methods to derive turbulence quantities and mixed-layer depth from sodar measurements in the convective boundary-layer-A review., *Appl. Phys.. B*, **57**, 11-17.

[108] Melfi , S.H., Sphinhirne, J.D., Chou, S.H. and Palm, S.P. : 1985, 'Lidar Observations of the Vertically Organized Convection in the Planetary Boundary Layer over the Ocean', *J. Climate Appl. Meteor.* **24**, 806-821.

[109] Mestayer P. et S. Anquetin, 1995, 'Climatologies of cities', dans 'Diffusion and Transport of Pollutants in Atmospheric Mesoscale Flow Fields', Kluwer Academic Publishers.

[110] Molders N., H. Hass, H.J. Jakobs, M. Laube and A. Ebel, 1994, Some Effects of Different Cloud Parametrizations in a Mesoscale Model and a Chemistry Transport Model, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 527-545.

[111] Monin, A.S and Obukhov, A.M : 1954, 'Dimensionless Characteristics of Turbulence in the Surface Layer', *Akad. SSR. Geofis. Trudy* **24**, 151-163

[112] Müller G. et A. Chlond, 1996, 'Three-dimensional numerical study of cell broadening during clod-air outbreaks', *Boundary Layer Meteorology*, **81**, p.289-323

[113] Musson-Genon L., 1995, 'Comparison of Different Simple Turbulence Closures with a One-Dimensional Boundary Layer Method', *Monthly Weather Review*, **123**, 163-180.

[114] Neff W.D, 1988, 'Observations of complex terrain fbws using acoustic sounders : echo interpretation', *Boundary Layer Meteorology*, **42** p.207-228

[115] Oke T.R., 1982 The Energetic Basis of Urban Heat Island, *Q.J.R Meteorol. Soc.*, **108**, 1-24.

[116] Oke T.R. et H.A Cleugh, 1987, 'Urban Heat storage derived as energy budget residuals', *Boundary Layer Meteorology*, **39**, 233-245.

[117] Oke T.R., 1987,' The surface energy budgets of urban areas', *Modeling the urban Boundary Layer*, Amer. Meteor. Soc., Boston.

[118] Oke T.R., 1988 The urban energy balance, *Prog. Phys. Geog.*, **12**, 471-508.

[119] Oke T.R., H.A Cleugh, C.S.B Grimmond, H.P Schmid, and M. Roth, 1989, Evaluation of spatially-averaged fluxes of heat, mass and momentum in the urban boundary layer, *Weather and Climate*, **9**, 14-21.

[120] Orlanski I., 1975, A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes *Bulletin American Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.

[121] Panofsky H.A, H.Tennekes, D.H Lenshow and J.C Wyngaard, 1977 : The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditons. *Bound.-Layer Meteor.*, **11**, 335-361.

[122] Panofsky H.A, D. Larko, R. Lipschutz, G. Stone, E.F Bradley, A.J. Bowen, J. Hojstrup, 1982, 'Spectra of velocity components over complex terrain', *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 215-230.

[123] Parlange et al., 1995, Regional scale evaporation and the atmospheric boundary-layer, *Reviews of geophysics*, **33**, 99-124.

[124] Paulson C.A., 1970 : The mathematical representation of wind speed and temperature profi les in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.

[125] Pekour, M. and Kallistratova, M., 1993, Sodar Study of the boundary layer over Moscow for Air-pollution application, *Appl. Phys. B*, **57**, 9-55.

[126] Petersen R. L., 1997, 'A wind tunnel evaluation of methods for estomating surface roughness length at industrial facilities', *Atm. Env.*, **31**, 45-57

[127] Pielke R.A., 1984, 'Mesoscale Meteorological Modeling', Academic Press.

[128] Piironen A. K. and E. W. Eloranta, 1995, Convective boundary layer mean depths and cloud geometrical properties obtained fom volume imaging lidar data, Journal of geophysical research, vol. 100, No D12, 25 569-25 576

[129] Pleim and Xiu (1994), 'Development and Testing of a Surface Flux and Planetary Boundary Layer Model for Application in Mesoscale Models', Journal of Applied Meteorology,vol.34, 16-32

[130] Qi Y. et Neumann H., 1997, 'Wavelet analysis of the bulk aeodynamic flux formula over canopy for GCMs', *Monthly Weather Review*, **125**, 2238-2246.

[131] Quintarelli, F., 1993, Acoustic sounder observations of atmospheric turbulence parameters in a convective boundary layer *J. Appl. Meteorology*, **32**, 1433-1440.

[132] Richiardone R. and G. Brusasca, 1989, Numerical Experiments on Urban Heat Island Intensity *Q.J.R Meteorol. Soc.*, **115**, 983-995.

[133] Roth M. and T.R. Oke, 1994, Comparison of Modelled and 'Measured' Heat Storage in Suburban Terrain, *Beitr. Phys. Atmosph.*, 149-156.

[134] Roth M. and T.R. Oke, in press 95, Relative effi ciencies of turbulent transfer of heat, mass and momentum over a patchy urban surface, *J.Atmos.Sci.*

[135] Rouse W.R., D. Noad et J. McCutcheon, 1973, 'Radiation, temperature and atmospheric emissivities in a polluted urban atmosphere at Hamiltion, Ontario', *J. Appl. Meteor.* **12**, 798-807.

[136] Sailor D.J., 1995, Simulated Urban Climate Response to Modifi cations in Surface Albedo and Vegetative Cover, *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 1694-1704.

[137] Saitoh T. and K. Fukuda, 1985, Three-Dimensional Simulation of Urban Heat Island, *Bull. JSME*, **28**, 101-107.

[138] Shayes G., P. Thunis and R. Bornstein, (revised May 95), The Topographic Vorticity-mode Mesoscale-beta (TVM) Model : Part 1 Formulation, *Journal of Applied Meteorology*.

[139] Singal, S., 1993, Monitoring air pollution related meteorology using sodar-State of the art, *Appl. Phys. B*, **57**, 65-82.

[140] Snook J., J. M. Cram and J. Schmidt, 1995, LAPS/RAMS : A non Hydrostatic mesoscale numerical modeling system confi gured for operational use, *Tellus*, **47A**, 5, 1.

[141] Souffand D., 1985, 'Développement et validation d'un modèle tridimensionnel non hydrostatique d'écoulements méso-météorologiques en terrain complexe - Le code Mercure' Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

[142] Sorbjan, Z., Coulter, R.L., and Wesley, M.L., 1991, Similarity scaling applied to sodar observations of the convective boundary layer above an irregular hill, *Boundary-Layer Meteorology*, **56**, 33-50.

[143] Stull R.B., 1988 : *An introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers (Reidel), 666

[144] Stull R.B., 1994, "A convective transport theory for surface fluxes", J. Atm. Sc. **51** 3-22

[145] Sun J., S.K. Esbensen and L.Mahrt, **1995**, Estimation of Surface Heat Flux, *J.Atmos.Sci.*, **52**, No 17, 3162-3171.

[146] Taylor P.A., 1987, 'Comments and further analysis on the effective roughness length for use in numerical three-dimensional models', *Bound. Layer Meteor.*, **39**, 403-419.

[147] Tennekes H., 1973 : A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567.

[148] Tetens O., 1930, Uber einige meteorologische Vegriffe *Z. Geophys.*, **6**, 297-309.

[149] Therry G. and P. Lacarrere, 1983, Improving the Eddy Kinetic Energy Model for Planetary Boundary Layer Description, *Boundary layer Meteorology*, **25**, 63-88.

[150] Thomas, P. and Vogt, S., 1993, Intercomparison of turbulence data measured by sodar and sonic anemometers, *Boundary-Layer Meteorology*, **62**, 353-359.

[151] Thunis P., 1995, 'Formulation and evaluation of a nonhydrostatic vorticity-mode mesoscale model', Thèse de Doctorat, Joint Research Centre - Report EUR16141EN.

[152] Tjemkes S.A. and P.G. Duynkerke, 1989, The Nocturnal Boundary Layer : Model Calculations Compared with Observations, *Journal of Applied Meteorology*, **28**, 161-175.

[153] Tso C.P., B.K. Chan and M.A. Hashim, 1991, Analytical Solutions to the Near-Neutral Atmospheric Surface Energy Balance with and without Heat Storage for Urban Climatological Studies, *Journal of Applied Meteorology*, **30**, 413-424.

[154] Van Pul W. A. J., A. M. Holstag, and D. P. J. Swart : 1994, "A comparison of ABL heights inferred routinely from lidar and radiosondes at noontime'. *Bound.-Layer Meteor.***68**, 173-191.

[155] Vogelezang D.H.P et A.A.M. Holtslag, 1996, 'Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations', *Boundary-Layer Meteorology*, **81**, 245-269.

[156] Wakimoto R.M. and J.L. McElroy, 1986 Lidar Observation of Elevated Pollution Layers over Los Angeles *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 1583-1599.

[157] Weill, A., M. Aubry, F.baudin and J.Heissat, 1976 : A study of temperature fluctuations in the atmospheric boundary layer. *Bound.-Layer Meteor.*, **10**, 337-346.

[158] Weill, A., C. Klapisz, B. Strauss, F. Baudin, C. Jaupart, P. Van Grunderbeeck and J.P Goutorbe, 1980, Measuring Heat Flux and Structure Functions of Temperature Fluctuations with an Acoustic Doppler Sodar, *J. Appl. Meteor.*, **19**, 199-205.

[159] Wood N. et Mason P., 1991, 'The influence of static stability on the effective roughness lengths for momentum and heat transfer', *Quat. J. R. Meteor. Soc.*, **117**, 1025-1056.

[160] Wyngaard J.C., Izumi. Y and Collins S. A., 1971, Behaviour of the Refractive Index Structure Parameter near Ground *J. Optical Soc. Amer.*, **61**, 1646-1650.

[161] Wyngaard J.C. et Coté O.R., 1974, 'The evolution of a convective planetary boundary layer - a higher-order-closure model study', *Bound. Layer Meteor.*, **7**, 289-308.

[162] Wyngaard J.C. and R.A. Brost, 1980, Top-Down and Bottom-Up Diffusion of a Scalar in the Convective Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, **41**, 102-112.

[163] Xinmei H. and T.J. Lyons, 1995, The Simulation of Surface Heat Fluxes in a Land Surface-Atmosphere Model *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1099-1111.

[164] Yaglom A. M., 1979, 'Similarity laws for constant-pressure and pressure-gradient wall fbws', *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **11**, 505-540.

[165] Yoshikado H., 1992, Numerical Study of the Daytime Urban Effect and Its Interaction with the Sea Breeze, *Journal of Applied Meteorology*, **31**, 1146-1164.

[166] Ziomas I., Suppan P., Rappengluck B., Balis D., Tzoumeka P., Melas D., Papayannis A., Fabian P., Zerefos C., 1995, 'A conribution to the sutdy of the photochemical smog in the Greater Athens Area', *Beitr. Phys. Atmos.*, **68**, 191-203.

[167] Zhong S. and J.C. Doran, 1995, 'A Modeling Study of the Effects of Inhomogeneous Surface Fluxes on Boundary-Layer Properties', *J.Atmos.Sci.*, **52**, No 17, 3129-3142.

Table des figures

1.1 Schéma de l'évolution temporelle de la couche limite (d'après Stull (88)) 2

2.1 Sites de mesures au sol et en altitude, en région Parisienne : 1 = Jussieu, 2 = Palaiseau, 3 = Trappes, 4 = Sacly, 5 = Achères, 6 = Tour Eiffel et les symboles 'A' désignant les stations Airparif 14
2.2 Représentation schématique des altitudes des sites 15
2.3 Site de Paris 16
2.4 Site de Palaiseau 16
2.5 Exemple de calcul de l'énergie cinétique turbulente à 10 et 30m pour la POI10, par sonique 16
2.6 Exemple de mesures de température à 2 m et d'humidité relative par les stations sol météo-France, sur la région Parisienne (Paris au centre du domaine) à 0h (TU) pour le 13 Mars 95 19
2.7 $T_{2m}(^oC)$ pendant la POI10 20
2.8 $|U|$ (m s^{-1}) pendant la POI10 20
2.9 Hr (%) pendant la POI10 20
2.10 Exemple de modules du vent à 10 et 58 m mesurés sur le mât de Saclay le 14 Mars 95 . . . 21
2.11 Exemple de flux solaire incident mesuré à Jussieu et Palaiseau, par pyranomètre, le 14 Mars 95 21
2.12 Calcul de l'étalonnage du sodar en fonction du temps (période convective) par la relation de Enger (90) 22
2.13 Champ de vent sodar pour le 22 Février 95 à Jussieu. 24
2.14 Champ de vent sodar pour le 22 Février 95 à Palaiseau. 24
2.15 Série chronologique d'écho pour le 22 Février 95 25
2.16 Série chronologique de σ_W pour le 22 Février 95 25
2.17 Série chronologique de signal corrigé pour le 22 Février 95 à Jussieu. 27
2.18 Série chronologique de signal corrigé pour le 22 Février 95 à Palaiseau. 27
2.19 Radiosondages de Trappes pour le 22 Février 95 à 11h33 (TU). Les profils de température et d'humidité sont comparés en fonction des modes de calcul, de 0 à 2 km 28
2.20 Exemple de mesures de NO_x (μg m^{-3}) effectué à Paris (Tour-Eiffel) les 13 et 14 Mars 95 par Airparif 29
2.21 Exemple de mesures de poussières (μg m^{-3}) effectués à Paris (Tour-Eiffel) et Neuilly sur Seine, les 13 et 14 Mars 95 par Airparif 29

3.1 Profils de température potentielle virtuelle (θ_v), et d'humidité spécifique (q) mesuré à Trappes en M13 à 11h25. La hauteur moyenne de la couche limite est $\overline{h} \approx 450$ m. 32
3.2 Le profil de Richardson de gradient est calculé à partir des données des sondages et est un bon paramètre de description de la stabilité. L'altitutde à laquelle R_{ib} devient supérieur à sa valeur critique (ici $R_{ibc} = 0.21$) représente $\overline{h}$ 33
3.3 Profil lidar enregistré en M14 à 12h à Jussieu. Le pente du second ordre du RSCS indique correctemment h à 360m (sans calcul de seuil) 34
3.4 Profil lidar enregistré en M14 à 12h à Jussieu. La centroide du profil d'écart-type retrouve h à 350m. Par ce principe, on retrouve la base (h_0) et le sommet (h_2) de la zone d'entrainement à 280 et 425m, respectivement. 35

3.5 Profil lidar enregistré en M13 à 11h25 à Palaiseau. Le sondage indique h à 410 m. Les deux méthodes SBM2 et SDC sont en bon accord et retrouvent h respectivement à 430 m et 420 m. 36
3.6 Comparaison entre $\overline{h}$ déduit des mesures sondages de Trappes (θ_v et q) et les profils lidars de Palaiseau correspondant aux horaires des sondages. Les triangles représentent SBM2 et les cercles SDC. 37
3.7 Histogrammes à Jussieu avant 10h 38
3.8 Histogrammes à Palaiseau avant 10h 38
3.9 Histogrammes à Jussieu de 10h à 15h 39
3.10 Histogrammes à Palaiseau de 10h à 15h 39
3.11 Histogrammesà Jussieu après 15h 40
3.12 Histogrammes à Palaiseau après 15h 40
3.13 Une advection d'air froid est observée au dessus de la CLA pendant toute la journée de M10. Pour ce profil, trois pics principaux de SD sont relevés. Le plus important ne correspond pas à l'altitude de $\overline{h}$ recherchée, et SDC indique 790 m. Par contre, SBM2 retrouve une hauteur correcte $\overline{h}$=455 m, même si la couche humide crée d'autres ruptures de pente. 41
3.14 Après la période d'ensoleillement maximal, l'inversion de température potentielle se maintient en z = h(SBM2), alors que les plus gros aérosols sédimentent, induisant d'importants mouvements turbulents. Pour M10, à 18h15, cette couche résiduelle influence SBM2 qui place $\overline{h}$ à 800 m. Mais SDC suit le processus de sédimentation et trouve $\overline{h}$= 505 m. 41
3.15 Dans la matinée de M9 à Paris, une épaisse couche humide est advectée au-dessus de la CLA, au sein la couche résiduelle turbulente urbaine. Dans ce cas, les deux méthodes ne parviennent pas à déteminer $\overline{h}$ correctement : SBM2 calcule $\overline{h}$ au sein de la couche humide, où des ruptures de pente apparaissent plus marquées que la hauteur réelle de la CLA et SDC suit d'importants pics turbulents, dus à une advection rapide couplée à la couche résiduelle turbulente de la veille. 42
3.16 Comparaison des valeurs de $\overline{h}$ calculées par les méthodes SDC et SBM2 pour M13 à Jussieu. 43
3.17 Comparaison des valeurs de $\overline{h}$ calculées par les méthodes SDC et SBM2 pour M13 à Palaiseau. 43
3.18 Observations de cumulus en M9 (Jussieu et Palaiseau, de 13h à 16h TU) 45
3.19 Observations de cumulus en M9 (Jussieu et Palaiseau) par profils individuels à $\approx$ 15h05 . . 45
3.20 Profils d'écho sodars en M14 à 11h à Jussieu et Palaiseau 46
3.21 Profils d'écho sodars en M13 à 23h à Jussieu et Palaiseau 47
3.22 Exemple de série chronologique de σ_W^3/z en M13 à Jussieu et Palaiseau 50

4.1 z_{0m}^e en fonction de la direction du vent et du module du vent à 10m et 30m 55
4.2 z_{0m}^e en fonction du R_{iB} pour z=10m 56
4.3 z_{0m}^e en fonction du R_{iB} pour z=30m 56
4.4 Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z_{0m}^e pour M13 59
4.5 Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z_{0m}^e pour M14 59
4.6 Comparaison des fonctions $-Q_0/|U|.\Delta\theta = f(R_{iB})$ calculées par Businger pour différentes valeurs de z_{0h}^e pour M13 60
4.7 Comparaison des fonctions $u_*^2/|U|^2 = f(R_{iB})$ calculées par Louis modifié pour M13 . . . 61
4.8 Comparaison des fonctions $-Q_0/|U|.\Delta\theta = f(R_{iB})$ calculées par Louis modifié pour M13 61
4.9 Comparaison σ_W sodar / sonique 64
4.10 Comparaison sonique / Panofsky (77) 65
4.11 Comparaison sodar / sonique pour l'estimation de u_* 66
4.12 Estimation de u_* en M13 par sodar 67
4.13 Exemple d'extrapolation linéaire de σ_W^3/z pour M13 à 13h (GMT) 68
4.14 Comparaison sodar / sonique pour les POI 9 et 10. Les symboles représentent les valeurs comparées de Q_0 en K m s^{-1}. 68
4.15 σ_W à 50 m 70
4.16 σ_W à 300 m 70
4.17 Histogramme de comparaison Q_0 entre les sodars de Jussieu et Palaiseau 71
4.18 Paramétrisation du flux de chaleur surfacique 72

4.19 Exemple de gradient vertical γ utilisé pour la restitution de Q_0 par lidar. Les deux profi ls de 0h et 11h25 en M13 montrent la forte valeur du gradient, correspondant à l'inversion à éroder 72
4.20 Calcul de la vitesse d'entrainement w_e (m s^{-1}) pour le 13 Mars 95 à Jussieu et Palaiseau . 73
4.21 Comparaison des estimations de Q_0 par lidar et sodar 74
4.22 Comparaison des transmissions calculées à partir de données pyranomètres et lidar pour M13 75
4.23 Comparaison des transmissions calculées à partir de données pyranomètres et lidar pour M14 75
4.24 Comparaison des épaisseurs optiques estimées par lidar et des mesures de poussières Airparif 76

5.1 Séries chronologiques des nébulosités fractionnaires observées et utilisées dans Mercure . 80
5.2 Valeurs de U_g et V_g pour M9, M10, M13 et M14 par stations Météo-France 81
5.3 Comparaison des flux solaires incidents mesurés à Jussieu et Palaiseau pour M9, M10, M13 et M14 82
5.4 Comparaison des flux infrarouges incidents mesurés à Jussieu et Palaiseau pour M9, M10, M13 et M14 82
5.5 Evolution temporelle des 'NO_x' (NO+NO_2) pour les journées M9, M10, M13 et M14 mesurés à la Tour Eiffel 83
5.6 Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M9 84
5.7 Profi ls de θ calculés par les sondages de Trappes en M9 85
5.8 Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M9 (6h-22h) 86
5.9 Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M9 (6h-22h) 86
5.10 Evolution de $\overline{h}$ en M9 86
5.11 Evolution de Q_0 en M9 87
5.12 Gradients de température potentielle pour M10 88
5.13 Profi ls de θ calculés par les sondages de Trappes en M10 88
5.14 Séries chronologiques de $|U|$ à 100 et 300 m par sodar, pour M10 89
5.15 Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M10 (6h-19h) 90
5.16 Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M10 (6h-19h) 90
5.17 Evolution de $\overline{h}$ en M10 91
5.18 Comparaison de σ_W à z=300 m en M9 et M10 91
5.19 Evolution de Q_0 en M10 92
5.20 Profi ls de θ calculés par les sondages de Trappes en M13 93
5.21 Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M13 94
5.22 Champs de vent sodar à Jussieu et Palaiseau pour M13 94
5.23 Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M13 (6h-21h) 95
5.24 Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M13 (6h-21h) 95
5.25 Evolution de $\overline{h}$ en M13 96
5.26 Evolution de Q_0 en M13 96
5.27 Profi ls de θ calculés par les sondages de Trappes en M14 98
5.28 Gradients verticaux de θ à Saclay et à la Tour-Eiffel pendant M14 98
5.29 Sodar Jussieu pour M14 99
5.30 Sodar Palaiseau pour M14 99
5.31 Vue du champ de vent à 10m sur le région Parisienne en M14 à 6h et 10h 99
5.32 Vue de la température à 2m sur le région Parisienne en M14 à 6h et 10h 100
5.33 Profi ls d'écho sodar enregistrés à 6h en M14 101
5.34 Séries chronologiques de RSCS à Jussieu pour M14 (6h-19h) 102
5.35 Séries chronologiques de RSCS à Palaiseau pour M14 (6h-19h) 102
5.36 Evolution de $\overline{h}$ en M14 103
5.37 Evolution de Q_0 en M14 103
5.38 Suivi temporel de NO_x en M14 104
5.39 Comparaisons des résultats de $\overline{h}$ pour les POI 9 et 10, entre Jussieu et Palaiseau 105

6.1 Schéma du maillage Mercure utilisé pour les simulations 1D 112
6.2 $u_*(m.s^{-1})$ pour z_1 = 10 et 50 m 113
6.3 $Q_0(K.m.s^{-1})$ pour z_1 = 10 et 50 m 113
6.4 Vent à 10m $(m.s^{-1})$ 114

6.5 $Q_0(K.m.s^{-1})$ . . . 114
6.6 Comparaison sondages de Trappes / Arpège pour M13 à 0h . . . 114
6.7 Comparaison sondages de Trappes / Arpège pour M13 à 11h . . . 114
6.8 Profils de u et v (m s^{-1}) pour M9, M10, M13 et M14 . . . 115
6.9 Profils de U et V avec exemple de forcage possible en 1D pour la restitution de la partie couche limite du vent géostrophique : M13 Trappes . . . 116
6.10 Test de sensibilité sur la constante d'inertie thermique du sol à Palaiseau en M13 . . . 118
6.11 Sensibilité sur les constantes de réservoir en eau du sol à Palaiseau en M13 pour l'humidité spécifique . . . 120
6.12 Sensibilité sur les constantes de réservoir en eau du sol à Palaiseau en M13 pour l'humidité relative . . . 121
6.13 Influence de la contribution de w_* dans le calcul du module du vent : M13 à Palaiseau . . . 122
6.14 Série chronologique de $\overline{h}$ en M13 à Palaiseau : Comparaison des méthodes diagnostiques basées sur la TKE et le R_{iB} . . . 123
6.15 Agrandissement de profils de TKE et R_{iB} calculés en M13 à 15 h à Palaiseau . . . 125
6.16 Influence couplée de w_* et z^e_{0m} variables pour M13 à Palaiseau (sans forcage sur le vent géostrophique) . . . 126
6.17 $u_*(m.s^{-1})$ (M13) . . . 128
6.18 $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M13) . . . 128
6.19 q_{2m} (kg/kg) (M13) . . . 128
6.20 T_{2m} (^{o}C) (M13) . . . 128
6.21 Humidité relative (%) (M13) . . . 129
6.22 Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M13) . . . 129
6.23 Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M13) . . . 129
6.24 Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h25 (M13) . . . 130
6.25 Série chronologique de la température simulée à Jussieu et Palaiseau en M13 . . . 131
6.26 $u_*(m.s^{-1})$ (M10) . . . 131
6.27 $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M10) . . . 131
6.28 q_{2m} (kg/kg) (M10) . . . 132
6.29 T_{2m} (^{o}C) (M10) . . . 132
6.30 Humidité relative (%) (M10) . . . 132
6.31 Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M10) . . . 133
6.32 Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M10) . . . 133
6.33 Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h (M10) . . . 133
6.34 Module du vent à 50m mesuré (sodar) et simulé (Mercure) pour M10 . . . 134
6.35 $u_*(m.s^{-1})$ (M14) . . . 135
6.36 $Q_0(K.m.s^{-1})$ (M14) . . . 135
6.37 q_{2m} (kg/kg) (M14) . . . 135
6.38 T_{2m} (^{o}C) (M14) . . . 135
6.39 Humidité relative (%) (M14) . . . 136
6.40 Flux infrarouge incident (W m^{-2}) (M14) . . . 136
6.41 Vitesse du vent à 10 m (m s^{-1}) (M14) . . . 136
6.42 Profils de $|U|$ (m/s) et θ (K) à 11h45 (M14) . . . 137
6.43 Diagramme de dispersion des flux Q_0 simulés à Paris et Palaiseau . . . 137
6.44 Série chronologique des différences de température à 2m simulées à Jussieu et Palaiseau . . . 138
6.45 Radiosondages de température linéairement interpolés pour les conditions aux limites du modèle (M14) . . . 141
6.46 u_* (m.s^{-1}) (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 141
6.47 Q_0 (K.m.s^{-1}) (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 141
6.48 q_{2m} (kg/kg) (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 142
6.49 T_{2m} ^{o}C (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 142
6.50 Profils de d'humidté spécifique q à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection) 143
6.51 Profils de θ (K) à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 143
6.52 Profils de $|U|$ (m s^{-1}) à 11h45 et 17h56 (M14 Palaiseau avec et sans advection) . . . 144
6.53 Série chronologique de la température à Palaiseau sans et avec les calculs d'advection . . . 145

6.54 u_* (m.s^{-1}) (M14 Paris avec et sans advection) 145
6.55 Q_0 (K.m.s^{-1}) (M14 Paris avec et sans advection) 145
6.56 q_{2m} (kg/kg) (M14 Paris avec et sans advection) 146
6.57 T^o_{2m}C (M14 Paris avec et sans advection) 146
6.58 Profils de θ (K) à 11h45 et 17h56 (M14 Paris avec et sans advection) 146
6.59 Série chronologique de la température à Paris sans et avec les calculs d'advection 147

7.1 Relief utilisé pour la simulation tridimensionnelle sur la région Parisienne 152
7.2 Vue sur le domaine d'étude et sa constitution en terme d'occupation du sol. Du plus clair au plus foncé, la figure représente, pour chaque maille, la présence d'eau, de forêt, de bâtiments plus ou moins denses, jusqu'au centre ville dense (Paris en x=64km et y=64km) 153
7.3 Maillages régulier et irrégulier au sol 154
7.4 Température de surface en M13 à 0h 155
7.5 Température de surface en M13 à 6h 155
7.6 Humidité spécifique de surface en M13 à 6h 156
7.7 Flux de chaleur sensible surfacique Q_0 (K m s^{-1}) en M13 à 6h 156
7.8 Champ de vent à 0h sur une coupe transverse du domaine 156
7.9 Champ de vent à 6h et à z=100m 157
7.10 Illustration schématique du principe du modèle emboité sur la région Parisienne 158
7.11 Illustration schématique du principe du maillage à progression géométrique 158
7.12 Illustration schématique des hauteurs de déplacement en fonction du milieu 169

A.1 Profils de θ_v en F22 (6h31 et 11h33) à Trappes 175
A.2 Hauteur de la couche limite pour F22 à Jussieu et Palaiseau 176
A.3 Application de la méthode de rupture de pente du second ordre sur des profils lidars haute-fréquence (13s) en M13 à Palaiseau 177
A.4 Résultat de l'épaisseur de la zone d'entrainement à Jussieu et Palaiseau en M13 178

B.1 Systèmes de mesures utilisés 179
B.2 Profil de $ln(\alpha)$ à 9h49 183
B.3 Profil de $ln(\alpha)$ à 12h58 183
B.4 Implantation du sodar sur le toit de la Tour Centrale de l'Université P.M Curie 184

Liste des tableaux

1.1 Résumé des principales différences milieux urbain (u) et rural (r) pour la couche limite continentale . . . 3
1.2 Valeurs moyennes des flux observés en fonction du type de site . . . 5
1.3 Exemples de valeurs d'albédo et d'émissivité en fonction du terrain . . . 5
1.4 Présentation de quelques modèles méso-échelle . . . 8

2.1 Instruments utilisés pendant la totalité de la campagne ECLAP (tous les symboles sont défi nis en début de manuscrit) . . . 14
2.2 Tableau récapitulatif des mesures . . . 17
2.3 Niveaux d'alerte pour les principaux polluants . . . 30

4.1 Valeurs de k et P_{rN} utilisées dans les paramétrisations de surface . . . 61
4.2 Résumé des valeurs moyennes de Q_0 par sodar . . . 70

6.1 Constantes propres au site . . . 111
6.2 Paramêtres d'initialisation propres à chaque journée et à chaque site . . . 111
6.3 Valeurs moyennes du rapport de Bowen simulé . . . 138

7.1 Résumé des constantes de sol pour les différents types de terrain pris en compte dans la simulation . . . 153

B.1 Caractéristiques des deux lidars . . . 180

E.1 Constantes utilisées dans Ψ_m et Ψ_h . . . 195