HAL
archives-ouvertes.fr

ECHANGES DANS LA COUCHE LIMITE ET LA BASSE TROPOSPHERE ET CONSEQUENCES SUR LA POLLUTIONDANS LA REGION DE FOS-BERRE-MARSEILLE (EXPERIENCE ESCOMPTE).

Clotilde Moppert

To cite this version:

Clotilde Moppert. ECHANGES DANS LA COUCHE LIMITE ET LA BASSE TROPOSPHERE ET CONSEQUENCES SUR LA POLLUTIONDANS LA REGION DE FOS-BERRE-MARSEILLE (EXPERIENCE ESCOMPTE).. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2006. Français. <tel-00081960>

HAL Id: tel-00081960

https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00081960

Submitted on 26 Jun 2006

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

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

UNIVERSITE PAUL SABATIER - TOULOUSE III
Ecole Doctorale Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace
Formation Doctorale Océan, Atmosphère et Environnement

THESE

Présentée et soutenue publiquement le
13 février 2006

en vue de l'obtention du

Doctorat de l'Université Paul Sabatier

Spécialité : Physique et Chimie de l'atmosphère

par

Clotilde MOPPERT

Echanges dans la couche limite et la basse troposphère et conséquences sur la pollution dans la région de Fos-Berre-Marseille (Expérience ESCOMPTE)

Composition du jury :

Mme Sylvie CAUTENET	Professeur Univ. Blaise Pascal, Clermont	Rapporteur
M. Pascal-Emeric PERROS	Professeur PARIS XII	Rapporteur
M. Bernard CROS	Professeur de l'UPS, Toulouse	Président
M. Christian ELICHEGARAY	Ingénieur ADEME	Examinateur
M. Emeric FREJAFON	Ingénieur INERIS	Examinateur
M. Hervé DELBARRE	Maître de Conférence ULCO, Dunkerque	Invité
Mme Frédérique SAÏD	Maître de Conférence UPS, Toulouse	Directrice de Thèse

Laboratoire d'Aérologie, UMR CNRS/UPS 5560
OMP- 14, avenue Edouard Belin
31400 TOULOUSE

A Romain et Esteban

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de thèse Frédérique SAÏD pour avoir accepter de m'encadrer pendant ces trois années. Je la remercie particulièrement pour son soutien, sa disponibilité et son dynamisme.

Je remercie ensuite tous les membres du jury. Un grand merci donc à Sylvie CAUTENET et Pascal-Emeric PERROS d'avoir accepté de rapporter ce travail. Merci à Bernard CROS d'avoir présidé ce jury, à Christian ELICHEGARAY et Emeric FREJAFON qui ont suivi ce travail et m'ont permis par le biais de l'ADEME et de l'INERIS d'effectuer ces travaux ainsi qu'à Hervé DELBARRE pour sa participation au jury.

Merci également à Robert DELMAS, et à tous les membres du laboratoire d'Aérologie pour leur accueil au sein de ce labo. Je remercie particulièrement Annette, Gisèle, Karine et Monique pour leur aide précieuse pour tous les problèmes administratifs et de missions que l'on peut rencontrer en trois années de thèse ainsi que toute la bande des informaticiens qui sont d'un grand secours quand les machines plantent…

Un grand merci aux membres de mon équipe de Lannemezan qui m'ont soutenue et aidée. Merci à Bernard Campistron et Vincent pour les sorties UHF, ainsi qu'à Fabienne et Marie pour leurs conseils pour la soutenance. Je voudrais également remercier toutes les personnes avec qui j'ai travaillé lors de cette thèse, merci donc aux membres du groupe MTD, aux collègues de l'IMK ainsi qu'à toute la communauté ESCOMPTE.

Bien évidemment, je remercie Frédéric Cousin pour avoir mis à ma disposition ses sorties MesoNh et m'avoir appris à me servir de diaprog pour sortir de jolies figures toutes colorées ainsi que Patrick Augustin pour les données lidar et Aurore Brut pour le krigeage des données avions. Merci également à Bruno de m'avoir supportée 3 ans dans le même bureau.

Enfin, je voudrais remercier (je ne cite personne, chacun saura se reconnaître) tous les habitués de la cafet pour nos discussions diverses et variées, les roller-women (il y a bien que Bastien qui s'est risqué à venir patiner avec nous, les autres ne sont que des T. …) avec qui, on a sillonné le canal en long et en large (pas en travers car c'est dur de nager avec des rollers), mes partenaires de pétanque, mes partenaires de volley (allez le HIC), mes adversaires de squash (combien je t'ai mis déjà Philippe ???), mes collègues de vélo (et je ne remercie pas ceux qui ne daignent même pas faire 5km à vélo pour préserver l'environnement) et Marco pour nos discussions endiablées sur les faits et gestes de nos petits, discussions qui ont le mérite de vider la cafet en moins de 5 secondes (rentabilité assurée…).

Une spéciale dédicace à Aline qui a sa place dans quasi toutes les catégories précédemment citées et à qui je ne pourrais reprocher qu'une chose : c'est d'être partie…

Un immense merci à Béa et Philippe qui ont eu la bonne idée de venir à Toulouse au bon moment et qui ont joué leur rôle de nounou à merveille, ainsi qu'à toute ma famille pour leur aide et leur soutien et à tous les copains d'ici ou d'ailleurs pour leur amitié.

Enfin merci aux deux hommes de ma vie (et peut-être bientôt trois…) pour "*tout le bonheur quotidien partagé* " (cf. Carré A., thèse de doctorat, 2005 p. ii).

Résumé

La campagne de mesure ESCOMPTE a eu lieu dans le but de contraindre les modèles numériques et également de permettre de mieux comprendre certains phénomènes comme l'effet de la brise de mer et des courants de pentes, et leur impact sur la pollution.
L'étude faite ici porte sur les données de mesures avion (lors des POI trois vols quotidiens avaient lieu), mais aussi les mesures radar UHF (pour la dynamique), les données lidar (pour l'ozone et les aérosols) et les sorties Meso-NH de la simulation de F. Cousin (Cousin, 2004).
Le but de cette étude est d'analyser la structure verticale de la basse troposphère en liaison avec le transport et la diffusion des polluants. Cette analyse a montré en particulier la difficulté à définir une couche limite comme on le fait classiquement. Elle a permis de mettre en évidence la superposition complexe de couches limites internes, surtout près des côtes. C'est d'ailleurs près des côtes que des ondes ont été trouvées, celle-ci permettant d'ajuster les conditions thermodynamiques et dynamiques très différentes de la couche marine et de la couche continentale. Quand on considère le comportement global de l'ensemble de toutes ces couches limites, on peut constater que même lorsque les vents synoptiques sont similaires, les développements de CLA ne se font pas toujours de la même manière. Or l'impact de ces développements sur la pollution est fondamental. Une même production de polluants donnera des concentrations plus ou moins importantes suivant la profondeur de la couche dans laquelle ils peuvent être dilués.

Par ailleurs, l'étude de la basse troposphère a montré une stratification particulière avec une ou deux strates de concentration en ozone quelquefois plus élevée que celle mesurée dans la CLA. Cet ozone peut être réintégré dans la couche limite par détraînement ou sous l'action de vitesses verticales de méso-échelle lorsque les couches limites sont assez développées. Les zones de mélange probable ont pu être déterminées. Elles sont principalement dans les zones montagneuses. C'est d'ailleurs, au nord-est du domaine au niveau des principaux reliefs, que les concentrations en ozone sont les plus importantes (en POI2b), du fait d'une part de l'advection par la brise de mer de la pollution des zones côtières bloquées ensuite par ces reliefs et d'autre part de l'apport de polluants des strates supérieures.

Mots clefs : ESCOMPTE, couche limite, stratification de la basse troposphère, pollution

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE 1: ECHANGES ET TRANSPORTS DANS LA BASSE TROPOSPHERE : RAPPELS THEORIQUES ET ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE 5

1.1 STRUCTURE VERTICALE DE L'ATMOSPHERE 6

1.1.1 GENERALITES 6
1.1.2 LA BASSE TROPOSPHERE : TROPOSPHERE LIBRE ET COUCHE LIMITE 7
1.1.3 DEVELOPPEMENT DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (CLA) 7

1.2 TRANSPORTS ET ECHANGES DANS LA BASSE TROPOSPHERE 9

1.2.1 TRANSPORT VERTICAL, ECHANGES TURBULENTS 11
1.2.2 TRANSPORT HORIZONTAL 13

1.3 IMPACT SUR LES POLLUANTS 14

1.3.1 DEVELOPPEMENT DE CLA EN TERRAIN INHOMOGENE-DISPERSION DES POLLUANTS 14
1.3.2 ECOULEMENTS LOCAUX, TRANSPORT ET RECIRCULATION DE LA POLLUTION 16
1.3.3 TRANSPORT TRANSCONTINENTAL 19

1.4 CONCLUSION 20

CHAPITRE 2 : CAMPAGNE DE MESURE ET OUTILS UTILISES 21

2.1 LA CAMPAGNE ESCOMPTE 22

2.1.1 PRESENTATION GENERALE 22
2.1.2 DONNEES UTILISEES 23
2.1.3 MODELE MESONH-C 31

2.2 DESCRIPTION DES PERIODES D'OBSERVATION INTENSIVE 2A ET 2B 33

2.2.1 CONDITIONS SYNOPTIQUES 33
2.2.2 CONDITIONS THERMODYNAMIQUES SUR LE DOMAINE ESCOMPTE 35
2.2.3 INFLUENCE DE LA BRISE ET DU MISTRAL SUR LES POLLUANTS 41

2.3 CONCLUSION 42

CHAPITRE 3 : COMPLEXITE DES COUCHES LIMITES ATMOSPHERIQUES 43

3.1 GENERALITES SUR LA COUCHE LIMITE URBAINE 44

3.2 COMPLEXITE DES CLA EN ZONE COTIERE 45

3.2.1 LES VOLS DE COUCHE LIMITE URBAINE 45
3.2.2 ETUDE DU 23 JUIN 49
3.2.3 CAS DU 26 JUIN 55
3.2.4 LA TURBULENCE DES VOLS DE COUCHE LIMITE URBAINE 61
3.2.5 LES ONDES DE GRAVITE 63

3.3 CONCLUSION 70

CHAPITRE 4 : VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE 71

4.1 LE DEVELOPPEMENT DE CLA 72

4.1.1 GENERALITES 72
4.1.2 MESURES DE ZI 73
4.1.3 HAUTEURS DE CLA ESTIMEES PAR LA MODELISATION 74
4.1.4 DETERMINATION DES CHAMPS DE VITESSE VERTICALE 75

4.2 RESULTATS ET ANALYSE 82

4.2.1 DEVELOPPEMENT DE LA COUCHE LIMITE EN REGIME DE BRISE ET DE MISTRAL 82
4.2.2 EFFET DE LA VITESSE VERTICALE MESOECHELLE 93

4.3 CONCLUSION 97

CHAPITRE 5 : TRANSPORTS ET ECHANGES DE POLLUANTS LORS DE LA POI2 DE LA CAMPAGNE ESCOMPTE 99

5.1 STRATIFICATION OBSERVEE SUR AVIGNON 100

5.2 ZONES D'ECHANGES POSSIBLES 101

5.2.1 DETERMINATION A PARTIR DES RADIOSONDAGES 101
5.2.2 ETUDE DES RETROTRAJECTOIRES 104

5.3 PRODUCTION LOCALE D'OZONE 111

5.4 EVOLUTION DES CONCENTRATIONS D'OZONE LORS DE LA POI2 119

5.5 CONCLUSION 123

SYNTHESE DES RESULTATS ET CONCLUSION GENERALE 125

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 129

ANNEXE A : CHAMPS DE VENT DU GRAND DOMAINE MESONH, POUR LA POI2 137

ANNEXE B : RAYONNEMENT NET, VISIBLE ET INFRAROUGE MONTANT 143

ANNEXE C : SONDAGES D'OZONE SUR AVIGNON, VALLON DOL ET CADARACHE 149

TABLE DES FIGURES : 153

Introduction générale

Au début de l'ère industrielle, la pollution de l'air se cantonnait en ses lieux d'émissions. Aujourd'hui la pollution atmosphérique est devenue un problème d'échelle planétaire. L'effet de serre additionnel et son impact sur le réchauffement climatique est clairement lié à l'augmentation du CO_2 et autres gaz à effet de serre, elle-même due aux activités humaines.

Plus proche de nous, la pollution urbaine et régionale est également préoccupante. La plupart des polluants sont émis dans les villes par les industries, le chauffage ainsi qu'en grande partie par les transports. Cependant, certains polluants, notamment les polluants secondaires tel que l'ozone, se retrouvent en plus grande quantité loin des agglomérations. En effet, la production et la destruction photochimique de l'ozone mettent en jeu plusieurs paramètres, d'une part la présence de ses précurseurs (NO_x, COV…) et d'autre part un fort rayonnement solaire. Par ailleurs, son dépôt sec dépend fortement de l'écosystème au-dessus duquel il se trouve. La complexité de ce polluant ainsi que son augmentation en font un cas d'étude très fréquent. De part son mécanisme de production, une diminution de ses précurseurs peut entraîner localement une augmentation de sa concentration. Dans ce contexte, les prises de décision ponctuelles des pouvoirs publiques telle que la circulation alternée ou la réduction des vitesses peuvent s'avérer inefficaces voir mal appropriées.

Pour remédier à cela, la modélisation est un outil indispensable permettant de prévoir un épisode de pollution et tenter de l'éviter en prenant les mesures adéquates. Cependant, en certains lieux, la prévision est d'autant plus compliquée que les circulations météorologiques sont complexes. C'est le cas de la région de Marseille dans laquelle a eu lieu il y a 4 ans une grande campagne de mesure, la campagne ESCOMPTE (Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions). Cette campagne avait pour but de constituer une base de données tridimensionnelle des émissions et des concentrations de polluants ainsi que des paramètres météorologiques, en vue de valider des modèles de pollution atmosphérique. Elle avait également comme objectif d'améliorer les connaissances des processus chimiques et physiques contribuant à l'augmentation de la pollution atmosphérique qui serviront à terme à mieux caler les modèles.

C'est à partir des données de cette campagne de mesure que mon travail a été effectué. L'objectif de celui-ci est d'étudier les processus dynamiques et thermodynamiques pouvant entraîner ou non une augmentation de la pollution. L'analyse a porté en particulier sur l'étude des couches limites atmosphériques (CLA) puisque c'est le développement de la couche limite qui détermine l'épaisseur dans laquelle les polluants se concentrent ou se diluent et sur les échanges pouvant se produire entre la CLA et la troposphère libre. Les données utilisées pour l'étude seront des données expérimentales et des résultats de simulations numériques.

La première partie de ce travail consiste en une étude bibliographique sur les développements de CLA en conditions normales puis sur des terrains inhomogènes et leur impact sur la dispersion de polluants.

Le deuxième chapitre décrit la campagne de mesure et regroupe les outils et les méthodes ayant permis de mener à bien cette étude. Il se termine par une description des conditions météorologiques de la période d'observations intensives (POI2) qui sera ensuite étudiée dans les chapitres 4 et 5.

La troisième partie de cette thèse s'attache à décrire en détails les développements de CLA que l'on a pu observer en zone côtière et met en évidence le rôle des circulations locales telle que brise de mer ou de pente dans ces développements. L'étude portera sur l'examen des mesures de cinq vols de couche limite urbaine, effectués au-dessus de la ville de Marseille, pour étudier l'effet de la ville sur la basse troposphère. On verra d'ailleurs que la ville ne perturbe que très peu les développements de CLA et que ceux-ci sont plutôt dirigés par les écoulements locaux.

L'étude des CLA est ensuite étendue à toute la zone ESCOMPTE, ce qui fait l'objet du chapitre 4. Ce chapitre a pour but d'une part de montrer l'impact de la brise et du Mistral sur les développements de CLA sur toute la zone ESCOMPTE et d'autre part de vérifier, puisque les conditions synoptiques sont plutôt anticycloniques, si, à ces effets locaux, peut s'ajouter un effet de plus grande échelle : la subsidence mésoéchelle. En effet, une telle composante méso-échelle est susceptible de limiter le

développement des couches limites, et par conséquent de stocker la pollution plus près de la surface. Dans un premier temps, la méthodologie utilisée pour la restitution des hauteurs de CLA tant à partir des moyens expérimentaux que de la modélisation est décrite. Ensuite on verra comment la subsidence mésoéchelle peut être estimée à partir des champs de vent. La deuxième partie de ce chapitre permettra de mettre en évidence le contraste entre le développement de couche limite par écoulement de brise ou par Mistral. Puis, le rôle de la composante méso-échelle sera analysé.

Enfin, le chapitre 5 portera sur une étude de transport et d'échanges de polluants. Une étude de la stratification particulière de la basse troposphère que l'on a pu observer sur la zone ESCOMPTE lors de la POI2 sera effectuée. On verra ensuite quelques exemples de cas où un mélange entre CLA et la première strate la surplombant est possible. Puis, une étude plus systématique de rétrotrajectoires sera effectuée de manière à localiser plus généralement les lieux de transferts. En seconde partie, les termes d'advection d'ozone seront calculés en quelque point pour quantifier la part d'ozone advecté. Enfin, on suivra l'évolution des concentrations en ozone au sol du 22 au 26juin pour voir l'impact de la dynamique sur les concentrations en ozone.

CHAPITRE 1

ECHANGES ET TRANSPORTS DANS LA BASSE TROPOSPHERE : RAPPELS THEORIQUES ET ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Sommaire

1.1 STRUCTURE VERTICALE DE L'ATMOSPHERE 6

1.1.1 GENERALITES 6
1.1.2 LA BASSE TROPOSPHERE : TROPOSPHERE LIBRE ET COUCHE LIMITE 7
1.1.3 DEVELOPPEMENT DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE (CLA) 7

1.2 TRANSPORTS ET ECHANGES DANS LA BASSE TROPOSPHERE 9

1.2.1 TRANSPORT VERTICAL, ECHANGES TURBULENTS 11
1.2.2 TRANSPORT HORIZONTAL 13

1.3 IMPACT SUR LES POLLUANTS 14

1.3.1 DEVELOPPEMENT DE CLA EN TERRAIN INHOMOGENE-DISPERSION DES POLLUANTS 14
1.3.2 ECOULEMENTS LOCAUX, TRANSPORT ET RECIRCULATION DE LA POLLUTION 16
1.3.3 TRANSPORT TRANSCONTINENTAL 19

1.4 CONCLUSION 20

1.1 Structure verticale de l'atmosphère

1.1.1 Généralités

L'atmosphère de la terre est divisée en plusieurs couches caractérisées par le profil vertical de température. La partie la plus proche de la terre est appelée « troposphère » et est la couche dans laquelle la température de l'air décroît régulièrement avec l'altitude. Vient ensuite la tropopause qui correspond à une cassure dans ce gradient de température et où la température commence à augmenter. Cette inversion importante au sommet de la troposphère limite les échanges entre la troposphère (près de la surface de la terre) et la stratosphère. C'est dans la stratosphère (entre 15 et 40km d'altitude) que l'on mesure de fortes valeurs d'ozone ce qu'on appelle « la couche d'ozone ». Au-dessus de 50km, on trouve la mésosphère dans laquelle les températures re-diminuent pour atteindre –100°C à la base de la thermosphère. (cf. figure 1)

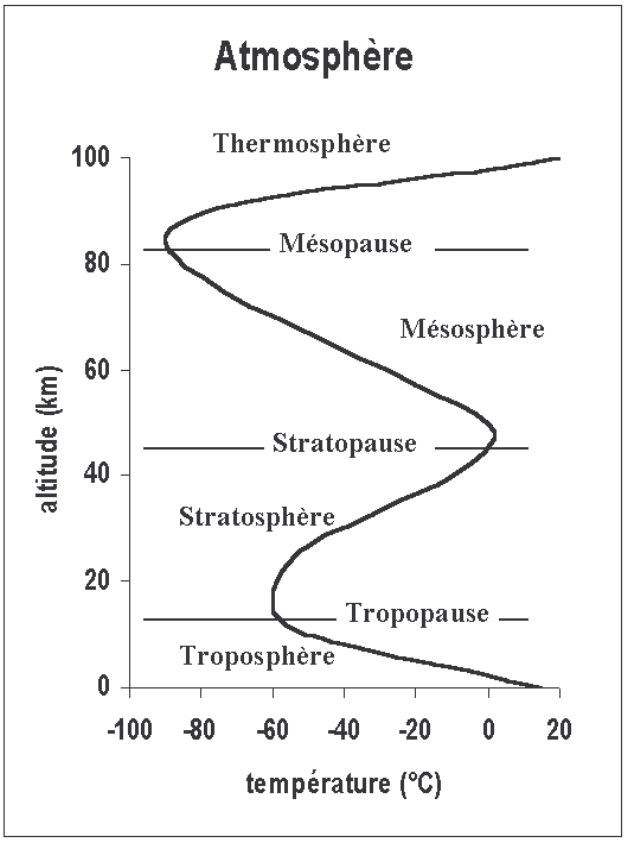

Figure 1.1 :Schématisation de la structure verticale de l'atmosphère

1.1.2 La basse troposphère : troposphère libre et couche limite

La troposphère se divise également en deux parties, la couche limite atmosphérique (CLA) ou planétaire (CLP) et la troposphère libre. La couche limite est la partie la plus proche de la surface, elle est d'ailleurs définie comme suit : « couche directement influencée par la surface avec un temps de réponse à cette perturbation de l'ordre de l'heure » (Stull, 1988, p2). Ainsi, on appelle troposphère libre, l'air au-dessus de la CLA qui n'est plus influencé par la surface.

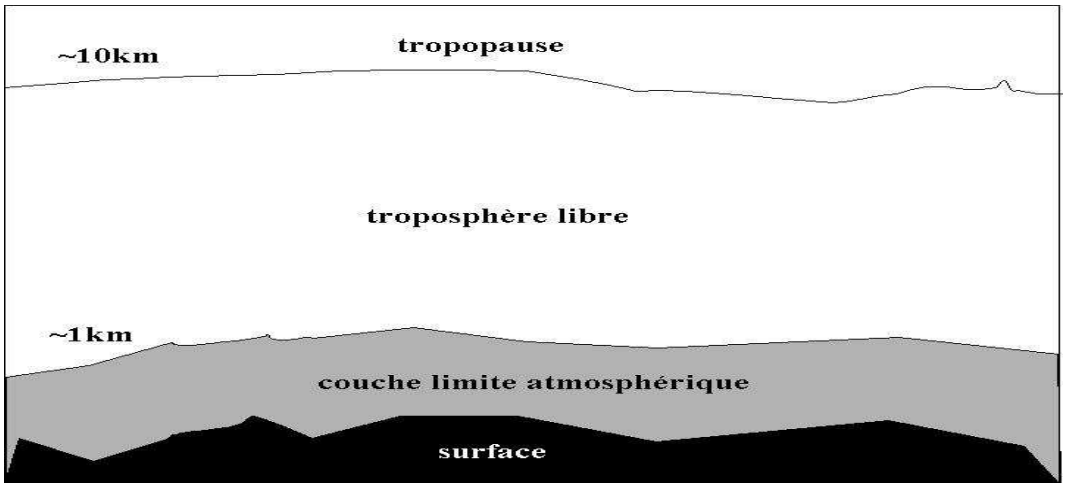

Figure 1.2: Schématisation de la troposphère

1.1.3 Développement de la couche limite atmosphérique (CLA)

De la quantité de polluants contenus dans la CLA dépend la qualité de l'air que nous respirons. Déterminer sa hauteur est donc essentiel pour connaître l'épaisseur de couche dans laquelle évoluent les polluants qui sont émis à la surface. La journée, cette épaisseur varie entre quelques centaines de mètres en hiver pour atteindre 1 à 2km lorsque la CLA est bien développée en été. La CLA diurne est caractérisée par une forte turbulence qui a deux origines : un forçage thermique gouverné par les flux verticaux de chaleur sensible et latente (essentiellement la journée) et un forçage dynamique dû aux frottements de l'air à la surface. En général, le mélange induit par cette forte turbulence implique que l'on observe une température potentielle (notée θ) et un rapport de mélange de la vapeur d'eau (noté q) constants. C'est d'ailleurs les critères les plus fréquemment utilisés pour estimer la hauteur de la CLA (Zi) : excepté près de la surface où de forts gradients de température peuvent exister, on limite en général la CLA à la zone où θ et q sont constants. Une couche d'inversion (de la température et de l'humidité) au sommet de la CLA limite les échanges entre la couche limite, hydrostatiquement neutre ou instable, et les couches stables de la troposphère libre. (cf. figure 1.3).

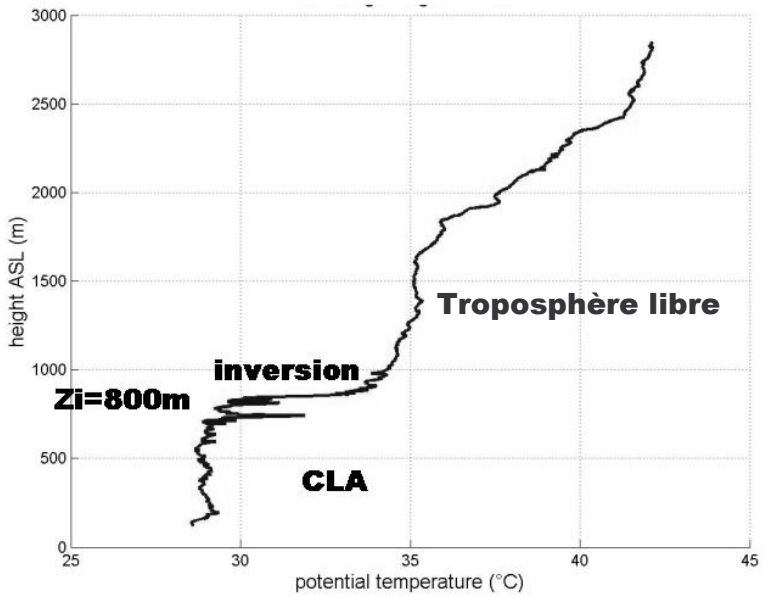

Figure 1.3: Exemple de détermination de Zi à l'aide d'un sondage de température potentielle.

En journée (cf. figure 1.4), la CLA est composée d'une couche de surface (typiquement de l'ordre de 0.1Zi) et de la couche mélangée convective surplombée de la couche d'inversion. Lorsque le soleil se couche, la CLA n'est plus alimentée en énergie thermique puisque la surface se refroidit plus vite que l'air et on observe une stratification avec une couche stable nocturne et une couche limite résiduelle. Cette dernière est neutre d'un point de vue hydrostatique, puisqu'elle correspond à un résidu de la couche mélangée de la veille. Comme cette couche est déconnectée de la surface, son niveau de turbulence (essentiellement dynamique) se réduit d'au moins un ordre de grandeur par rapport à son état turbulent de la veille. La masse d'air contenue dans cette couche peut cependant être advectée horizontalement. Lorsque le soleil se lève, la couche nocturne puis la couche résiduelle sont érodées petit à petit : si la CLA est suffisamment énergétique l'air des couches supérieures peut être intégré dans la CLA par le biais de l'entraînement (cf. paragraphe 1.2.1). Pour un même gradient de la couche d'inversion, le développement vertical de la CLA est essentiellement lié aux conditions au sol. Ainsi, l'accroissement de la CLA ne sera pas le même en terrain homogène (i.e. terrain plat, de même couverture végétale) qu'en terrain inhomogène (changement de l'état de surface entre terre et mer ou entre milieu rural et milieu urbain par exemple) ou en terrain montagneux. Les différences entre développement de CLA suivant les caractéristiques de la surface seront étudiées en paragraphe 1.3.

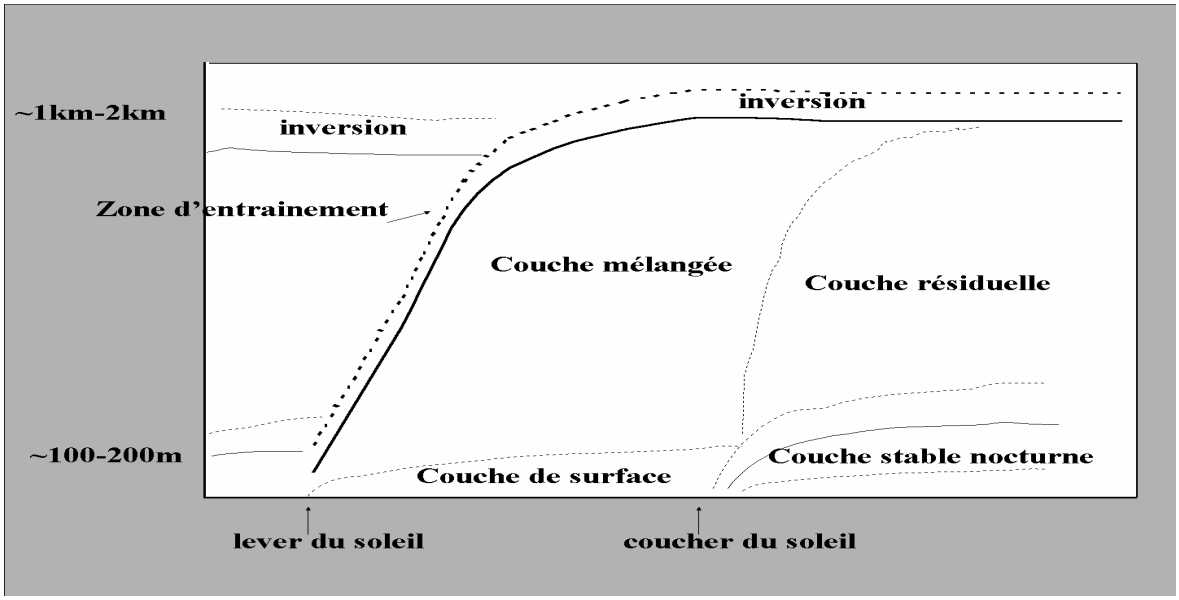

Figure 1.4: Evolution diurne de la CLA

1.2 Transports et échanges dans la basse troposphère

Les masses d'air peuvent subir différents types de transport : des transports verticaux, des transports horizontaux (advection) et des échanges turbulents. Les deux termes, *transports* et *échanges* évoquent tous les deux un déplacement de l'air. La nuance est au niveau de l'échelle, et par conséquent du mécanisme de transfert. Si l'on se réfère au spectre de la vitesse horizontale du vent de Van der Hoven (1957) (cf. fig. 1.5), l'échelle du vent moyen (*transport* horizontal) est de l'ordre de la vingtaine de minutes (limite inférieure de la méso-échelle, dans la classification d'Orlanski (1975), (cf. fig. 1.6) et est située dans gap spectral indiqué sur la figure 1.5. On appelle plutôt *échanges*, les mouvements de plus petite échelle de longueur que ce gap spectral qui sont de l'ordre de la turbulence (micro-échelle, - Orlanski, 1975). Quand nous ferons par la suite allusion aux *transports* verticaux, nous nous réfèrerons à des échelles de longueur supérieures ou égales à celles du vent moyen horizontal (à gauche du spectre), jusqu'à la limite de l'échelle synoptique (mésoβ-scale). Le spectre de Van der Hoven est un spectre moyen que l'on utilise classiquement pour séparer la mésoéchelle de la turbulence. Cependant les expérimentateurs ont rarement mis en évidence le gap spectral dont il est question dans ce spectre. Au contraire dans cette zone se trouve l'énergie associée à la convection (celle des thermiques par exemple) ou aux structures organisées. C'est d'ailleurs pour cette raison que la classification d'Orlanski, pourtant théorique elle aussi, ne présente pas de discontinuité.

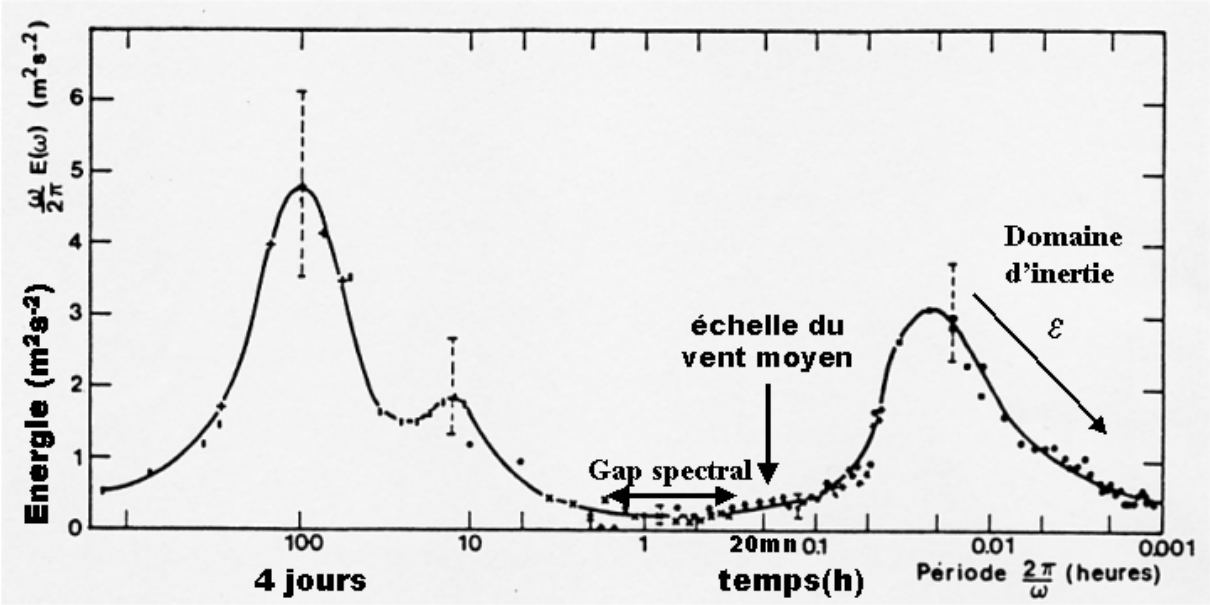

Figure 1.5: Spectre de la vitesse du vent horizontale d'après Van der Hoven (1957)

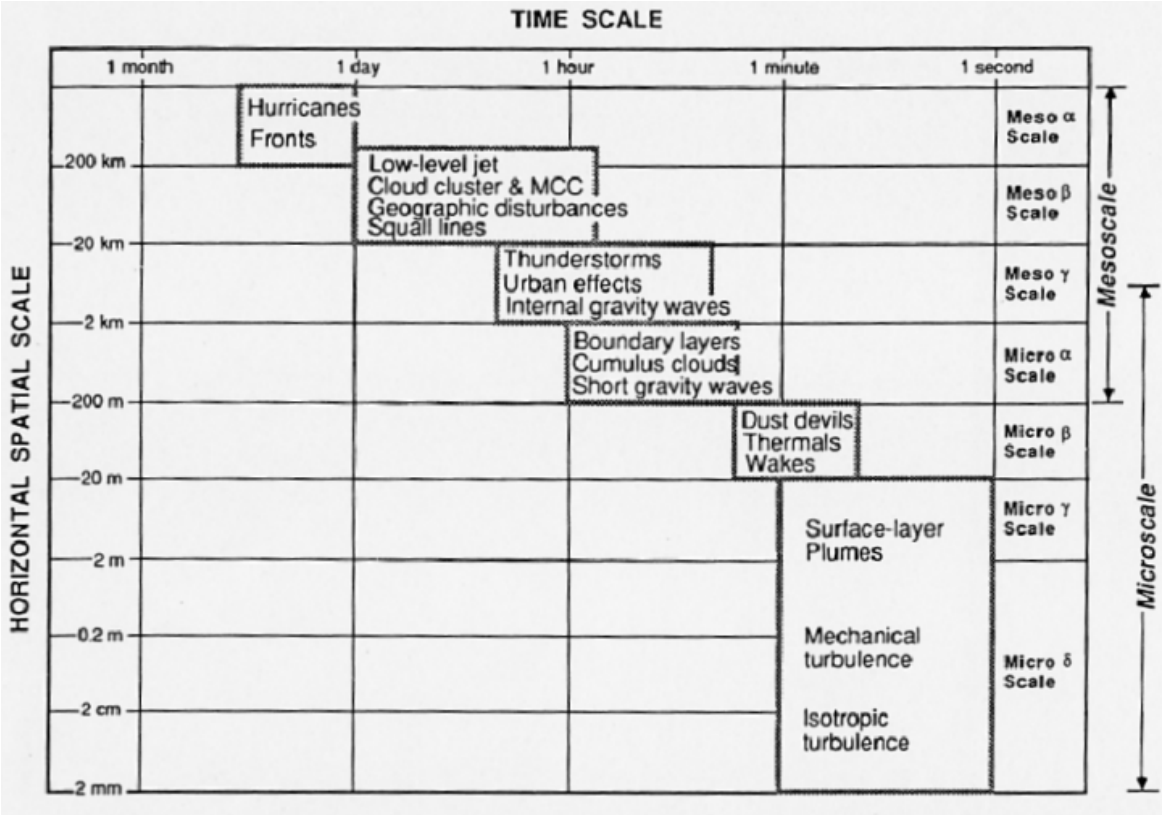

Figure 1.6 : Ordre de grandeur typique de temps et d'espace des phénomènes de micro à mésoéchelle. Classification d'Orlanski

1.2.1 Transport vertical, échanges turbulents

Transports verticaux :

Les transports verticaux tendent à déplacer toute la colonne d'air sans mélange entre strates. On inclura dans cette notion de vitesse verticale de l'air, en les classant par échelle de longueur croissante :

- l'échelle de la convection (ascendances dans les thermiques, subsidence entre les thermiques) et celle des structures organisées (Bernard, 2001 et Bernard et al., 2004).
- la vitesse verticale résultant de l'accélération ou de la décélération du vent liées à la géographie (circulations de brise) ou à l'orographie (vents de pente).
- la vitesse verticale d'échelle synoptique : subsidence dans des conditions anticycloniques, ascendance dans des conditions dépressionnaires.

Les phénomènes de subsidence ou d'ascendance (mésoéchelle ou échelle synoptique) permettent de ramener de l'air (par compression ou dilatation de la colonne d'air) de la troposphère libre plus près de la surface ou inversement de translater de l'air provenant de la surface à plus haute altitude. Ils ne permettent pas cependant de mélanger l'air de la troposphère libre à celui de la couche limite. C'est la turbulence (échanges) qui s'en chargera.
Par ailleurs, la subsidence peut empêcher la CLA de se développer en s'opposant au mouvement vertical ascendant lié à la convection. Les mouvements ascendants tendent au contraire à favoriser le développement des couches limites. Un exemple des deux types de mécanisme, subsidence et ascendance, est illustré par la figure 1.7 qui représente les coupes hauteur-temps de la vitesse verticale et de la réflectivité mesurées par un radar profileur UHF. La réflectivité (Cn^2) permet d'estimer la hauteur de CLA matérialisée par le trait rouge le plus élevé en altitude, sur les deux figures (Cf. Chap. 2). On constate sur la figure que le développement de CLA est freiné lorsque la vitesse verticale est négative pour ensuite augmenter lorsque celle-ci redevient positive.

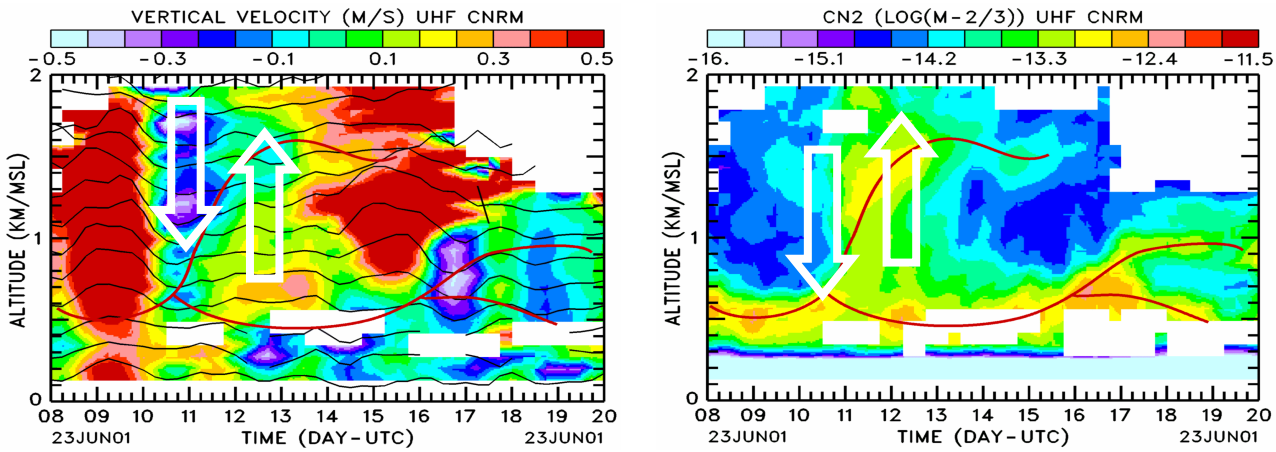

Figure 1.7: Coupe hauteur temps de la vitesse verticale et du Cn² (observations du radar UHF à Marseille)

<u>Echanges turbulents verticaux</u> :

A la différence des transports verticaux vus précédemment, qui se traduisent par un déplacement de masse d'air entière, les échanges turbulents correspondent à un échange de particules. Comme on l'a vu dans le paragraphe 1.1, le développement de CLA se fait en érodant petit à petit les couches stables qui coiffent la couche limite (ou la couche résiduelle si elle existe). Lors de ce développement, l'air des couches supérieures peut être réintégré dans la CLA. On observe alors des échanges entre couches. Ces échanges sont en principe limités à la couche d'inversion côté troposphère libre. Par contre une particule se trouvant à proximité de la zone d'inversion peut se retrouver à la surface dans l'heure qui suit, compte tenu de l'efficacité de la turbulence dans la couche limite. Ce phénomène d'échanges entre la CLA et la troposphère libre est appelé entraînement et s'explique de la façon suivante : pendant la journée et si la flottabilité est suffisante, l'énergie cinétique associée à la flottabilité entraîne un mouvement vertical ascendant, qui permet aux particules de franchir la couche d'inversion, on parle alors de « convection pénétrante » (Deardorff et al. 1969). On observe une turbulence modérée dans la zone d'entraînement qui ne permet pas de disperser l'air dans le reste de la troposphère libre (TL). Durant ce déplacement, à l'intérieur de l'inversion, de l'air chaud de la TL est entraîné dans la CLA. Celle-ci érode petit à petit la TL, ce qui permet un accroissement de la CLA. Le volume d'air (m^3) entraîné par m² et par unité de temps au sommet de la CLA a la même unité qu'une vitesse et est donc appelée vitesse d'entraînement w_e. Cette vitesse est gouvernée par l'intensité de la turbulence (turbulence thermique liée au flux de chaleur, et le cas échéant turbulence dynamique due à un cisaillement de vent) et la force de l'inversion (le gradient de température $\Delta\theta$ ou d'humidité Δq) En effet, en l'absence de cisaillement de vent, la vitesse d'entraînement w_e est égale au flux de chaleur sur le gradient du scalaire correspondant : $w_e = \frac{H_{Zi}}{\Delta\theta}$ ou $w_e = \frac{LE_{Zi}}{\Delta q}$. H_{Zi} est le flux de chaleur sensible et LE_{Zi} le flux de chaleur latente au niveau de la zone d'entraînement.

1.2.2 Transport horizontal

Dans toute étude de transport de polluants, l'advection horizontale est primordiale. En effet, la dispersion des polluants par le vent est importante. D'ailleurs c'est souvent en son absence que les pics de pollutions sont les plus élevés. Néanmoins il convient de distinguer le vent synoptique (résultant des conditions météorologiques de grande échelle), des circulations locales. En effet, la proximité de la mer et des montagnes dans la zone d'expérience permet à des brises de mer ou de pente de s'installer - ceci d'autant plus que le vent synoptique est faible.

Les brises de mer ou de pente ont la même origine : une différence de température entre la mer et la terre (cas de la brise de mer) ou entre les pentes « bien ensoleillées » donc mieux chauffées (surface quasiment perpendiculaire au rayonnement solaire donc plus de rayonnement reçu au m² que dans la plaine) et le fond de la vallée (cas d'une brise de pente). Ces deux écoulements sont schématisés sur la figure 1.8. L'air plus chaud au-dessus de la terre (respectivement au dessus des pentes) s'élève créant ainsi une dépression et donc une circulation de la mer vers la terre (ou du fond de la vallée vers le haut de la pente). Le courant de retour en altitude est dû au déficit de pression au-dessus de la mer ou du fond de la vallée. Cela entraîne des hauteurs de CLA plus importantes sur les pentes et encore moins importantes dans les vallées (subsidence). En revanche la nuit, la mer se refroidit beaucoup moins que la terre, on observe alors une brise de terre (respectivement un vent de pente vers le fond de vallée). Cependant ce phénomène de brise de terre est beaucoup moins marqué, les différences de température étant moins importantes.

Dans le cas de la brise de mer (partie gauche de la figure), la masse d'air marin stratifiée (la surface de la mer est plus froide que l'air) est advectée sur le continent plus rugueux et plus chaud. Une couche limite interne se développe sous l'effet de la turbulence dynamique et thermique induites. Elle se développe d'autant plus que la distance à la côte est importante, jusqu'à ce qu'elle ait atteint un équilibre thermique avec la surface : la stratification de la troposphère libre au-dessus du continent est alors dans la continuité de la stratification verticale de la basse troposphère marine.
Dans le cas des brises de pente, la CLA est déplacée en altitude, sans forcément s'épaissir (partie droite de la figure). Cependant, quand la variation de rugosité liée à la topographie est forte ou quand le gradient thermique est plus important, on peut observer un épaississement de la couche limite sur la montagne, comme on le verra dans le paragraphe suivant.

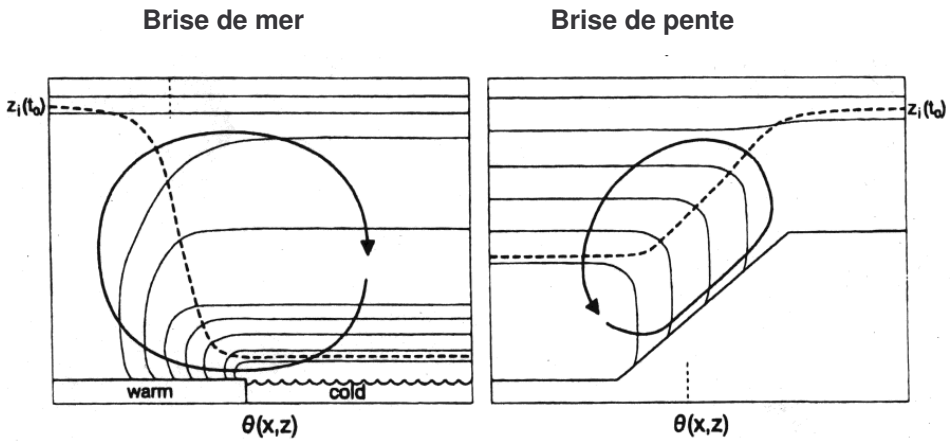

Figure 1.8 : Représentation schématique des écoulements de brise de mer (à gauche)et de pente (à droite) et des lignes d'iso-température potentielle (d'après Kossman et al (1998))

1.3 Impact sur les polluants

1.3.1 Développement de CLA en terrain inhomogène-dispersion des polluants

La CLA est principalement caractérisée par son développement et sa variation diurne, son inversion au sommet, la turbulence en son sein et le champ de vent dans les basses couches. Tous ces paramètres dépendent fortement des conditions au sol, notamment des flux de chaleur qui sont eux-mêmes liés à la couverture végétale du sol, à sa rugosité et à l'orographie.

En théorie, le taux d'accroissement de la CLA est approché par l'équation suivante (Stull, 1988 p 454) :

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = w_e + w_{zi}$$

où w_{zi} est la vitesse verticale moyenne due à la subsidence mésoéchelle et w_e la vitesse d'entraînement au sommet de la CLA. Sur un terrain homogène (Kossman et al., 1998), la vitesse d'entraînement, nous l'avons vu, dépend du gradient de température juste au-dessus de Zi et des flux de chaleur au sommet. Or en terrain inhomogène les flux varient d'une surface à l'autre. Shuttleworth (1988) estime que si la différence de terrain n'excède pas 10*10km², le développement de CLA ne sera globalement pas modifié. En revanche, en zone côtière ou lors d'une transition milieu rural / milieu urbain pour une mégapole, on observe une modification du développement de CLA du fait de la superficie importante des changements de terrain. D'autre part, il faut noter que ces inhomogénéités de flux de chaleur et/ou de rugosité peuvent également générer des subsidences/convergences qui

entraînent une contribution mésoéchelle donc agissant sur le terme w_{zi} comme Lenschow (1973) l'a montré pour un lac et Shreffler (1979) pour une ville. En terrain montagneux, le développement de CLA est perturbé de plusieurs façons. Tout d'abord, la différence d'exposition au soleil entraîne des différences de bilan en surface, donc de flux de chaleur et donc de développement de CLA. D'autre part, Kahlthoff et al. (1998), ont montré que le développement de CLA est influencé par l'orographie surtout en début de journée où Zi suit les variations de la montagne. Cette influence orographique est prédominante lorsque l'échelle caractéristique de la montagne est supérieure à l'épaisseur de la CLA. L'effet de brise de pente est également très important. Pendant la journée les vents de pente convergent au niveau des crêtes ce qui accentue encore le mouvement vertical au niveau des crêtes et le mouvement descendant compensateur au niveau des vallées (Whiteman, 1982) et entraîne des épaisseurs de CLA plus faibles dans ces vallées (Whiteman et McKee, 1982, Muëller et Whiteman 1988).

Ainsi, le développement de CLA est perturbé par la topographie du sol. Qu'en est-il alors de la dispersion des polluants ? Kalthoff et al. (1992) ont montré qu'en terrain montagneux la dispersion des gaz était caractérisée par un effet de canalisation dans les vallées et qu'on pouvait également observer une accumulation au fond des vallées où l'air est très stable (Allwine et Whiteman, 1988). D'autre part, Lenhing et al. (1998) ont montré que les échanges entre CLA et la troposphère libre au-dessus étaient très importants sur un terrain proche de la mer et montagneux, et ceci même par beau temps et donc sans l'effet d'évacuation par les nuages (cloud venting) (Cotton et al., 1995). Théoriquement, en conditions classiques et par forte inversion, les gaz émis à la surface sont bloqués dans la CLA. Si celle-ci est peu développée les concentrations seront, à émission constante, d'autant plus élevées. Cependant, si le développement est plus important, la pollution des couches supérieures peut être réintégrée dans la CLA (Singal et al , 1994) par le biais de la zone d'entraînement (cf. 1.2.1).

Nous venons de voir quels paramètres peuvent modifier le développement de CLA et donc la dispersion des polluants émis au sol. Je vais maintenant décrire quelques campagnes de mesure de même ampleur que la campagne ESCOMPTE qui ont permis de mettre en évidence des recirculations de polluants à plus grande échelle.

1.3.2 Ecoulements locaux, transport et recirculation de la pollution

Comme cela a été vu dans les paragraphes précédents, les écoulements locaux tels que brise de pente ou de mer ramènent du large, ou du fond des vallées sur les pentes, des couches stables contenant des polluants qui peuvent avoir été advectées sur de plus ou moins longues distances. On observe alors une « sur-pollution » locale (c'est-à-dire une augmentation de la pollution par retour de polluants de la zone d'émission, par exemple du fait de la brise) ou un apport de polluants transfrontaliers. Ceci a été vérifié dans plusieurs études résumées ci-après.

De nombreuses expériences de physico-chimie visant à étudier la pollution atmosphérique tel que MECAPIP, RECAPMA ou encore MEDCAPHOT-TRACE (ces expériences seront décrites dans le paragraphe suivant) ont effectivement montré que la pollution pouvait être amplifiée à cause de la remise en circulation de polluants qui ont été accumulés puis isolés et transportés sans diffusion, par l'intermédiaire de couches stratifiées qui se forment dans la basse troposphère.

Ces projets ont été réalisés en Espagne dans le but de comprendre les cycles de recirculation des polluants, le programme MECAPIP (Meso-meteorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula, 1988-1991) qui était restreint à la péninsule Ibérique, puis le projet RECAPMA (REgional Cycles of Air Pollution in the west central Mediteranean Area, 1990-1991) qui étendait les recherches de la côte atlantique au bassin méditerranéen. Enfin, la campagne SECAP (South European Cycles of Air Pollution , 1992-1995) qui englobait tout le bassin méditerranéen. Les projets MECAPIP et RECAPMA (Millan et al., 1997 et Gangoiti et al., 2001) ont montré que :

- pendant la journée la brise de mer se combine avec la brise de vallée pour ramener les polluants de la côte vers l'intérieur des terres jusqu'à 60-100 km.
- les polluants sont transportés verticalement par effet de pente et le courant de retour de la brise ramène les couches élevées sur la mer où le système est subsident (subsidence de compensation liée à la dépression centrée sur la péninsule ibérique) ce qui a pour effet de créer des couches réservoirs stratifiées de polluants âgés, superposées à 2-3 km d'altitude, le long de la côte au-dessus de la mer.
- ces couches jouent le rôle de réservoir et retiennent l'ozone d'un jour sur l'autre ou même sur les suivants. Le lendemain matin les couches les plus basses sont ramenées vers la terre par la brise de mer et les polluants âgés peuvent réagir avec les nouvelles émissions des côtes.
- les traceurs expérimentaux montrent que le temps de recirculation est de l'ordre de 2-3 jours.
- ces mécanismes entraînent la formation d'un réservoir photochimique qui opère le long de la côte presque tous les jours du printemps à l'automne.
- certains polluants vont assez profondément dans les terres pour être transportés verticalement par convection profonde sur les plateaux centraux de la péninsule ibérique, et atteignent ainsi la moyenne troposphère (3 à 5 km d'altitude).

Cette accumulation de polluants et notamment d'ozone lors d'épisodes de brise est due au faible dépôt de ce polluant sur la mer (Affre *et al*, 1999). Par conséquent, la masse d'air qui revient au-dessus de la ville, est déjà polluée. Lorsque la couche limite convective se développe, elle absorbe ces polluants, donnant ainsi une couche limite encore plus polluée. A la pollution du jour s'ajoute la pollution de la veille ou des jours précédents (Moussiopoulos, 1985 ; Lalas et al., 1987 ; Güsten et al., 1988 ; Pilinis et al., 1993).

Il est important de noter que ces couches stratifiées sont stables au-dessus de la mer et comme les températures potentielles de ces couches sont plus grandes que la température de surface de la mer, aucune subsidence compensatrice ne peut intervenir au-dessus de la mer. La stratification en est encore renforcée. Le transport se fera donc jusqu'à ce que ces couches rencontrent une forte activité convective sur un terrain chaud.

Cependant Klemm et al. (1998) et Svensonn (1998) restent dubitatifs sur le fait que ce sont les mêmes polluants qui, émis un jour, reviennent sur la zone le lendemain pour deux raisons : les concentrations des polluants provenant de la mer sont beaucoup moins importantes que celles de la cellule de brise qui passe sur la ville. Si les masses d'air des couches stratifiées ne communiquent pas entre elles à cause de la stabilité, elles se déplacent néanmoins horizontalement. Or le vent est plus fort au niveau où les masses d'air reviennent, si bien qu'elles ont tôt fait d'être emportées au large. Ainsi par exemple, quand les vents dans les basses couches de la troposphère (entre 1500-2000m) sont de l'ordre de 10 à 20 m/s et dans la direction nord-sud, les polluants peuvent traverser la Méditerranée en une nuit (Millan et al, 1997).

D'autres auteurs ont insisté sur l'interaction entre brise de mer, relief et pollution : Lalas et al. (1983) ont noté que la ville d'Athènes, qui souffre particulièrement de la pollution pendant les périodes de brise, connaît aussi une situation aggravée à cause du relief complexe qui l'entoure. Ceci a été confirmé par l'ensemble des mesures (et par les simulations) qui ont été réalisées au cours de l'expérience MEDCAPHOT-TRACE 1994 (Ziomas, 1998) pendant laquelle des moyens expérimentaux importants ont été réunis pour étudier la pollution estivale à Athènes. Les mesures aéroportées de Klemm et al. (1998) montrent que pendant un épisode de brise intense, la cellule de brise est soulevée car elle rencontre le vent de vallée (réchauffement lié aux pentes) et le vent synoptique, tous les deux de direction opposée à celle de la brise. Cette convergence soulève la cellule de brise, très polluée car elle est passée sur la ville, jusqu'à 2000m. Melas et al. *(2000)*, ont également montré que la brise pouvait entraîner un retard d'environ une heure sur le développement de la couche limite.

Une autre campagne de mesure importante qui a eu lieu outre-atlantique cette fois est la campagne NARE (North Atlantic Regional Experiment). Cette campagne de mesure a eu lieu en été 2003 et comprenait des mesures au sud de la Nouvelle Ecosse, dans le Maine et au-dessus de l'océan avec comme principal point de mesure Chebogue Point, située à l'extrémité de la péninsule de la nouvelle

écosse, proche de la mer. Les détails de cette expérience peuvent être trouvés dans Fehsenfeld et al. (1996). La météorologie de ce site côtier est très complexe. Un des phénomènes les plus importants observé et décrit par Angevine et al. (1996) est la présence quasi permanente d'une couche d'inversion très forte qui entraîne une stratification importante de la base troposphère et un jet de faible altitude. D'ailleurs, les mesures d'ozone les plus importantes ont été relevées par forte stabilité et également par vent de sud (correspondant à un vent de mer). Fast et Berkowitz (1996) ont utilisé les mesures de NARE pour les comparer à des sorties de modèle. Leur étude consistait à expliquer trois cas de forte pollution en étudiant notamment les rétrotrajectoires. Ils ont mis en évidence le fait que les processus complexes de la CLA associés aux conditions synoptiques verticales (tels que des fronts précédant un cyclone) pouvaient expliquer la plupart des cas de pollution à l'ozone. Suivant l'heure d'entrée dans la CLA d'un traceur, celui-ci peut être transporté plus ou moins loin. En effet, si une particule est émise en milieu de journée lorsque la CLA est fortement convective elle peut rapidement atteindre une altitude suffisamment importante pour être ensuite soulevée par des mouvements ascendants de mésoéchelle (passage d'un front par exemple) et ainsi être transportée sur de plus grande distance. En revanche, une particule émise dans une couche nocturne stable ne sera affectée par les processus convectifs que le lendemain, ou sera advectée sur la mer pour revenir rapidement près du sol et y être déposée. On n'observera alors pas de transport des côtes américaines jusqu'à la Nouvelle Ecosse (située à quelques 300km).

L'ensemble de ces études montre donc que le transport et la diffusion des polluants ne dépend pas uniquement des quantités émises en surface et des caractéristiques du vent moyen et de la couche limite. Des processus de méso-échelle interviennent aussi, ce qui complexifient les transferts. Des phénomènes de plus grande échelle encore peuvent être également mis en cause : par exemple, une étude de sensibilité, expérimentale (Ludwig et al., 1995) a été réalisée à partir d'un classement de cinq années de situations météorologiques observées dans la région de San-Francisco et la baie de Monterey, pour identifier les situations favorables au dépassement des normes de concentration d'ozone établies par les autorités. Dans cette étude, les auteurs ont montré qu'il existait un piégeage de l'ozone dans des couches stables juste au-dessous d'une inversion particulièrement subsidente. Ainsi, ce ne serait plus les conditions en surface qui définissent les conditions favorables à la pollution mais les concentrations des strates supérieures. Les critères prépondérants qui ont pu être définis sont notamment liés à la quantification de la stabilité et peuvent être le niveau de la base de l'inversion, son épaisseur et son intensité (gradient de température).

1.3.3 Transport transcontinental

Pour terminer ce chapitre je vais citer quelques résultats d'études décrivant le transport sur de plus longues distances. L'expérience TRACE-P (Jacob et al, 2003) qui a eu lieu en 2001 au-dessus du pacifique Nord-ouest, associée aux mesures du satellite MOPITT avait pour objectif de décrire le transport de grande échelle à partir des émissions de l'Asie. Ce transport est particulièrement important du fait de fortes convections ou/et des cyclones nombreux dans la région, entraînant rapidement l'air (et donc la pollution) dans la troposphère libre à de hautes altitudes. Cette pollution est ensuite transportée sur de longues distances par les vents synoptiques et peut se retrouver au milieu du pacifique.

Enfin, une étude récente (Auvray et Bey, 2005) de transport de grande échelle de l'ozone arrivant sur l'Europe a été effectuée à l'aide du modèle GEOS-CHEM pour quantifier l'apport transcontinental d'ozone de différentes régions du monde arrivant en Europe pour l'année 1997. Les auteurs estiment que l'apport nord-américain, pour cette année là, est de 10.9%, celui de l'Asie de 7.7% tandis que l'Europe elle-même ne contribuerait qu'à 9.7% du bilan européen annuel de l'ozone.

1.4 Conclusion

Ainsi, une zone inhomogène telle que la zone ESCOMPTE peut être sujette à de fortes concentrations en polluants dues au développement particulier de CLA et aux circulations locales combinées à de fortes zones d'émissions. Dans la suite du travail, je m'attacherais donc à étudier avec précision les caractéristiques des couches limites d'ESCOMPTE et leur évolution, les effets méso-échelle du type brise et vents locaux, les apports de pollution à l'échelle régionale. En revanche, le problème à l'échelle des transports de pollution continentaux ne sera pas traité. En résumé, voici quelques conditions (diurnes) pour lesquelles la dynamique peut aggraver ou diminuer les effets des émissions locales :

Aggravation : en général peu de transport horizontal (vent faible) associé à

- une couche limite peu développée car peu énergétique, ou forte inversion au sommet, comme dans le cas des couches de brise, près des côtes.
- une subsidence de méso-échelle liée à un courant de retour de la brise par exemple ou d'un vent de pente
- une subsidence d'échelle régionale liée à la circulation synoptique
- injection de la pollution de la troposphère libre (plus polluée) dans une couche limite qui se développe bien verticalement et qui est assez énergétique pour permettre les échanges par entraînement

Diminution : par vent fort ou dans le cas contraire

- forte turbulence liée à l'orographie (convergence) ou à un cisaillement de vent (au niveau du front de brise par exemple)
- fort développement de couche limite qui permet de diminuer les concentrations en polluants
- apport d'air de la troposphère libre moins pollué dans une couche limite qui se développe bien verticalement et qui est assez énergétique pour permettre les échanges par entraînement

CHAPITRE 2

CAMPAGNE DE MESURE ET OUTILS UTILISES

Sommaire

2.1 LA CAMPAGNE ESCOMPTE 22

2.1.1 PRESENTATION GENERALE 22
2.1.2 DONNEES UTILISEES 23
2.1.3 MODELE MESONH-C 31

2.2 DESCRIPTION DES PERIODES D'OBSERVATION INTENSIVE 2A ET 2B 33

2.2.1 CONDITIONS SYNOPTIQUES 33
2.2.2 CONDITIONS THERMODYNAMIQUES SUR LE DOMAINE ESCOMPTE 35
2.2.3 INFLUENCE DE LA BRISE ET DU MISTRAL SUR LES POLLUANTS 41

CONCLUSION 42

2.1 La campagne ESCOMPTE

2.1.1 Présentation générale

La campagne ESCOMPTE (Expérience sur Site pour Contraindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions), a eu lieu du 5 juin au 16 juillet 2001 (Cros et al, 2004). Elle a été mise en place, d'une part, pour constituer une base de données tridimensionnelle des émissions et des concentrations de polluants ainsi que des paramètres météorologiques, en vue de valider des modèles de pollution atmosphérique et d'autre part afin d'améliorer les connaissances des processus chimiques et physiques contribuant à l'augmentation de la pollution atmosphérique. Le programme ESCOMPTE contribuera à terme au développement d'outils permettant de mieux prévoir les épisodes de pollution, d'en réduire la gravité et d'évaluer l'efficacité des politiques de réduction des émissions polluantes.

Cette campagne de mesure avait pour site la région de Marseille qui inclut l'étang de Berre et la zone industrielle de Fos ainsi qu'une partie des vallées du Rhône et de la Durance. Elle comprenait une région urbaine avec un fort trafic autoroutier, un site industriel et une région rurale.

Les moyens de mesures à disposition comprenaient les systèmes opérationnels des stations de mesures déjà présentes sur le site (associations de surveillance de l'air : AIRMARAIX et AIRFOBEP) ainsi que des moyens mis en œuvre spécialement dans le cadre de la campagne. Ces moyens étaient nombreux : avions de recherche, radiosondages, ballons plafonnants, camions et bateaux instrumentés, instruments de télédétection (radars UHF-VHF, RASS, lidars, sodars), mesures de surface.

Pour éviter des mesures en continu trop coûteuses, des périodes d'observations spécifiques étaient choisies : les Périodes d'Observations Intensives (POI). Celles-ci devaient englober un épisode de pollution importante. Elles étaient déclenchées lorsqu'une situation météorologique et chimique particulière semblait annoncer un tel épisode (en général, existence d'un régime anticyclonique avec un régime de brise côtière). Hors POI, les moyens de mesures étaient restreints aux mesures de surface (c'est-à-dire les stations fixes, les stations en mer et les instruments de télédétection). Lors des POI, les mesures par ballons, par avions et les radiosondages étaient rajoutées.

Cinq POI ont été déclenchées lors de cette campagne :

- la **POI1** (du 14 au 15 juin 2001) qui correspondait à une journée test pour la mise en place des mesures, des écoulements de type brise + mistral faible, des conditions nuageuses avec des CLA peu épaisses et des niveaux de pollution faible.
- la **POI2a** (du 22 au 23 juin) avec des écoulements de type fin de mistral avec un vent de nord-ouest à ouest, un ciel dégagé, des températures élevées et des panaches sur la mer.
- la **POI2b** (du 24 au 26 juin) journées avec vent faible, brise de mer, fortes températures, fortes concentrations d'ozone.
- la **POI3** (du 2 au 4 juillet) , brise de mer avec flux synoptique de sud sud-ouest.
- la **POI4** (du 10 au 13 juillet), ciel dégagé et température élevées avec vent synoptique de ouest nord-ouest empêchant l'accumulation de polluant.

Plus de détails concernant ces POI et leurs caractéristiques peuvent être trouvés dans Cros et al. (2005).

2.1.2 Données utilisées

Parmi les nombreux moyens de mesures mis en place lors de la campagne, les données utilisées pour cette étude seront principalement tirées des mesures des avions, des radars UHF, des radiosondages et des lidars. La localisation des moyens de mesures ainsi que le plan de vol avion utilisé pour la description de la zone sont présentés sur la carte de la zone ESCOMPTE en figure 2.1.

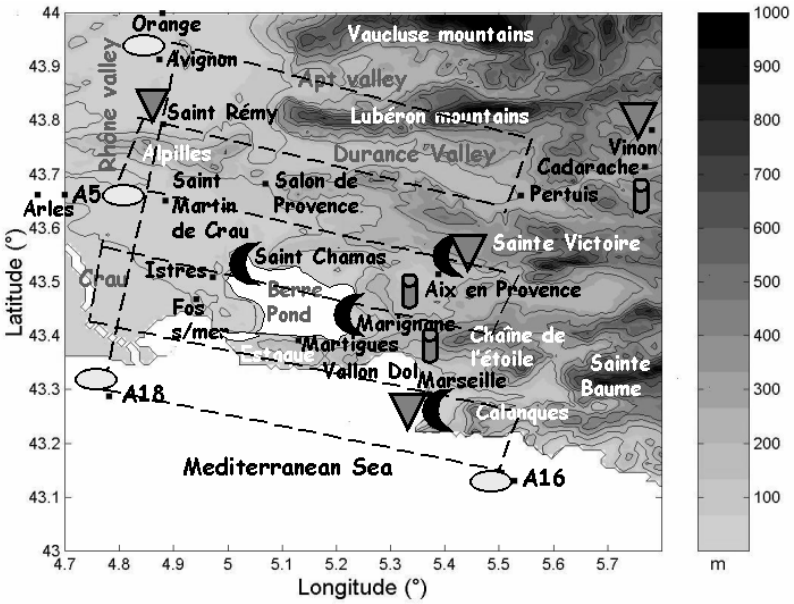

Figure 2.1 : Carte de la zone ESCOMPTE avec les différents sites de mesures et les paliers horizontaux des vols exploration des avions.
Les ellipses représentent les sites de sondages avion, les triangles ceux des radiosondages, les lunes ceux des radars UHF et les cylindres ceux des lidars. Les noms des villes, des montagnes et des vallées sont notés respectivement en noir, blanc et gris.

Les mesures avion

Lors de la campagne ESCOMPTE, vingt et un plans de vol différents ont été réalisés. La figure 2.2 représente la carte de tout le domaine ESCOMPTE en distinguant le petit domaine (A) et le grand domaine (B). Un résumé de ces plans de vol est présenté ci-dessous (pour plus de détails voir Cros et al., 2005).

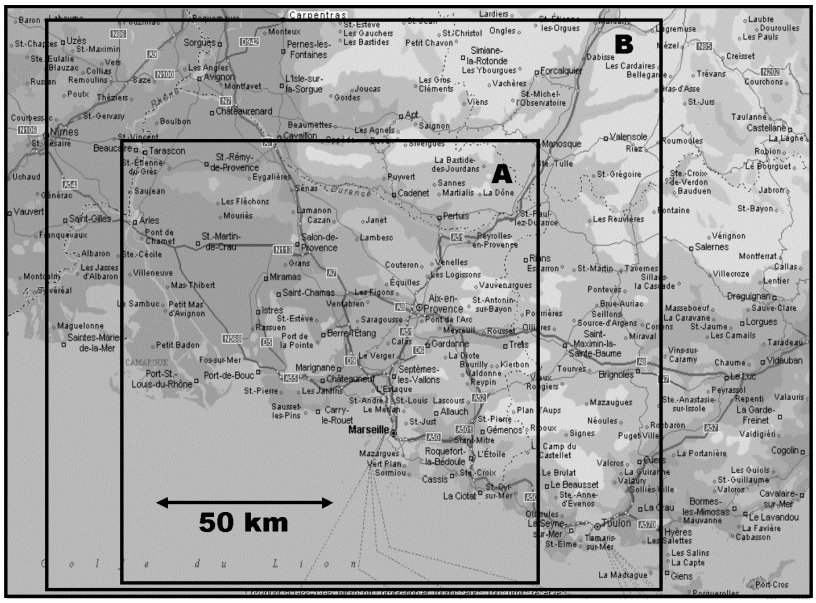

Figure 2.2 : Carte de toute la zone ESCOMPTE avec le petit domaine (A) et le grand domaine (B)

Exploration type A (ARAT, Dornier, Merlin) (explo A) : exploration du « petit domaine » ESCOMPTE (cf. Fig. 2.2) en réalisant des paliers à niveau constant, globalement parallèles à la côte, de 55km de long. Ce plan de vol comporte 5 variantes suivant que les paliers sont plus ou moins rapprochés et suivant que des sondages sur terre ou sur mer sont effectués. Pour la variante couche limite, le niveau est de 1300m au-dessus des montagnes au nord, 800m au-dessus de la 'plaine' et 100m au-dessus de la mer. La figure pouvait être décrite aussi au-dessus de la couche limite à 1300m ou 3000m.

Exploration type B (Merlin) (explo B) : exploration du « grand domaine » ESCOMPTE (domaine B, cf. Fig. 2.2) en réalisant des paliers, globalement parallèles à la côte, de 90km de long et à 1000m d'altitude.

Conditions aux limites (Aztec) (CL) : caractériser la masse d'air entrant dans le domaine ESCOMPTE en réalisant des paliers perpendiculaires à la direction du vent à 300, 800 et 2000m.

Champ radiatif (ULM) : exploration de la zone d'Avignon, (parfois Vinon), Aix, Salon, à l'aide d'explorations verticales et transects horizontaux ou obliques (0-3000m).

WIND exploration (Falcon): exploration du petit domaine à l'aide d'axes horizontaux parallèles à la côte à 3500m.

WIND transects (Falcon): figure à 3500m en forme de sablier permettant d'explorer l'écoulement du vent dans les vallées du Rhône et de la Durance, la brise de mer et de survoler Marseille.

Couche Limite Urbaine (Merlin) (CLU) : deux axes au-dessus de la ville de Marseille à 500, 800, 1100 et 3000 m avec un sondage en terre hors Marseille.

Infra-rouge thermique (Aztec) (IR) : description de 6 axes de 10 km, décrivant 6 radiales d'un cercle centré sur la ville de Marseille, à 1600 m.

Panache (Aztec) (Durance) : paliers dans la vallée de la Durance (entre Vinon et St Auban) à 1000, 1500 et 4000 m sol avec une exploration verticale du sol à 4000 m.

Brise de mer (Aztec et Merlin) (brise) : paliers sur un axe nord/sud passant par Orange, à 700, 1000, 1300 et 3000m avec deux explorations verticales 0-3000m en terre et en mer.

Emissions (ARAT) : cercle de 30 km de rayon centré sur Fos à trois niveaux différents.

Convection (Dornier) : deux vols différents (matin ou soir) avec description d'un champ horizontal (ou plusieurs champs superposés) sur une zone carrée encadrant la Ste Victoire avec explorations verticales et axes terre-mer, perpendiculaires à la côte.

Comparaison (par groupe de 2 : ARAT, Dornier, Merlin, Aztec) : sondage vertical, transects vent à cap contraire, deux axes de turbulence.

QCQA lidar (ARAT, Aztec) : exploration verticale au-dessus des lidars à Aix les Milles.

L'ensemble de ces vols et leurs caractéristiques ainsi que leurs jours et heures de vols sont résumés dans le tableau 2.1. Les vols du matin correspondent à un vol effectué entre 5h et 8hTU, ceux de midi entre 9hTU et 13hTU et ceux du soir après 13hTU. Dans cette étude, nous utiliserons essentiellement les vols d'exploration de la POI2, les vols de couche limite urbaine et les vols brise.

Période	date	Matin		Midi		Soir	
		nom de vol	plan de vol	nom de vol	plan de vol	nom de vol	plan de vol
lidar/avions	06 06			ARAT 33 MIV 12	0-FL100 0-FL100	AZ O6	0-FL100
	06 07			ULM		ULM	
hors POI	12 06					ULM	champ radiatif
	13 06					ULM	champ radiatif
	14 06			ULM	champ radiatif		
POI1 flux de sud qui se renforce	15 06	AZ 08 ARAT 34 MIV 13	CL L8-9-10 explo A3 explo B	AZ 09 ARAT35 MIV 14 ULM	CL L8-9-10 explo A2 explo A3 4000' champ radiatif	DOR 1	explo A5
Hors POI	17 06	DOR 2	convection A13	ULM	champ radiatif	DOR 3	convection A14
POI2a mistral jusqu'à 12m/s	22 06	AZ 10 MIV 15	CL L5-L6 explo A2'	AZ11 DOR 4	CL L1-L4 explo A2'	FAL ULM	transect champ radiatif
	23 06	AZ 12 ARAT 36	CL L5-L6 explo A2'	AZ 13 ARAT 38 MIV 16	CL L7-L8 explo A2' CLU	DOR 5	explo A2'
POI2b Mistral faiblit la brise de mer se transforme en composante ouest avec mistral dans basses couches	24 06	AZ 14 ARAT 39	CL L5-L6 explo A2'	AZ 15 ARAT 40 MIV 17 FAL ULM	CL L8-9-10 explo A5' explo A3' 4000' exploration champ radiatif	DOR 6	explo A5
flux d'ouest dans les basses couches NO au-dessus brume	25 06	AZ16 ARAT41	CL L8-9-10 explo A2'	ARAT 42	explo A5'	AZ 17 MIV 18 DOR 7 FAL ULM	Durance brise de mer explo A5 transect champ radiatif
flux de sud très brumeux	26 06	AZ 18 ARAT 43	CL L8-9-10 explo A2'	AZ 19 ARAT 45 MIV 19 FAL ULM	CL L8-9-10 explo A5' CLU exploration champ radiatif	DOR 8	explo A5
Hors POI Mistral fort, nuage	28 06 01 07			FAL	transect	DOR 9	explo A2'
POI3 flux de sud modéré	02 07			ARAT 45 MIV 20	explo A2' CLU	AZ 20 DOR 10	brise de mer explo A5
un peu nuageux	03 07	ARAT46	explo A2'	AZ 21 ARAT 47 MIV 21	CL L8-9-10 explo A5' explo A3' 4000'	AZ 22 DOR 11 FAL ULM	Durance explo A5 transect champ radiatif
flux de S-SE forcit (8-10m/s) devient convectif nuageux	04 07	AZ 23 ARAT48 MIV 22 DOR 12 ULM	CL L8-9-10 explo A3 inv explo A2' convection champ radiatif	ARAT49	explo A3 inv	AZ 24 MIV 23 DOR 13 FAL	Durance brise de mer convection exploration
POI CLU et ULM	05 07			MIV 24 ULM	CLU champ radiatif		
	07 07			MIV 25 ULM	CLU champ radiatif		
comparaison et ULM	07 07			AZ 25 DOR 14		ARAT 50 DOR 15	
	08 07			ULM	champ radiatif	ARAT 51 MIV 26 ULM	champ radiatif
POI 4	10 07			ARAT 52 MIV 27 ULM	émissions CLU écourté champ radiatif		
flux de NO moyen à fort	11 07	ULM	champ radiatif	ARAT 53 MIV 28 ULM	explo A4' explo A3' champ radiatif	ARAT 54	explo A4'
	12 07	MIV 29 ULM	explo A3' champ radiatif	ARAT 55	explo A4'		
ouest moyen	13 07	MIV 30	explo A1	ARAT 56	explo A3' 3000'	ARAT 57	explo A3'

Tableau 2.1: Récapitulatif de tous les vols ayant eu lieu lors de la campagne de mesure ESCOMPTE avec leurs principales caractéristiques

Lors des POI2a et b, trois vols exploration quotidiens avaient lieu. Ces vols consistaient en une exploration à 800m du petit domaine ESCOMPTE (A) suivant 4 ou 5 paliers horizontaux et parallèles est-ouest avec un sondage en début et/ou en fin de vol (cf. Fig. 2.1).
Le Fokker 27 ARAT de l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) volait à 5h et 11h tandis que le Dornier 128 de l'Institut für Meteorologie and Klimaforshung (IMK) volait à 14h. Pour le 22 juin, l'ARAT n'étant pas disponible, le Merlin 4 de Météo France a effectué le vol du matin et le Dornier celui de midi. Aucun vol n'a eu lieu l'après-midi ce jour là. Les trois avions mesuraient les paramètres de météorologie classiques, les flux radiatifs, les concentrations des polluants (tel que O3, CO, NOx) à une fréquence de 1Hz. Des mesures de turbulence étaient également effectuées à 25Hz pour le Dornier et le Merlin et à 16Hz pour l'ARAT. Des détails supplémentaires sur les instruments de mesure utilisés sur chaque avion peuvent être trouvés dans Saïd et al. (2005).

Les plans de vol type 'exploration A' ont été utilisés pour obtenir les champs horizontaux des différents paramètres. Pour cela, la méthode d'interpolation utilisant le krigeage à variogramme a été retenue. Cette méthode consiste en un calcul de variogramme de manière à exprimer la variation spatiale entre les mesures. L'avantage de cette technique est qu'elle permet de caractériser la continuité spatiale des paramètres, en prenant en compte les hétérogénéités. Contrairement à une interpolation classique, le calcul est ajusté pour chaque champ. Des informations complémentaires et les détails peuvent être trouvés dans Brut et al. (2005). La figure 2.3 présente un exemple de krigeage pour le champ de température potentielle mesuré à 800m le 26 juin à 11h UTC. Elle montre les valeurs de température potentielle interpolées le long de la trajectoire, le variogramme des mesures avec l'ajustement du modèle mathématique, le champ krigé et l'erreur commise. Dans ce cas précis le modèle a été appliqué avec un rayon de recherche de 12 km, ce qui revient à filtrer les informations d'échelle caractéristique supérieure à cette longueur d'onde. Ce filtrage permet cependant d'englober les variations entre deux paliers, qui sont typiquement espacés de 10 km. L'erreur est, comme prévue, minimale le long des axes. Elle n'excède jamais 10% de la valeur du paramètre sur l'ensemble du champ.

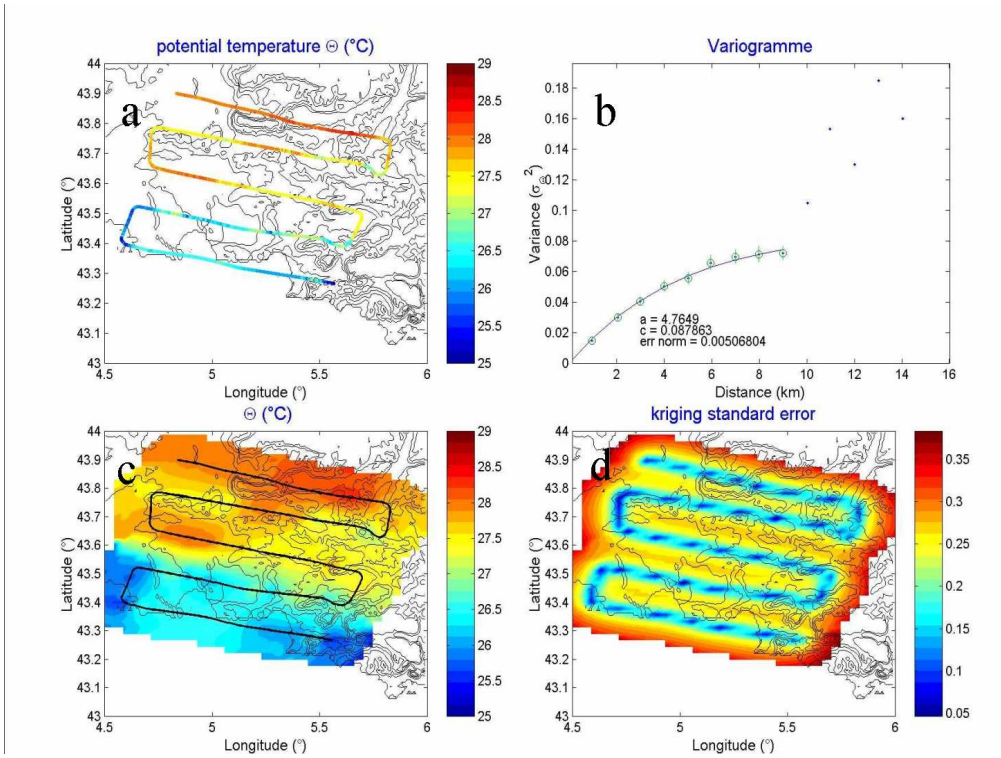

Figure 2.3 : Exemple de calcul d'interpolation à partir de la méthode de kriegage Température potentielle (a) le long des paliers du vol ARAT42 du 25 juin Variogramme (b), champ kriggé (c) et estimation de l'erreur(d).

<u>Calcul du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente à partir de données aéroportées</u>

Les vols effectués sur la zone ne pouvant être réalisés en dessous de 800m du fait de la topographie particulièrement accidentée du site, les avions n'étaient pas toujours dans la CLA (notamment dans la partie occidentale du domaine). Or les paramètres d'humidité et de température ne permettent pas toujours de déterminer la limite entre CLA et troposphère libre. Il nous fallait donc utiliser un paramètre de turbulence tel que le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε sachant qu'il est très fort dans la CLA et quasi nul hors CLA. Ce taux de dissipation est d'ordinaire calculé, comme tous les flux turbulents, sur des paliers horizontaux et stabilisés assez longs pour inclure plusieurs longueurs d'onde caractéristiques de turbulence (typiquement de l'ordre de la centaine de kilomètre, (Lenschow, 1986). Dans le cas d'ESCOMPTE, la longueur minimum d'intégration n'a pas pu être obtenue du fait de nombreuses hétérogénéités liées à l'orographie. Cependant, puisque ε est caractéristique de la partie haute fréquence du spectre, il peut être défini sur une plus petite distance. Pour obtenir une estimation locale de ε, on effectue le calcul suivant :

Le spectre d'énergie de la vitesse verticale $E_w(n)$ à la fréquence n est lié à ε par la formule :

$$\varepsilon^{2/3} = \frac{4}{3}\beta\left(\frac{2\pi}{Vp}\right)^{2/3} E_w(n)n^{5/3} \qquad \text{Equation (1)}$$

où Vp est la vitesse propre de l'avion et β la constante de Kolmogorov égale à 0,52.

En général, ε est calculé le long d'un palier après intégration de l'équation (1) dans le domaine inertiel du spectre de la vitesse verticale (typiquement de 1Hz à la fréquence de Nyquist). Pour obtenir des valeurs locales d'ε, le premier stade a été de calibrer l'énergie dans une étroite bande de haute fréquence : pour cela, une relation a été cherchée entre l'énergie $E_w(n_o)$ calculée à partir de l'équation (1) à une fréquence donnée n_o et $E_w[n_o]$ calculée à partir de $\overline{w'^2}$ dans une bande passante étroite centrée autour de n_o . La seconde étape est de diviser la fonction filtrée en courts intervalles et calculer à nouveau l'énergie le long de cet échantillon à partir de $\overline{w'^2}$. Ainsi, $E_w(n_o)$ dans l'équation (1) peut être remplacé par $a.E_w[n_o]$ calculé sur des intervalles courts ce qui nous donne des valeurs locales d'ε.

On a choisi la valeur de 3Hz pour n_o et trouvé un coefficient de calibration a de 0,43 en utilisant les mesures de turbulence effectuées lors de la campagne TRAC98 (Bernard-Trottolo et al, 2004). Cette base de données est plus pertinente que celle d'ESCOMPTE pour la calibration dans la mesure où la zone ESCOMPTE est trop hétérogène pour calculer une valeur d'ε à l'échelle régionale. L'utilisation d'un tel coefficient de calibration est basée sur l'idée que dans la partie inertielle du spectre de la vitesse verticale, l'énergie n'est pas perturbée par l'apport d'énergie à moyenne et basse fréquence fréquence, induite par les hétérogénéités. Une valeur à 3km a été utilisée comme longueur moyenne de $\overline{w'^2}$ pour obtenir une résolution similaire à celle du modèle. On a vérifié au départ que sur les fonctions utilisées pour la calibration, le résultat ne dépendait pas de la longueur de l'échantillon.

Une valeur à 3km a été utilisée comme longueur moyenne de $\overline{w'^2}$ pour obtenir une résolution similaire à celle du modèle.

Pour illustrer les résultats obtenus sur la zone ESCOMPTE, la figure 2.4 ci-après représente le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente obtenue lors d'un vol de l'ARAT à 800m interpolé par la même méthode de krigeage que pour les autres paramètres. Sur ce champ, la ligne noire permet de délimiter deux zones, hors et dans la CLA. Par la suite, les délimitations effectuées à l'aide des champs d'ε seront superposées sur tous les champs avion présentés de manière à bien distinguer les conditions hors ou dans la CLA.

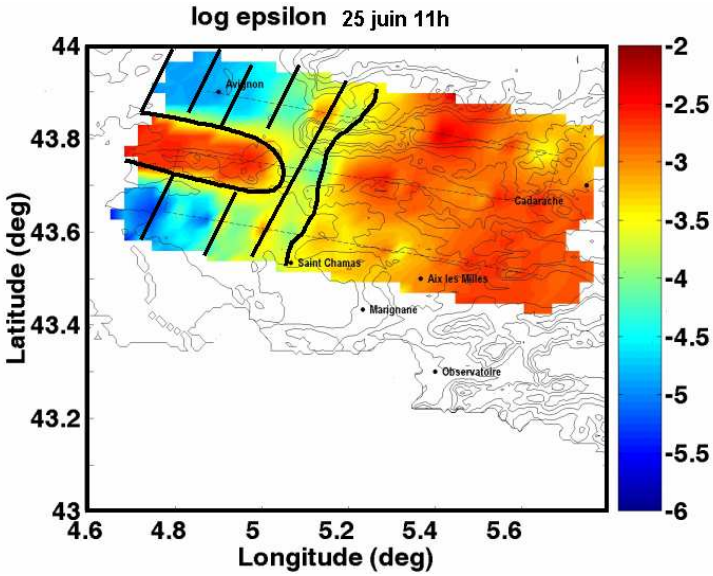

Figure 2.4: Taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε à 800m le 25 juin à 11hTU. La zone hachurée correspond à la troposphère libre, le reste étant dans la CLA.

Les radars UHF

Le réseau de profileur de vent comprenait les quatre radars Ultra Haute Fréquence (UHF) situés à Saint-Chamas, Marignane, Aix-les-Milles et Marseille (Fig. 2.1). Ces profileurs ont les mêmes caractéristiques techniques : une puissance de 4kW, un signal transmis de 1280 MHz et une largeur de pulsation de 150m. Excepté pour le profileur d'Aix-les-Milles, à trois faisceaux, les profileurs utilisaient 5 faisceaux : un vertical et les quatre autres disposés tous les 90° en azimut avec un angle d'élévation de 77°. Les profileurs de vent donnent, toutes les cinq minutes un profil vertical des trois composantes du vent, de la réflectivité et du signal Doppler de 75m à 2 ou 3km suivant les conditions météorologiques. Le traitement des données, les techniques radar et la diffusion du signal sont plus détaillés dans Jacoby-Koaly et al. (2002) et Puygrenier et al. (2005). En plus des mesures classiques de cet instrument, le coefficient de dissipation de l'énergie cinétique turbulente peut être déduit de la largeur spectrale du signal Doppler et la réflectivité est proportionnelle au coefficient de structure Cn^2 qui permet de suivre l'évolution du développement de CLA sur une journée avec une erreur sur Zi de la moitié de la résolution radar (75m) (Angevine et al., 1994 ; Heo et al., 2003).

Les radars profileurs ont marché en continu pendant toute la durée de l'expérience. Les données ont permis d'obtenir des coupes hauteur-temps du vecteur vent, de la réflectivité, du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, ainsi que de la vitesse verticale. Tous ces paramètres seront utilisés dans cette étude.

Les radiosondages

De nombreux radiosondages ont été effectués lors de la campagne sur différents sites (Aix-les-Milles, Marseille, Vinon et Saint-Rémy, (Fig. 2.1). Les sondes accrochées aux ballons mesuraient la température et l'humidité (parfois les concentrations d'ozone) ainsi que la vitesse et la force du vent du sol à plus de 20km. Sur Vinon (à l'entrée de la Durance à l'est du domaine) et Saint-Rémy (près de la chaîne des Alpilles) les ballons étaient mis en oeuvre par l'IMK et lâchés toutes les 3h de 6hTU à 18hTU. A Aix-les-Milles (au nord de Marseille), deux radiosondages avaient lieu par jour à 7h et à 12h. Enfin, dans le cadre du programme de Couche Limite Urbaine (CLU, Mestayer et al., 2005), associé à la campagne, des radiosondages étaient effectués occasionnellement au-dessus de Marseille.

Les lidars

Autre instrument de mesures présent sur le site et utilisé dans cette étude, le lidar rentre dans la catégorie des instruments permettant des mesures en continu. Il permet de mesurer à distance les concentrations de différents polluants présents dans l'atmosphère. Les données des lidars de Cadarache (INERIS), de Vallon Dol (INERIS-ULCO) et d'Aix-les-Milles (ALTO-SA) seront utilisées (Fig. 2.1). Sur Vallon Dol et Cadarache, les lidars utilisés étaient des lidars UV-angulaire Elight510m qui permettaient des mesures d'ozone et d'extinction atmosphérique sur un demi-cercle de 1500m centré sur Vallon Dol ou Cadarache, un scan se déroulant en 30 minutes avec une résolution de 100m. Des précisions sur ces lidars peuvent être trouvées dans Delbarre et al. (2005). Au Vallon Dol, le lidar était opérationnel de 4h à 21h lors de la POI2, 24h/24 lors des POI3 et 4 tandis qu'à Cadarache, il était opérationnel du 14 juin au 6 juillet 24h/24 (pour être ensuite déplacé sur Marseille et effectuer des mesures 24h/24 également).

Le lidar Alto situé à Aix-les-Milles mesurait le profil vertical de l'ozone et le coefficient de rétrodiffusion par les aérosols à 316nm entre 400 et 3000m avec une résolution temporelle de 5 minutes et une résolution verticale de l'ordre de 300m (détails sur cet instrument dans Ancellet et al., 1998). Le lidar ALTO a effectué des mesures en continu de 4-6h à 20-23h pendant les 5 POI.

2.1.3 Modèle MESONH-C

Malgré le nombre important de moyens de mesures, ceux-ci ne permettent pas d'avoir une résolution spatiale et temporelle aussi importante que ce que permet la modélisation. C'est pourquoi j'ai utilisé, pour approfondir mon étude, les sorties de la simulation MesoNH-C de la POI2 de F. Cousin. Le modèle utilisé pour cette simulation est le modèle non-hydrostatique MESONH développé conjointement par le LA et le CNRM (Lafore et al., 1998) couplé en ligne au module de chimie RELACs (Crassier et al, 2001). Un module d'analyses lagrangiennes a également été introduit (Gheusi et Stein, 2002) permettant d'identifier et de suivre les masses d'air (rétrotrajectoires). Les

simulations ont été effectuées pour deux domaines imbriqués (Fig. 2.5): un grand domaine de 80*80 points de grilles (entre 40.8 et 47°N et 1.06 et 10.02°E) de résolution de 9km et un petit domaine centré sur Marseille de 3 km de résolution avec 60*60 points de grilles (entre 42.7 et 44.3 °N et 4.20°E et 6.37°E). L'imbrication bilatérale (two-way nesting) permet un échange d'information entre ces deux domaines. La résolution verticale est de 54 niveaux dont une quarantaine dans la CLA ce qui donne une résolution de 10m près du sol pour atteindre 1500m à 14km. Le cadastre d'émission GENEMIS de résolution 9km a finalement été retenu. Les détails de ces simulations peuvent être trouvés dans Cousin (thèse de Doctorat, 2004) et Cousin et al. (2005).

Ce travail de thèse ne visant pas à qualifier le modèle MesoNH-C, aucune comparaison systématique entre résultats du modèle et résultats expérimentaux ne sera présentée. Cette qualification a été effectuée par le groupe chargé de l'exercice de modélisation, qui a comparé 11 modèles de physico-chimie et a montré que MesoNH-C, comme les autres modèles, se plaçait dans la moyenne des résultats tant du point de vue de la dynamique (Arteta et al., 2005) que de la chimie (Dufour et al., 2005). Aucune tendance systématique ne s'est dégagée : un modèle est parfois meilleur qu'un autre dans certaines situations, moins bonnes dans d'autres mais il n'y a pas de tendance connue à surestimer ou sous estimer tel ou tel paramètre (sauf pour le modèle MOCAGE qui a tendance à surestimer la température de la surface de la mer), aussi les auteurs précédents conseillent-ils de comparer les résultats cas par cas. Pour les résultats de la POI2 que nous avons utilisés, nous nous sommes assurés que les champs horizontaux de dynamique, thermodynamique et chimie étaient cohérents avec les champs des données aéroportées.

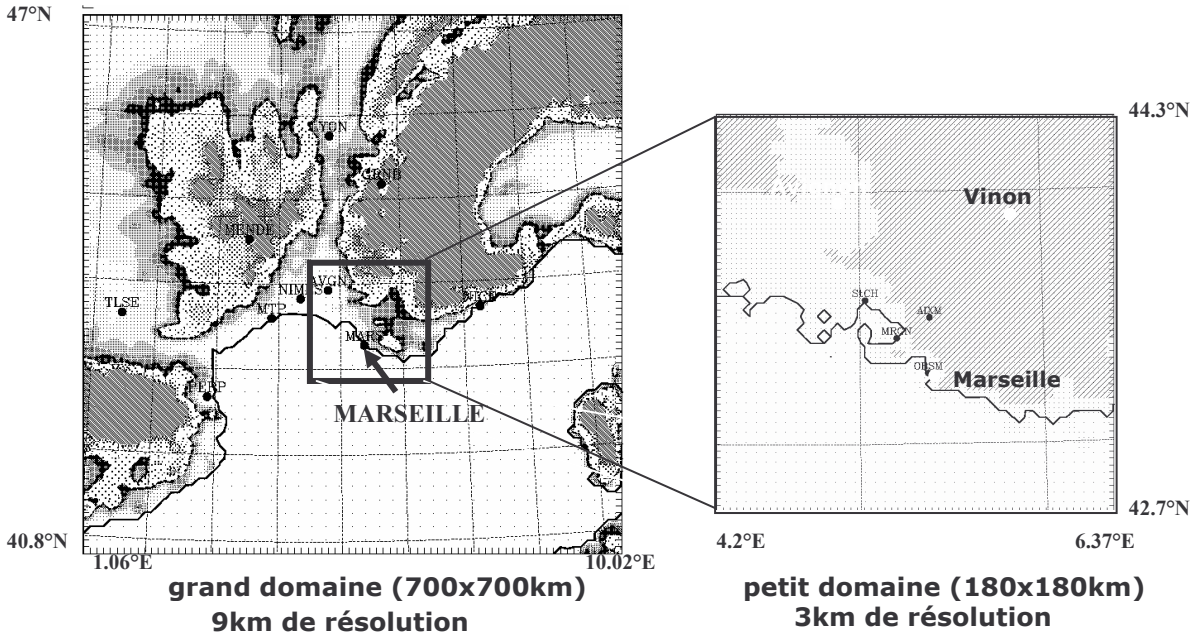

Figure 2.5: Les deux domaines de la modélisation MesoNH-C

2.2 Description des Périodes d'Observation Intensive 2a et 2b

La POI2 de la campagne de mesure ESCOMPTE a eu lieu du 22 au 26 juin. Elle a finalement été divisée en deux parties distinctes POI2a et POI2b du fait de son changement important de conditions synoptiques entre les deux périodes. Lors de la POI2a on avait une fin de Mistral avec un vent modéré de nord-ouest à ouest avec un ciel clair. La POI2b, quant à elle, était caractérisée par des conditions anticycloniques importantes avec des vents faibles (permettant à la brise de mer de pénétrer dans les terres) et des températures élevées.

2.2.1 Conditions synoptiques

Cette étude est réalisée grâce à l'analyse de grande échelle des cinq journées de la POI2. Cela permet de suivre l'évolution photochimique d'une situation de fin de Mistral (POI2a) à une situation anticyclonique (POI2b) où s'installent des conditions encore plus favorables à la pollution. Une description complémentaire de ces POI peut également être trouvée dans Guénard et al. (2004) pour la POI 2a, Cousin et al. (2005) et Puygrenier et al. (2005) pour la POI2b, enfin Bastin et al. (2005) pour l'ensemble. Pour cette étude les champs de vent obtenus avec le modèle Mesonh sur le grand domaine seront également utilisées, afin de situer les conditions dynamiques rencontrées sur la zone ESCOMPTE dans la situation générale. Ces champs sont regroupés en annexe A.

POI2a

Le 22 juin, on observe un rapide flux de Nord-Ouest en altitude qui s'étend des îles Britanniques au Sud de l'Italie à l'avant d'une dorsale au-dessus de l'axe Gibraltar-Irlande. En surface, on a un marais barométrique avec un champ de pression de 1012hPa sur la région d'ESCOMPTE. Le ciel est dégagé, avec des températures de 20 à 23°C le matin qui atteignent 31 à 33°C en milieu de journée. Le vent est variable et faible de secteur nord-est le matin. Des brises thermiques apparaissent sur le littoral vers 13h alors que dans les terres le flux est orienté au nord-ouest. Par composition avec la brise, il tourne à l'ouest.
Les champs de vent issus des simulations MESONH sur le grand domaine (annexe A, Fig. A.1) montrent bien la différence importante entre les conditions au sol et les conditions en altitude (ici à 800m). On observe un vent fort de nord dans la vallée du Rhône qui tourne au nord-ouest au niveau de la zone ESCOMPTE toute la journée. Au sol le vent est faible. On observe toutefois l'apparition de la brise de mer d'ouest sur Marseille à partir de 12hTU qui tourne au sud-ouest à 14hTU.

La journée du 23 juin 2001 est caractérisée par un beau temps anticyclonique, ensoleillé avec un flux d'ouest-nord-ouest en altitude avec passage d'un petit thalweg. Les températures minimales sont de l'ordre de 20°C sur la majeure partie de la région, à l'exception de la région aixoise où elles se situent autour de 15°C. En journée, elles atteignent 30 à 32°C. Pour ce qui est du vent, on a dans les basses couches, une fin de Mistral avec installation d'une brise de mer. A partir de 16h la brise gagne la majeure partie du littoral (dans les très basses couches uniquement).

Sur les champs MESONH de la figure A.2, on observe la même différence sol-altitude. On a encore un flux de nord, nord-ouest fort en altitude, tandis qu'au sol le vent est très faible. Le résidu de Mistral dans les basses couches empêche la brise de s'installer jusqu'à 14hTU, heure à laquelle une brise de sud-ouest est visible sur Marseille.

POI2b :

Le 24, on observe en altitude une dorsale axée Maroc-Belgique, avec un flux modéré de secteur nord-ouest sur les régions méditerranéennes. Au sol, on a des conditions anticycloniques avec un champ de pression à 1020hPa et un beau temps ensoleillé dès le matin avec des températures de l'ordre de 18°C sur l'ouest du département et sur le littoral, et de 15 à 16°C sur l'est. Elles s'élèvent rapidement pour atteindre 28 à 29°C en dépassant les 30°C sur certaines zones de l'intérieur. Entre 500m et 1500m un petit flux de nord-ouest (5-8m/s) persiste, puis il faiblit et passe à l'ouest nord-ouest. La brise de terre est établie au petit matin dans les basses couches. Vers 9h00 la brise de mer débute sur le littoral, puis s'étend rapidement dans l'intérieur, direction dominante sud-ouest, 5m/s. A noter, la persistance d'un courant d'est sur la région aixoise. Vers 18h, la brise s'estompe et vers 23h une faible brise de terre s'installe.

Les champs Mesonh du 24 juin de la figure A.3 confirment la diminution du Mistral. Les vents sont beaucoup plus faibles, même en altitude, dès le matin. En revanche, la brise de mer qui est visible dès 12hTU est beaucoup plus importante que la veille. Elle est de direction sud-sud-est en surface. Par contre son extension verticale n'est pas suffisante pour qu'elle soit visible à 800m, même à 14hTU. La circulation d'ouest puis sud-ouest qui apparaît à 800m sur le domaine ESCOMPTE résulte de l'anticyclone qui règne sur le Golfe du Lion.

Le 25 juin, en altitude, la dorsale persiste avec un peu d'humidité. En surface, on a une cellule anticyclonique sur la mer du nord qui se prolonge vers le bassin méditerranéen. Ceci implique un régime de vent faible ou temporairement modéré qui est régi par les brises. Le ciel est peu nuageux (altocumulus) et les températures passent de 16-19°C le matin à 31-34°C l'après-midi dans les terres (26-28°C sur le littoral). Le vent est variable et faible de secteur nord le matin et s'oriente au secteur sud par effet de brise dès 7h sur le littoral. A 12h, les brises de mer ont gagné l'intérieur à l'exception de la région située entre Marseille et Aix. A 15h, le flux de sud s'est étendu en toute zone. Vers 19h, le flux s'affaiblit et devient variable. A 23h, on repasse en secteur nord.

D'après les champs du modèle, la composante sud-ouest qui apparaît sur l'ensemble des champs, en surface comme en altitude et à toute heure de la journée est visiblement synoptique, mais le flux est faible. Ce flux se superpose à la brise à partir de 12hTU.

Le 26 juin, une dorsale mobile axée Maghreb-Danemark se décale vers l'est. Cela induit une orientation progressive du flux d'altitude vers le sud-ouest sur la zone ESCOMPTE. Au sol on a un faible gradient de pression générant un régime de brises. On observe quelques bancs d'altocumulus, plus rares en milieu de journée (axe de la dorsale), puis de nouveau en fin d'après-midi (face ouest de

la dorsale). De 16 à 18°C le matin, les températures atteignent 28 à 30°C sur le littoral et 31 à 34°C dans l'intérieur. Le vent d'est à sud-est, inférieur à 5m/s le matin laisse progressivement place aux brises de secteur sud l'après-midi, surtout marquées sur la frange littorale et l'étang de Berre. La brise est de sud dans l'ouest de la zone (vallée du Rhône), sud-ouest plus à l'est.
Le vent synoptique de sud est bien marqué en altitude, moins au sol. Les champs du modèle de la figure A.5, montrent des vents faibles au sol sur Marseille en début de journée, la brise intensifie les flux vers 12hTU. On observe une brise de sud-ouest sur Marseille à 14hTU. En altitude, le vent est de sud et assez fort dans la plaine de la Crau, il l'est beaucoup moins au centre de la zone ESCOMPTE.

Cette analyse des conditions synoptiques sur un large domaine à partir des données météo et de la simulation MesoNh montre bien que les conditions au sol ne sont pas les mêmes qu'à 800m. On se trouve ici, avec ces cinq jours, dans des conditions typiques d'évolution de la pollution que subit la région, avec des écoulements qui ont tendance à évacuer l'air pollué, vers une situation qui accumule la pollution, du fait de la faiblesse des écoulements. La difficulté va être d'essayer de comprendre comment vont se faire les transferts, dans cette situation où la colonne atmosphérique n'est pas homogène.

2.2.2 Conditions thermodynamiques sur le domaine ESCOMPTE

La figure 2.6 représente un exemple de champs dynamiques et thermodynamiques (module et vecteur vent horizontal, température potentielle, rapport de mélange de la vapeur) obtenus pour l'un des vols. Ce type de représentation a été effectué systématiquement pour les 14 vols de la POI2. Comme il est impossible de tous les représenter ici, leurs caractéristiques principales ont été extraites sous forme de schémas récapitulatifs (Fig. 2.7a à 2.7e). On obtient ainsi un scénario raccourci de l'évolution des champs à 800m, à trois heures de la journée différentes : 5hTU, 11hTU et 14hTU, entre le 22 et le 26 juin. Les caractéristiques moyennes principales sont représentées, ainsi que les gradients. Les zones grisées correspondent aux parties de vol effectuées au-dessus de la couche limite. Ces délimitations ont été faites à l'aide des champs du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente, comme cela est expliqué dans le paragraphe 2.1.2 (cf Fig. 2.4)
Par rapport à la présentation du paragraphe précédent, cette étude est restreinte à la région encadrée des figures A à 800m, et concerne les données aéroportées.

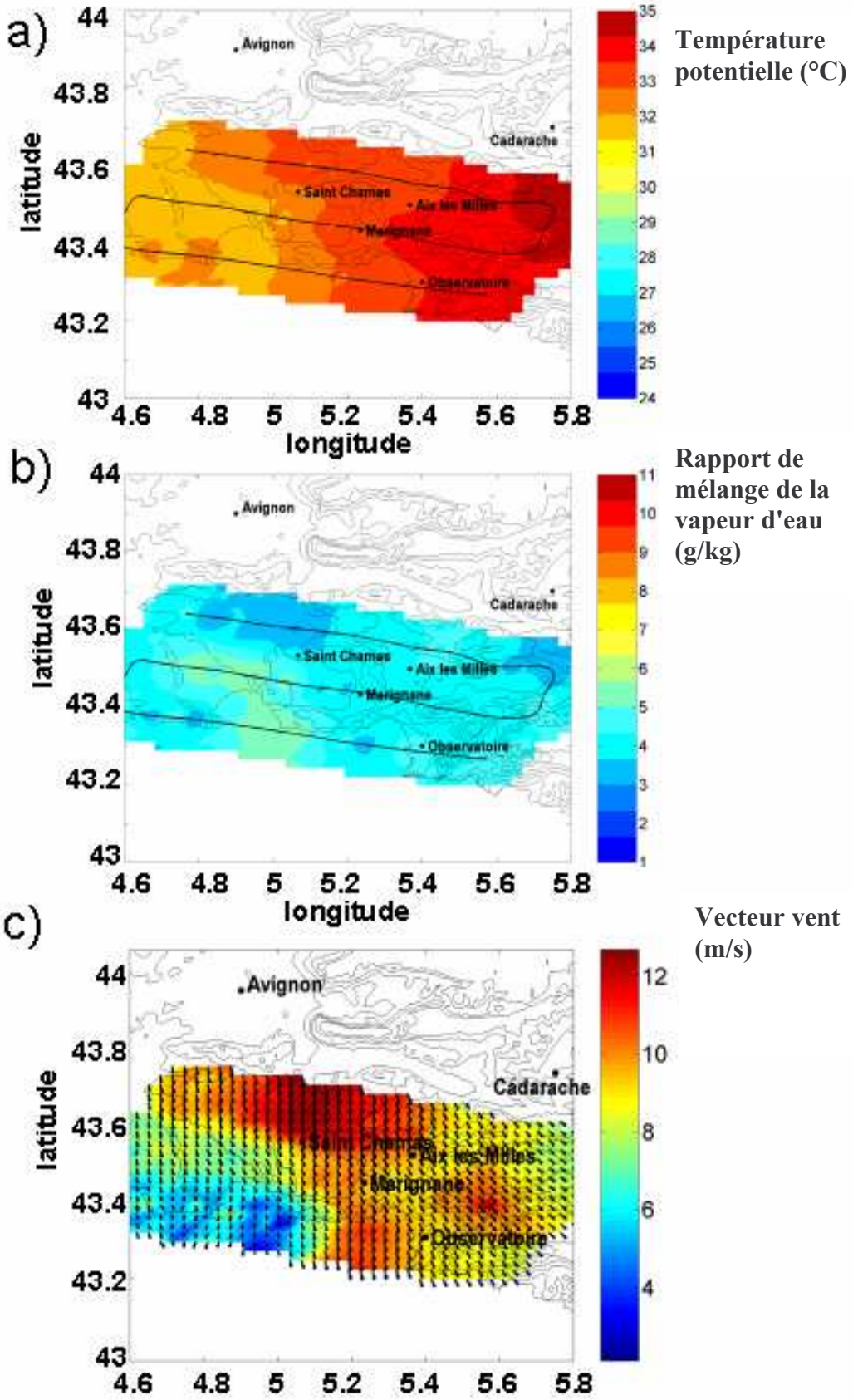

Figure 2.6: Exemple de champs kriggés effectué à partir des mesures avions température potentielle (haut), rapport de mélange de la vapeur d'eau (milieu) et vent (bas)

POI2a :

Le vent est fort et de tendance nord-ouest (Mistral) en première période, avec des valeurs maximales dans toute la zone centrale (10 à 14 m/s). Il est plus faible au-dessus des montagnes à l'est (6-8m/s) et commence à faiblir vers 14h le 23 où le flux le plus important n'est plus que de 7-8m/s du Luberon jusqu'à Marseille. Il est plus faible sur la Crau (3-6m/s) et au-dessus des montagnes à l'est (4-5m/s). La brise de mer que l'on voit apparaître sur l'UHF de Marseille à partir de 11h (on le verra au chapitre 3) et sur le modèle à 14h (Fig. A.2) n'est pas visible au niveau de vol de l'avion à 800 m. Comme le Mistral entraîne de l'air sec et froid, on observe des températures potentielles plus faibles le matin du premier jour (25 à 29°C) et l'on note une augmentation importante entre les deux jours : 5.5°C pour le minimum et 4°C pour le maximum. Trois champs sur cinq indiquent un gradient positif de la température de l'ouest vers l'est. L'air est plutôt sec à très sec pendant les deux journées (1 à 7 g/kg), sans tendance particulière.

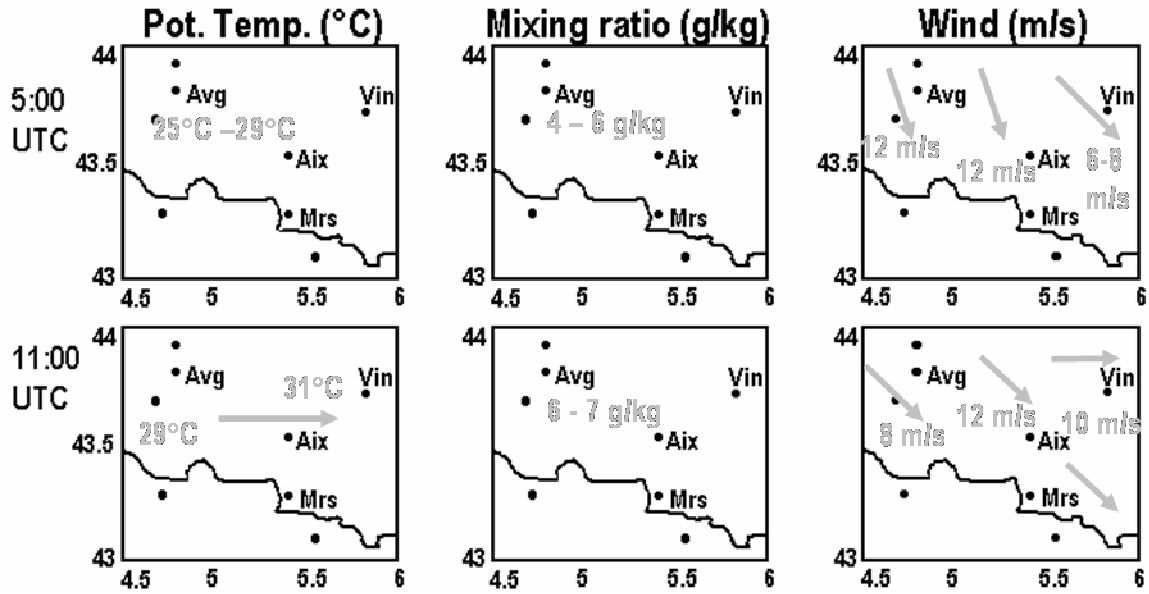

Figure 2.7a : paramètres thermodynamiques au-dessus de la zone ESCOMPTE du 22 juin à 5h et 11hTU issus des mesures avion à 800m.Les flèches indiquent soit le vecteur vent soit un gradient de température

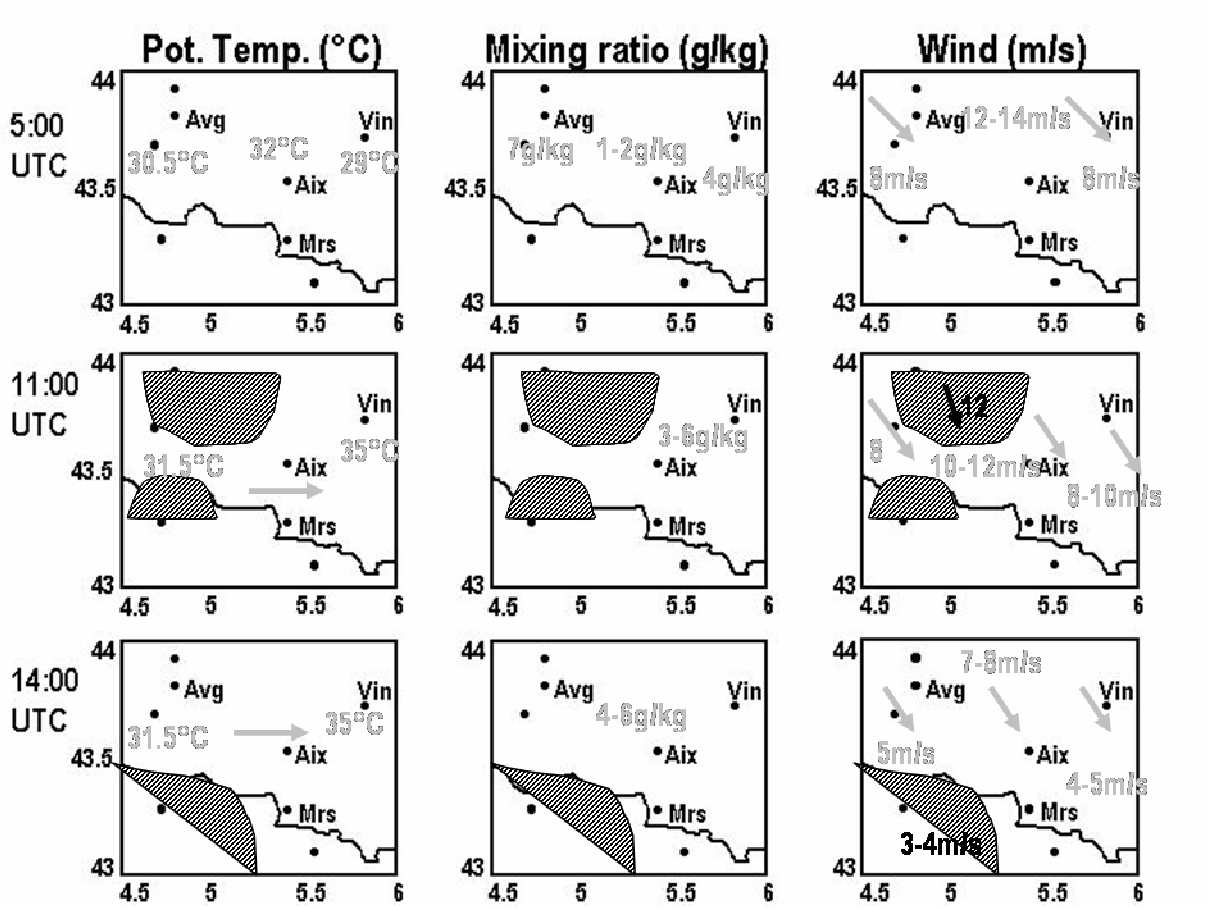

Figure 2.7b : Paramètres thermodynamiques au-dessus de la zone ESCOMPTE du 23 juin à 5h 11hTU et 14hTU issus des mesures avion à 800m.
Les flèches indiquent soit le vecteur vent soit un gradient de température
Les parties grisées correspondent aux zones où l'avion ne vole pas dans la CLA

POI2b :

Le vent est encore de nord-ouest le 24 à 5h mais a faibli (2 à 5m/s). Il passe à l'ouest dans la couche limite avec une canalisation par la vallée de la Durance. La brise n'apparaît pas au niveau de vol, même si elle commence à pénétrer en surface (infos météo et UHF de Marseille, Fig. A.3 du modèle).

Le 25, le champ de vent est très hétérogène le matin: vent synoptique de sud-ouest au sud-ouest du domaine, vent d'est au nord. Le vent est faible toute la journée (1 à 3.5 m/s), ce qui correspond aux conditions de mesures les plus difficiles. D'ailleurs, la comparaison entre modèle et avion n'est pas bonne ce jour-là (Fig. A.4 et Fig. 2.7d).

Le vent est plutôt de sud-est le 26 (vent synoptique sur lequel la brise se superpose probablement), toujours aussi faible (2 à 4 m/s), moins organisé à 14h.

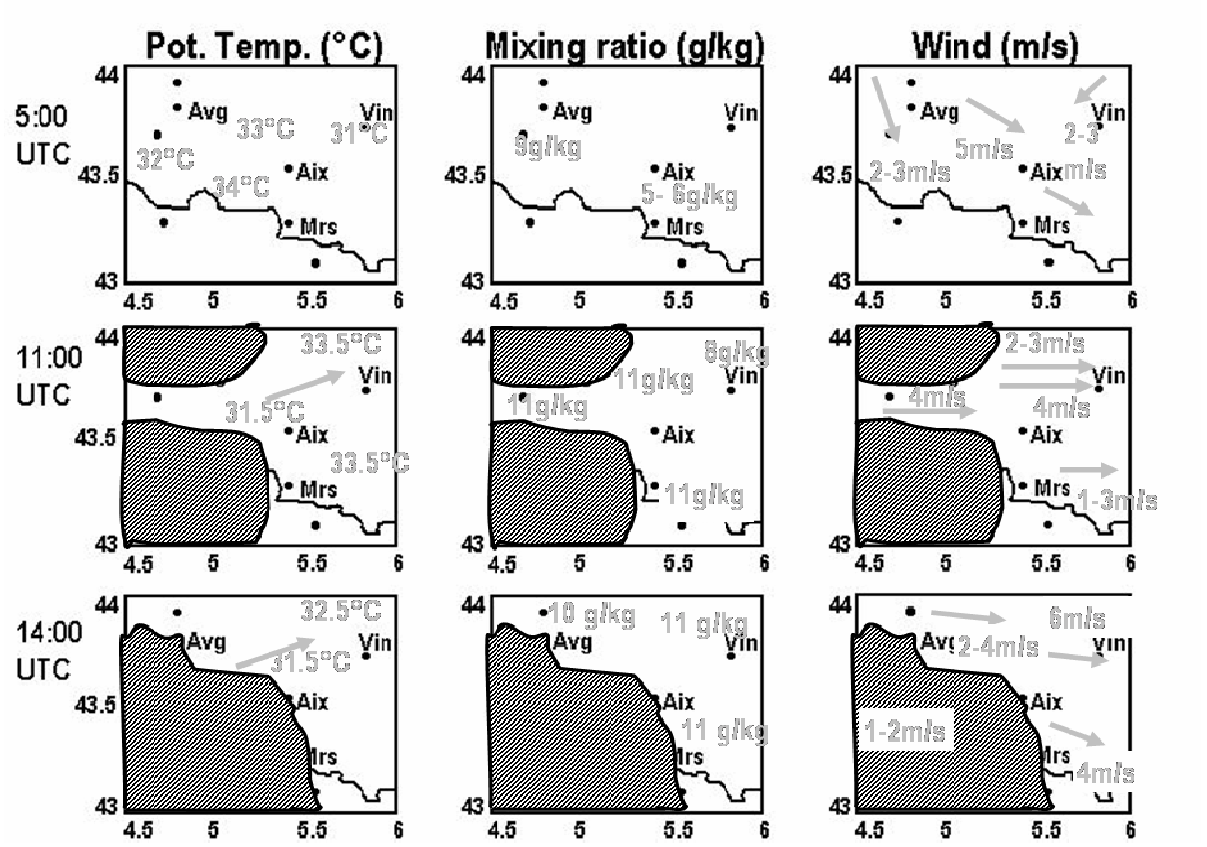

Figure 2.7c : même légende que celle de la figure 2.7b pour le 24 juin

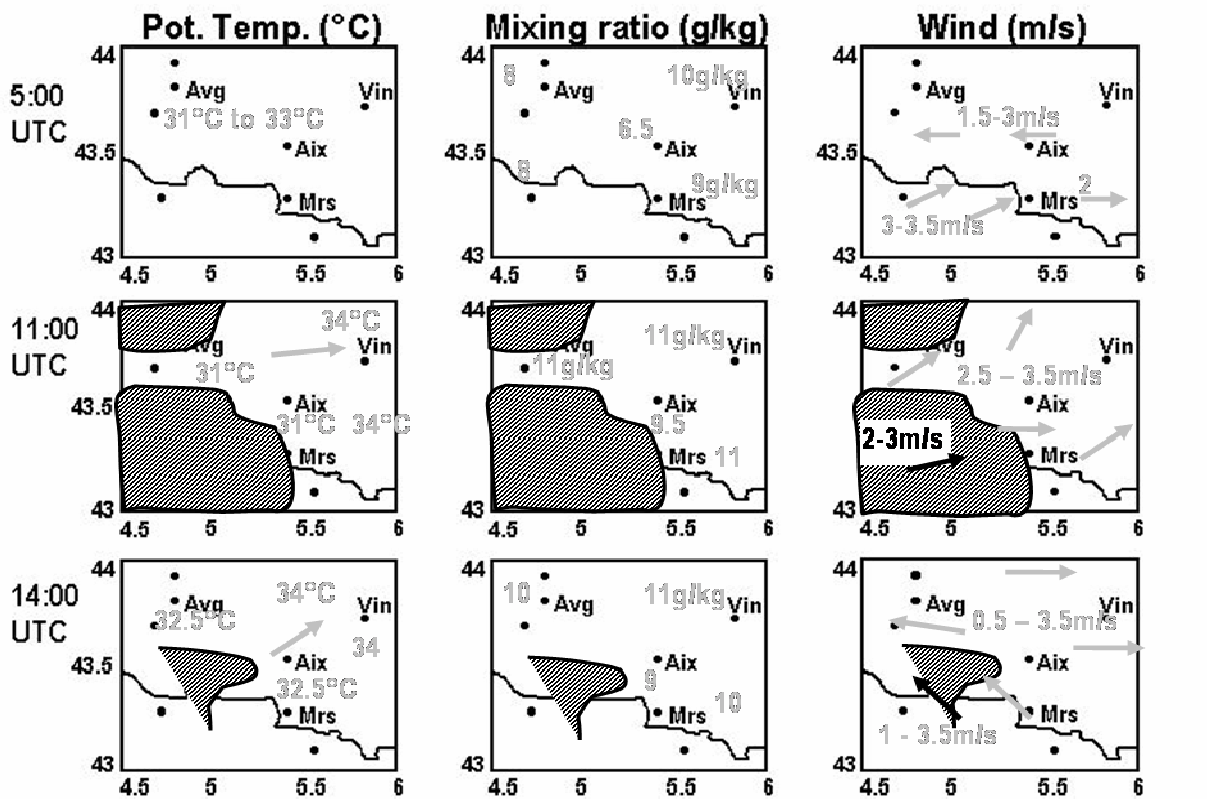

Figure 2.7d : même légende que celle de la figure 2.7b pour le 25 juin

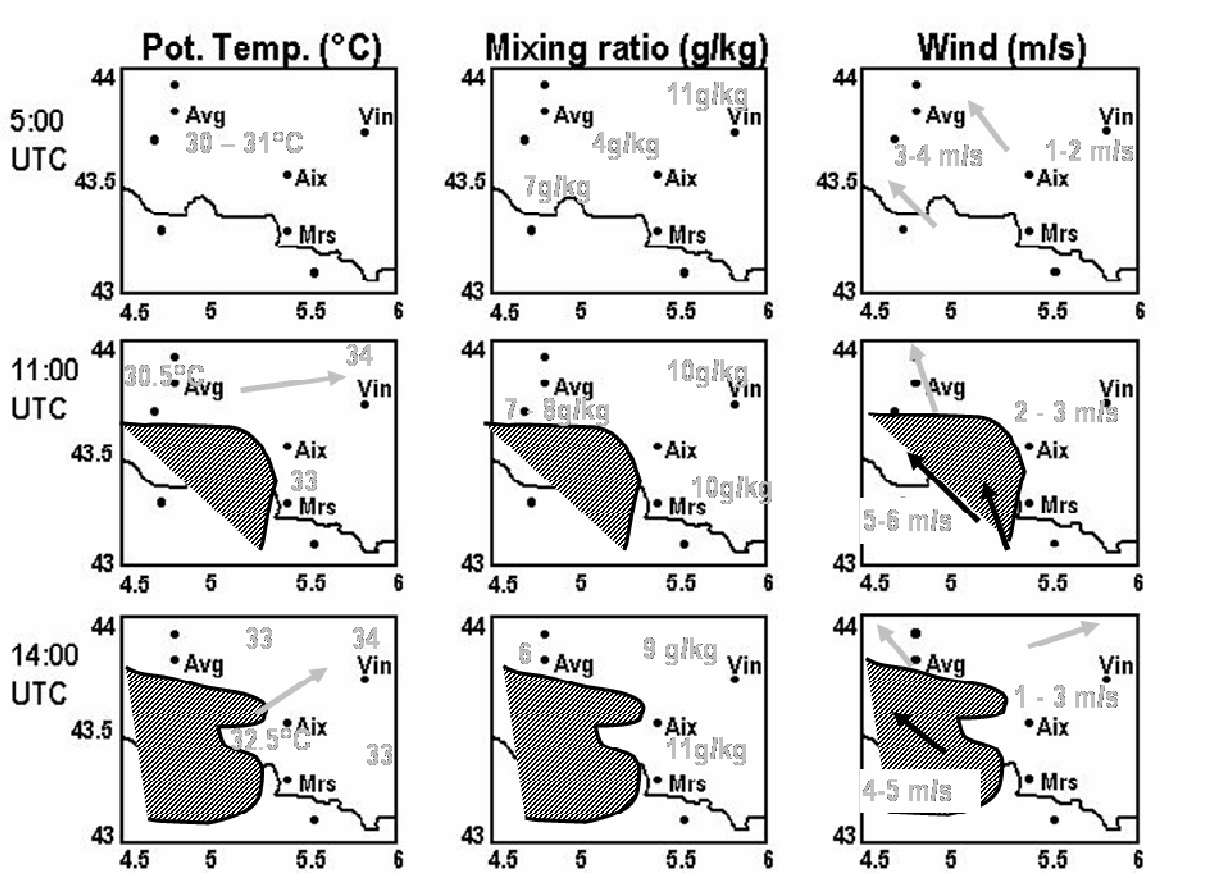

Figure 2.7e : même légende que celle de la figure 2.7b pour le 26 juin

Entre le 23 et le 24, la masse d'air s'est encore réchauffée le matin, mais à 11h, on note un refroidissement dans la bande centrale par rapport aux températures matinales. Les maxima sont inférieurs à ceux de la veille. Dans l'après-midi, la partie sud-ouest est chaude (au-dessus de Zi), et la température de la CL diminue un peu par rapport à 12h, et donc par rapport à la veille. Cette tendance se retrouve le 25 où la température à 11h n'a pas du tout augmenté dans la bande centrale, et très peu à l'est. Le 26, la température matinale restée chaude comme pour les deux jours précédents, n'augmente pas à 11h. Par contre le maximum au nord-est s'amplifie. Sur tous les champs de la POI2b, exceptés sur ceux du matin, on observe un gradient positif de l'ouest vers l'est, comme en POI2a. La différence fondamentale entre la POI2b et la POI2a est l'humidification de la masse d'air avec des valeurs atteignant 11g/kg (vent d'ouest) sans organisation spécifique.

En résumé, le vent est plus fort, systématiquement continental (fin de Mistral), l'air est plus froid et plus sec, lors de la POI2a. La brise de mer commence à pénétrer dès le premier jour de la POI2b (mais n'est pas encore visible sur le vol avion à 800m). Elle va progressivement envahir toute la zone et est d'autant plus accentuée que le vent synoptique tourne au sud-ouest le dernier jour.

2.2.3 Influence de la brise et du Mistral sur les polluants

On vient de voir la différence notable entre la POI2a et la 2b du point de vue des conditions météorologiques. Qu'en est-il des concentrations en polluants ? Les données des vols avions ont également permis d'obtenir des champs de paramètres chimiques. Les champs à 800m à midi d'ozone (polluant secondaire) et de monoxyde d'azote (polluant primaire) sont regroupés en figure2.8.

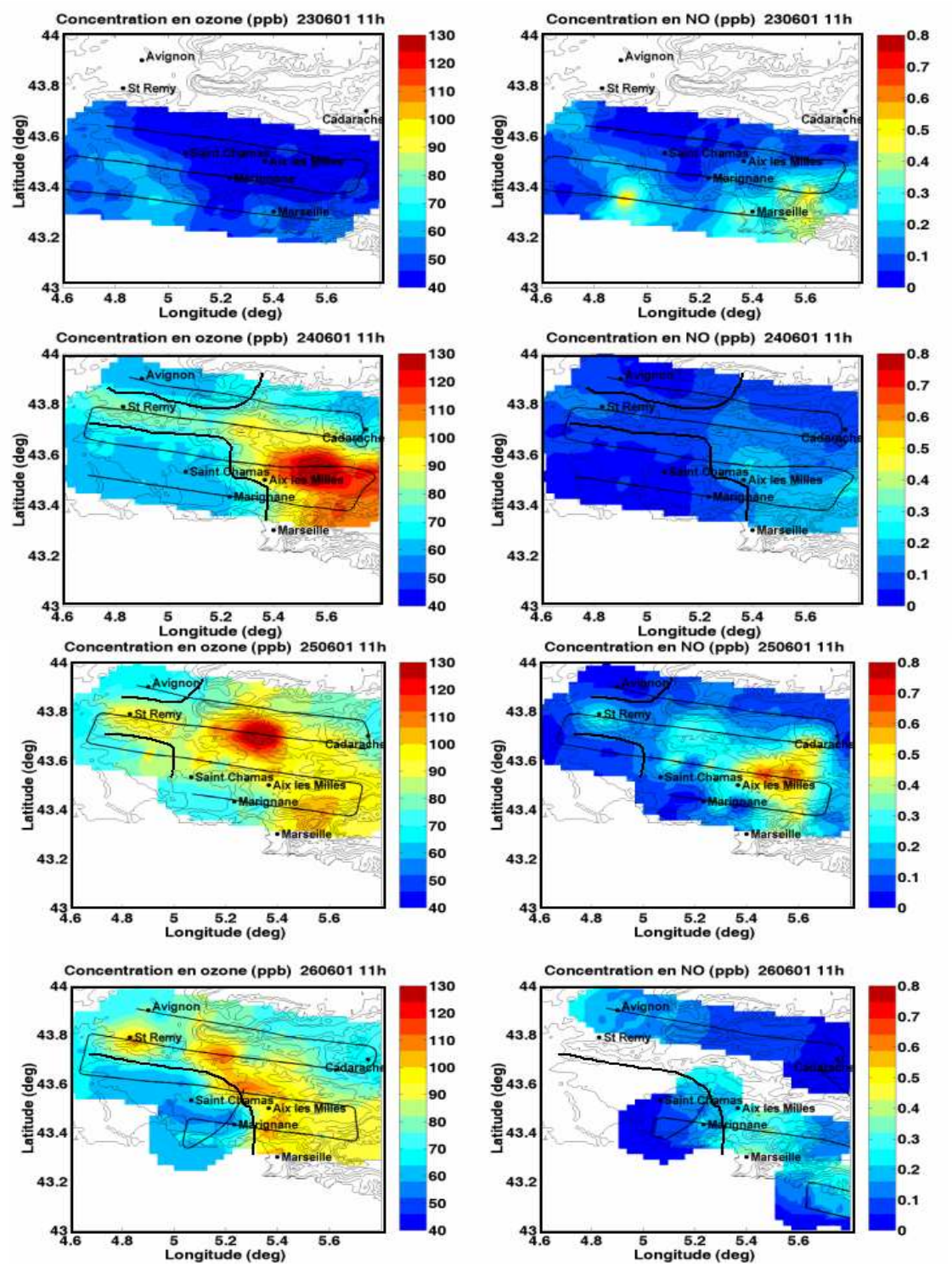

Figure 2.8: Concentration en ozone (à gauche) et en monoxyde d'azote (à droite) en ppbv. De haut en bas : champs à 800m et à 11hTU pour les 23, 24, 25 et 26 juin.

On peut ainsi suivre l'évolution de ces polluants sur toute la POI2. On voit nettement la différence entre la POI2a (le 23 juin) et la POI2b (du 24 au 26) : le champ d'ozone est plutôt homogène en POI2a. Les sources de production, qui se retrouvent sur le champ de NO sont peu marquées par rapport à la pollution de fond. D'ailleurs, la concentration en ozone dans la CLA est du même ordre de grandeur que celle de la troposphère libre.

Dès le 24, et malgré des sources locales qui n'ont pas sensiblement augmenté d'après le champ de NO, le panache d'ozone s'étale avec de fortes valeurs dans la région de Marseille-Aix puis dans une grande partie de la zone d'étude. La différentiation entre CLA et troposphère libre est très nette.

Ces observations ont pour but principal de montrer l'influence du Mistral sur les polluants (dispersion des polluants) et de la brise (effet indirect : développement moins important de CLA et remise en circulation des polluants) sans rentrer dans les détails. Nous verrons par la suite que les mécanismes dynamiques qui aggravent la pollution sont plus complexes et nous les approfondirons dans les chapitres suivants.

2.3 Conclusion

Ce chapitre a permis de répertorier les outils et les méthodes qui ont été utilisés pour mener à bien cette étude. Nous avons notamment vu qu'en plus des données des mesures des avions, des radiosondages, des lidars et des radars UHF, la modélisation sera utilisée de façon à assurer la continuité des résultats. Une description précise des conditions synoptiques ainsi que thermodynamiques de la POI2 a également été faite de manière à remettre l'étude dans son contexte. Les régimes de vent, Mistral puis brise de mer et enfin brise associée à un vent synoptique de sud ont des conséquences différentes sur les panaches de pollution. C'est la description et l'explication de ces différences qui va faire l'objet des chapitres suivants. Même dans les cas en apparence simple de circulation par Mistral, on a mis en en évidence l'hétérogénéité de la structure verticale de la colonne d'air : si la brise de mer apparaît sur la côte dès le premier jour de la POI2a, ce n'est pas le cas à 800m, au niveau de vol de l'avion, ce qui laisse présager une situation compliquée au niveau des transports et des échanges de polluants chimiques.

CHAPITRE 3

COMPLEXITE DES COUCHES LIMITES ATMOSPHERIQUES

Sommaire

3.1 GENERALITES SUR LA COUCHE LIMITE URBAINE 44

3.2 COMPLEXITE DES CLA EN ZONE COTIERE 45

3.2.1 LES VOLS DE COUCHE LIMITE URBAINE 45
3.2.2 ETUDE DU 23 JUIN 49
3.2.3 CAS DU 26 JUIN 55
3.2.4 LA TURBULENCE DES VOLS DE COUCHE LIMITE URBAINE 61
3.2.5 LES ONDES DE GRAVITE 63

3.3 CONCLUSION 70

3.1 Généralités sur la couche limite urbaine

De nombreuses études ont montré que la ville du fait notamment de l'îlot de chaleur urbain avait une influence sur le développement de CLA. C'est pourquoi on parle de Couche Limite Urbaine ou en abrégé CLU. Dans des conditions idéales, c'est à dire sur un terrain plat, dans des régions tempérées, avec un ciel dégagé et un vent faible, ces caractéristiques correspondent à celle d'une couche limite advectée d'une surface à une autre, chacune des surfaces étant caractérisée différemment au niveau température de surface et rugosité. Oke (1982) a effectué une revue des travaux existants sur les caractéristiques énergétiques propres à la ville. Il a décrit en particulier l'effet d'îlot de chaleur qui correspond à une augmentation de la température de l'air au-dessus de la ville par rapport à l'environnement. Cet effet est essentiellement nocturne. Autour de la ville le refroidissement de l'air consécutif à la diminution du flux visible après le coucher du soleil est rapide et important. Ensuite la température de surface s'étant refroidie, le taux de refroidissement diminue, pour s'inverser brutalement lorsque le soleil se lève. En ville, la différence essentielle provient des taux de refroidissement et réchauffement nocturnes qui sont moins importants. Cet effet n'est pas actuellement vraiment expliqué mais son observation a été très unanimement confirmée par les études de réchauffement climatique qui montrent que si les villes se réchauffent plus vite que les zones rurales environnantes, c'est à cause de l'augmentation des températures nocturnes (Karaca et al. 1995). Kukla et al. (1986) notent par exemple 0.11°C d'augmentation sur 10 ans en Amérique du Nord .

Deux autres différences importantes entre couche limite urbaine et non urbaine sont à ajouter :

- d'une part l'augmentation de la hauteur de la couche limite diurne : 250m environ d'après Oke (1982), jusqu'à 100m d'après Dupont (1998) qui a étudié la couche limite urbaine de Paris (Expérience ECLAP). La nuit, à cause de l'îlot de chaleur, la ville conserve une petite couche limite alors que le refroidissement radiatif stabilise l'air près de la surface en zone rurale.
- la rugosité de la ville étant supérieure à celle de l'environnement, le flux de quantité de mouvement est plus fort ainsi que l'entraînement au sommet de la couche limite.

L'expérience ESCOMPTE était couplée à une étude spécifique de la CLU. Les principaux résultats de cette étude particulière sont regroupés dans Mestayer et al, 2005. Ces études ont montré que la CLA au-dessus de Marseille n'était pas ou peu influencée par la ville du fait des phénomènes de brises de mer et de pente balayant l'effet urbain. On peut citer notamment, l'étude de Lemonsu et al. (2005), dans laquelle une simulation avec un modèle de petite résolution (250m) reproduit bien les développements de CLA et montre que l'effet de la ville est très faible par rapport à l'effet de la brise puisqu'en période de brise on observe très peu de différence entre ville et campagne alentours.

Ainsi, l'étude qui va suivre portera sur la description des CLA observées sur Marseille et ses alentours, on ne parlera dans notre cas que très peu de CLU dans la mesure où l'effet urbain a peu d'impact.

3.2 Complexité des CLA en zone côtière

3.2.1 Les vols de couche limite urbaine

Lors de la campagne ESCOMPTE, le programme associé de Couche Limite Urbaine a permis de mieux documenter la zone urbaine. Pour cela des vols spécifiques ont été effectués. La trajectoire du vol (cf. Fig. 3.1) consistait à décrire une croix centrée sur Marseille à différentes altitudes (à savoir, 500, 800, 1100 et 3000m) de manière à réaliser une exploration verticale des CLA au-dessus de Marseille et de ses alentours proches. Les paliers nord-sud commençaient sur la mer, pour passer au-dessus des Calanques puis sur la ville de Marseille et finissaient sur le massif de l'étoile. Cinq vols CLU ont été effectués lors de la campagne (deux vols lors de la POI2, un vol pendant la POI3 et deux autres lors de la POI spéciale CLU).

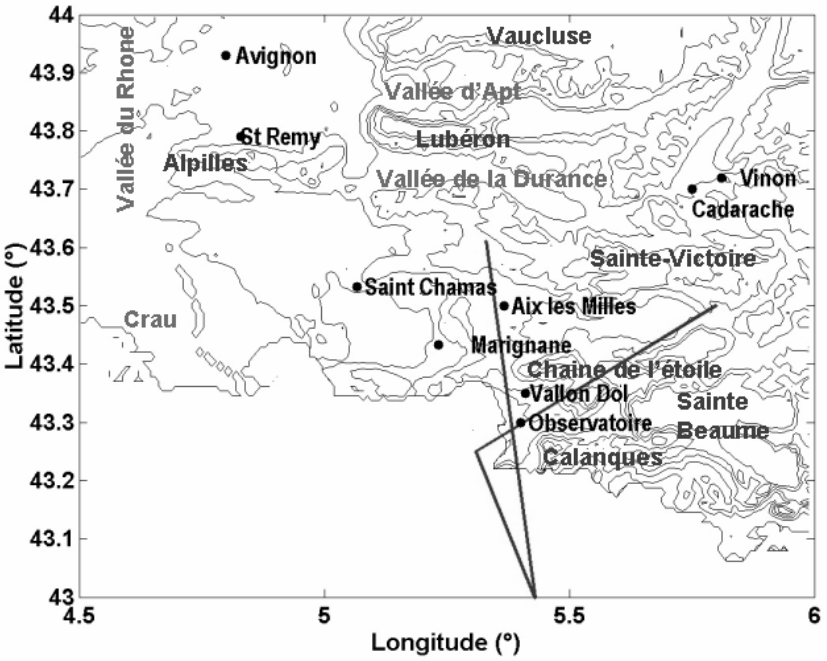

Figure 3.1 : Trajectoire des vols de couche limite urbaine (CLU)

Ces vols avaient lieu en fin de matinée ou en début d'après-midi. Les paliers hauts ayant été effectués en premier, la couche limite a été décrite en fin de vol. Les détails de chaque vol ainsi que les conditions synoptiques de chaque journée sont regroupés dans le tableau 3.1. Ce tableau permet de comparer par ailleurs les caractéristiques de surface principales des journées étudiées (en pleine ville), sous la forme des valeurs maximales des vents et flux mesurés à la station sol de l'Observatoire.

Vol	Jour	Heure	POI	Météo	vent	H (Wm^{-2})	LE (Wm^{-2})	Ts (°C)	U*(m/s)
Merlin 16	23 juin	13h à 15h	POI2a	Vent synoptique de nord ouest modéré Brise uniquement dans les basses couches	270 deg 2m/s	400	100	26,5	0.5
Merlin 19	26 juin	9h30 à 11h30	POI2b	Vent synoptique de Sud - Brise de mer Temps anticyclonique	270 deg 2m/s	400	100	27	0.6
Merlin 20	2 juillet	11h à 13h	POI3	Résidu de Mistral puis brise de sud-sud-est Beau temps anticyclonique	270 deg 2m/s	500	140	28,5	0.7
Merlin 24	5 juillet	10h30 à 12h30	POI CLU	Vent synoptique de sud-sud-est fort Nuageux	90 deg 4m/s	300	180	30,5	1.5
Merlin 25	7 juillet	11h à 13h	POI CLU	Vent synoptique d'ouest à nord-ouest modéré Beau temps	270 deg 2.5m/s	450	120	26	1

Tableau 3.1: Caractéristiques des cinq journées pour lesquelles un vol de CLU a été effectué

H étant le flux de chaleur sensible, LE, le flux de chaleur latente, Ts la température de surface, U la vitesse de friction, les valeurs correspondant aux maxima observés pour chaque journée.*

Sur la figure 3.2 sont représentées les mesures de vent à Marseille pour les 5 journées d'étude. Pour les trois premiers jours, on observe une brise de mer d'ouest ou d'ouest-nord-ouest dès 7h30 UTC au sol sur Marseille (alors que la nuit, la brise de terre est d'est). La brise est faible en surface : elle ne dépasse pas $2ms^{-1}$. Le 5 juillet le vent d'est synoptique est plus fort : $4ms^{-1}$ au sol. Le 7, on trouve une situation synoptique classique d'ouest, avec un vent faible : $2.5ms^{-1}$ au maximum, ce qui laisse supposer que la brise peut se superposer au vent synoptique.

Pour caractériser ces 5 journées du point de vue énergétique, les flux radiatifs, les flux de chaleur et les vitesses de frottement mesurés en surface, dans le parc de l'Observatoire sont représentés en figure 3.3. Les 23 juin, 2 et 7 juillet sont des journées plutôt ensoleillées alors que les 26 juin et 5 juillet, le flux de chaleur sensible et/ou la température de surface reflètent quelques passages nuageux. Les valeurs maximales du flux de chaleur sensible sont importantes pour chacune des journées (400 à 500 Wm^{-2}), sauf le 5 juillet qui est couvert, sans cependant être excessif pour la saison. La température de surface (supérieure à 30°C) et le flux de chaleur latente (180 Wm^{-2} pour 100 à 140 Wm^{-2}) sont plus élevés le 5 juillet que les autres jours. La vitesse de frottement est faible pour les 3 premiers jours de brise (0.5 à 0.7 ms^{-1}), beaucoup plus forte par vent d'est, mais ceci est dû tant à la force du vent, qu'à la localisation de la station de l'Observatoire : le fetch est important côté côte-ouest, d'où vient la brise, par contre la rugosité est importante à cause du relief et des bâtiments élevés de la ville côté est (Fig. 3.1). Il est donc normal que la rugosité, qui est un paramètre directionnel, soit plus forte par vent d'est. Remarquons cependant que ces valeurs sont des valeurs de surface, qui ne peuvent être considérées qu'à titre comparatif, et qui ne sauraient en aucun cas représenter les flux énergétiques de la ville.

Les données du rayonnement net ainsi que le rayonnement visible et infrarouge descendant permettent d'estimer la couverture nuageuse le long des paliers avion (aussi bien NS que EO). Ces

données ont été confrontées aux commentaires notés sur les comptes-rendus de vol et ont permis d'estimer la couverture nuageuse locale de ces 5 journées aux heures de vol (les figures sont regroupées en annexe B).

Le 23 juin, des stratus ont été observés à 700m. Ceci se traduit par un rayonnement moins important sur la mer et sur Marseille. Globalement la mer est sous les nuages alors que la terre est bien dégagée.

Le 26 juin, le rayonnement net est très important le long des paliers alors que les commentaires des comptes-rendus de vol parlent de nuages. Ce qui indique que les nuages sont bas. Des stratus ont été observés sur la mer ainsi qu'un alignement d'altocumulus. De nombreux fractus sont notés au-dessus de la mer. L'atmosphère est très brumeuse.

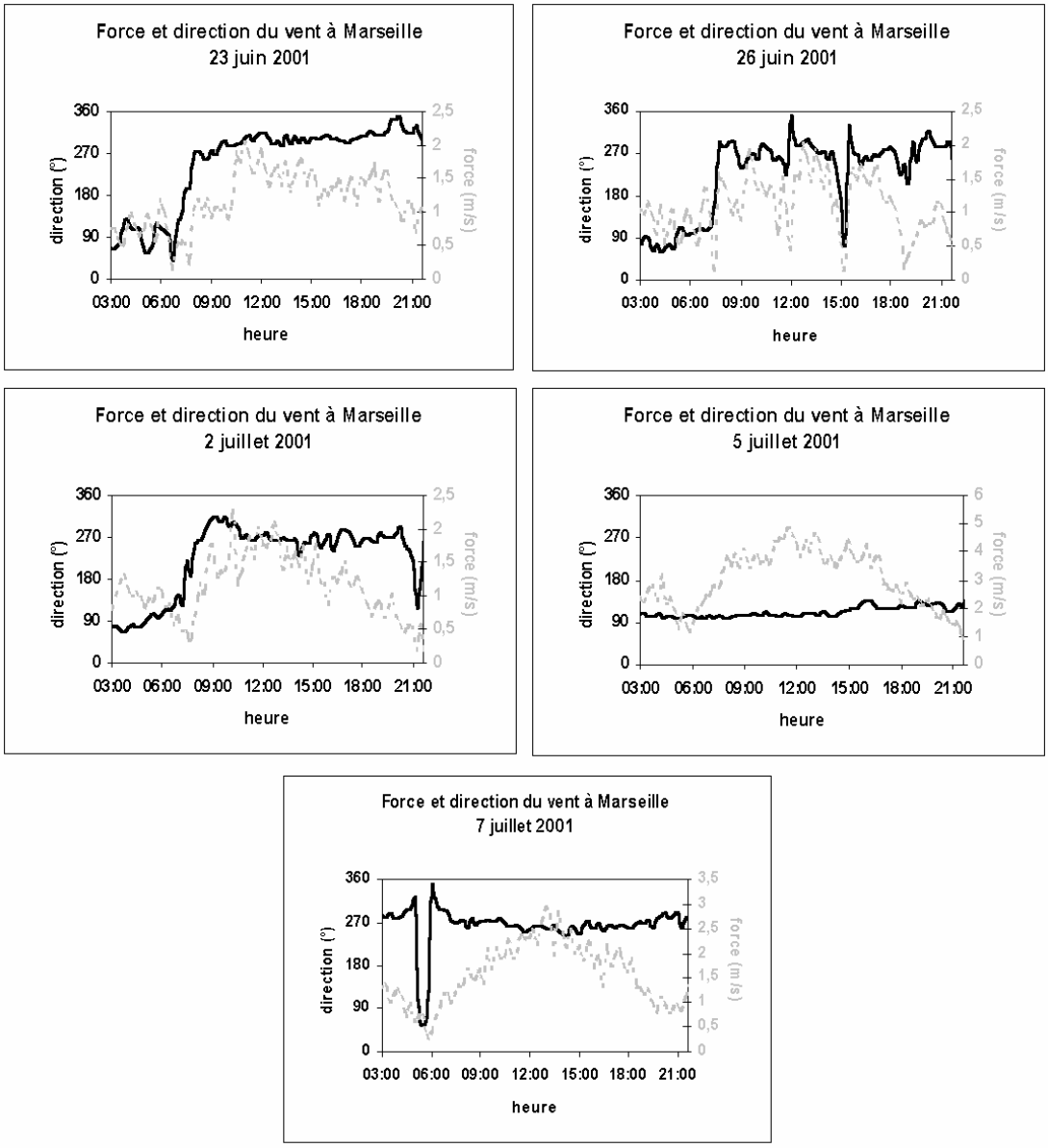

Figure 3.2: Force et direction du vent mesurées par le Laboratoire d'Aérologie, à la station sol de l'Observatoire les 23, 26 juin, 2, 5 et 7 juillet

Le 2 juillet, des stratus ont également été observés mais plus haut (au-dessus de 700m). Dans les terres des cumulus étaient présents vers le sud du Lubéron et au sud de la Sainte-Victoire (sur le palier est-ouest après Marseille, voir Fig 3.1).

Le 5 juillet, des cumulus et des altocumulus ont été observés sur terre, des cirrus et altocumulus en mer. D'ailleurs on peut remarquer la diminution du flux net à l'Observatoire, par rapport aux autres journées.

Enfin, le 7 juillet, des cumulus étaient observés sur la terre, et le ciel était dégagé sur la mer.

En résumé, des stratus ont été observés sur la mer, les 23, 26 juin et 2 juillet, plus épais le 23 puisqu'ils ont entraîné un rayonnement net beaucoup moins important sur les trois paliers bas. A l'inverse des cumulus étaient observés sur terre avec un ciel dégagé sur la mer le 7 juillet. Le 5 juillet était plutôt couvert.

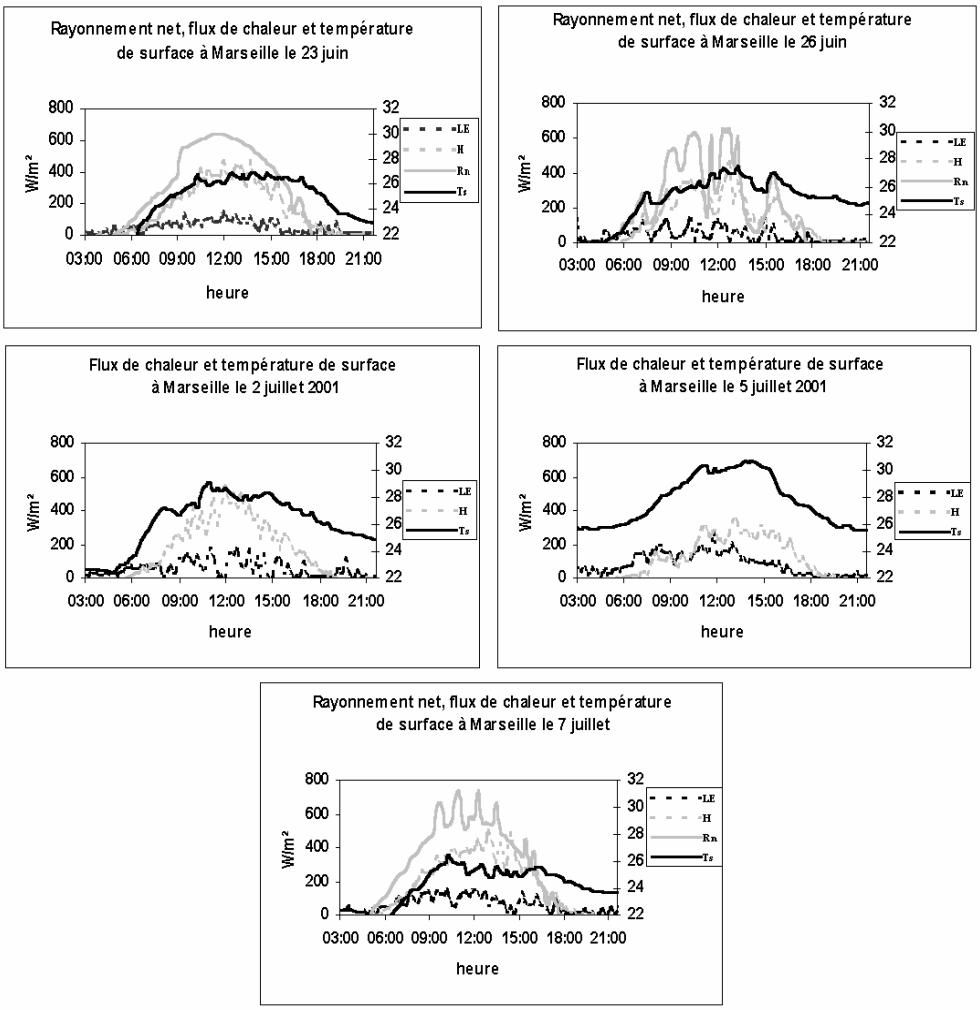

Figure 3.3: Rayonnement net (rouge), flux de chaleur latente (bleu) et sensible (vert) et température de surface (noir) mesurés par le Laboratoire d'Aérologie à l'Observatoire de Marseille les 23 et 26 juin et les 2, 5 et 7 juillet. Le flux net n'a pas été mesuré le 2 et 5 juillet.

Dans un premier temps, l'environnement des deux premiers cas de brise, qui ont fait l'objet d'une étude détaillée de comparaison avec la modélisation, va être décrit avec précision. Puis on montrera

la complexité de l'écoulement de brise liée à la forme de la côte et à la présence de relief en bordure de côte. Cette étude sera ensuite élargie aux autres vols.

3.2.2 Etude du 23 juin

La dynamique :

La complexité de l'écoulement de vent mesuré le 23 entre 13 et 15h est visualisée sur la figure 3.4, où le vecteur vent horizontal est représenté le long des différents paliers. Rappelons que les deux axes en croix se coupent en plein centre ville, au niveau de l'Observatoire. Le vent synoptique d'ouest-nord-ouest est parfaitement visible sur le palier haut. La brise de mer souffle d'ouest sur la partie continentale du palier bas. Entre ces deux niveaux, le vent tourne de façon non continue : il prend une composante plus nord sur le palier à 1000m, mais retourne à l'ouest sur le palier à 720m. La figure 3.5 permet de comparer les champs de vent horizontaux interpolés par krigeage au niveau 1000m, au vent obtenu avec le modèle à la résolution de 3km et à celui déduit du réseau de profileurs de vent de St Chamas, Aix-les-Milles, Marignane et Marseille. Ce dernier champ de vent horizontal a fait l'objet d'un traitement spécial (Puygrenier et al., 2005 ; Puygrenier, 2005).

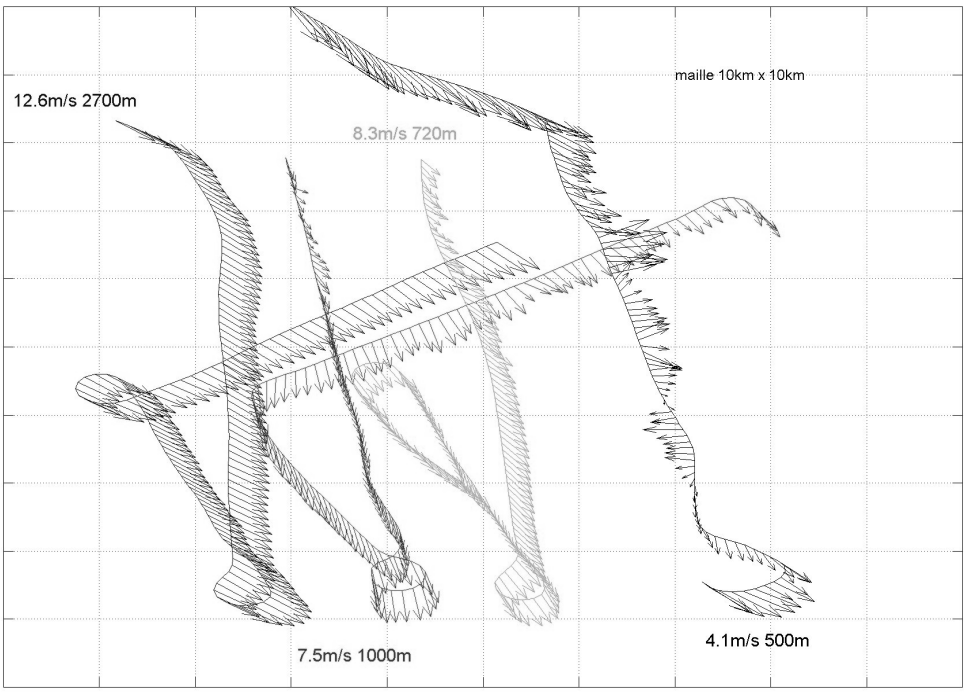

Figure 3.4: Vent horizontal mesuré pendant le vol CLU du 23 juin entre 13UTC et 15UTC. La figure a été réalisée du palier haut vers le bas

Les trois sources présentent des informations similaires en direction (vent de nord-nord-est), avec cependant une composante nord plus marquée dans la baie de Marseille, pour l'avion et le réseau de profileurs. Avion et profileurs indiquent un gradient de vent entre Aix (6m/s) et le sud de Marseille (10m/s), pour 10m/s à Aix avec le modèle et 14m/s au sud de Marseille. Les trois sources restituent bien cependant le gradient NE-SO. Le même type de comparaison a été effectuée sur les paliers à 2700m, 720m et 500m. La comparaison est bonne sauf dans le cas du bas niveau où le modèle ne parvient pas à restituer la complexité du champ de vent (Fig. 3.6). La composante ouest qui apparaît sur les données expérimentales, et qui traduit un écoulement de brise bien perpendiculaire à la côte locale n'est pas bien vue par le modèle.

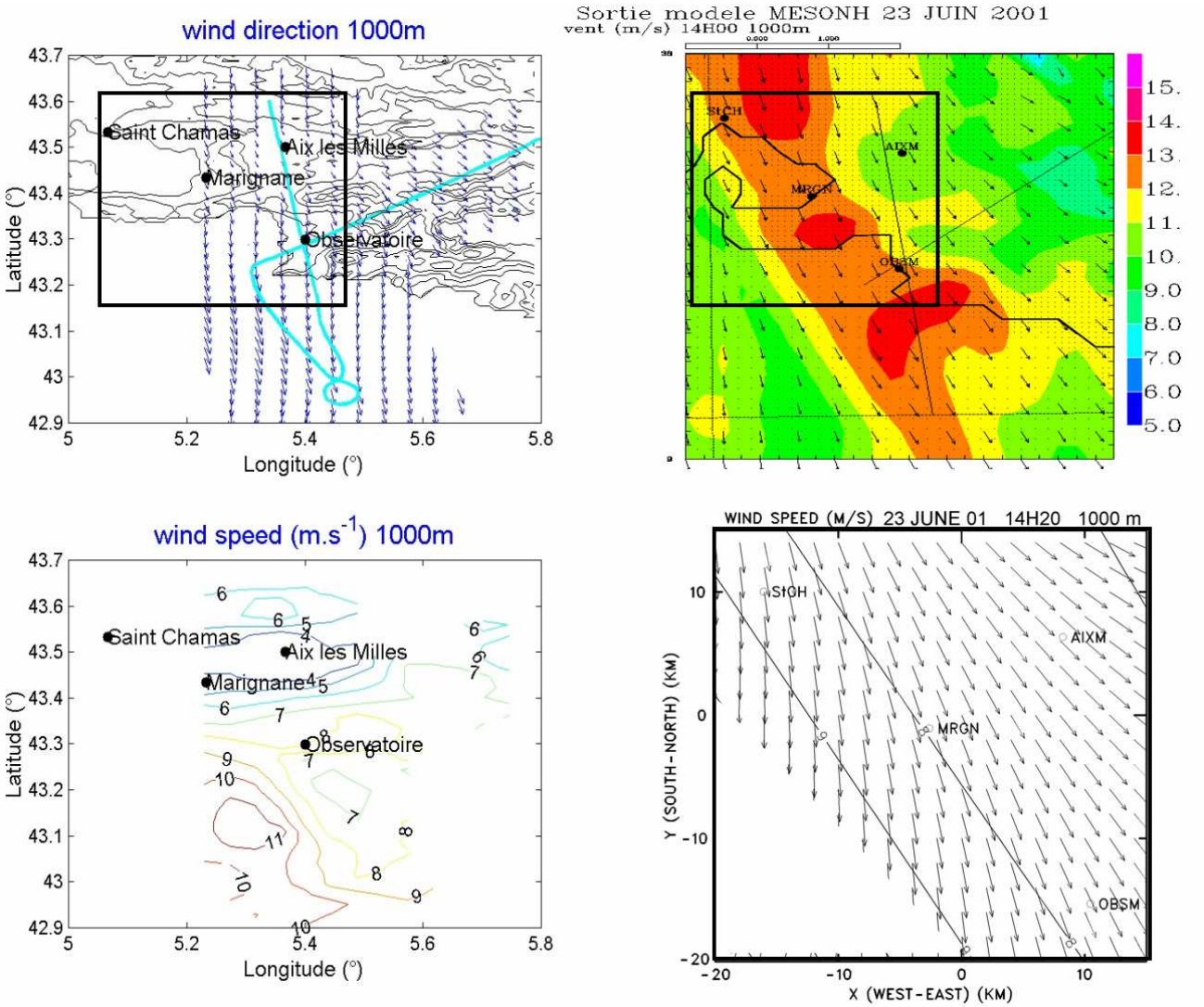

Figure 3.5: Comparaison des vecteurs vent et module de vent obtenus avec l'avion (à gauche), le modèle (en haut à droite) et le réseau de profileurs (en bas à droite) localisés dans les 4 villes St Chamas, Aix les Milles, Marignane et Marseille (niveau 1000m).

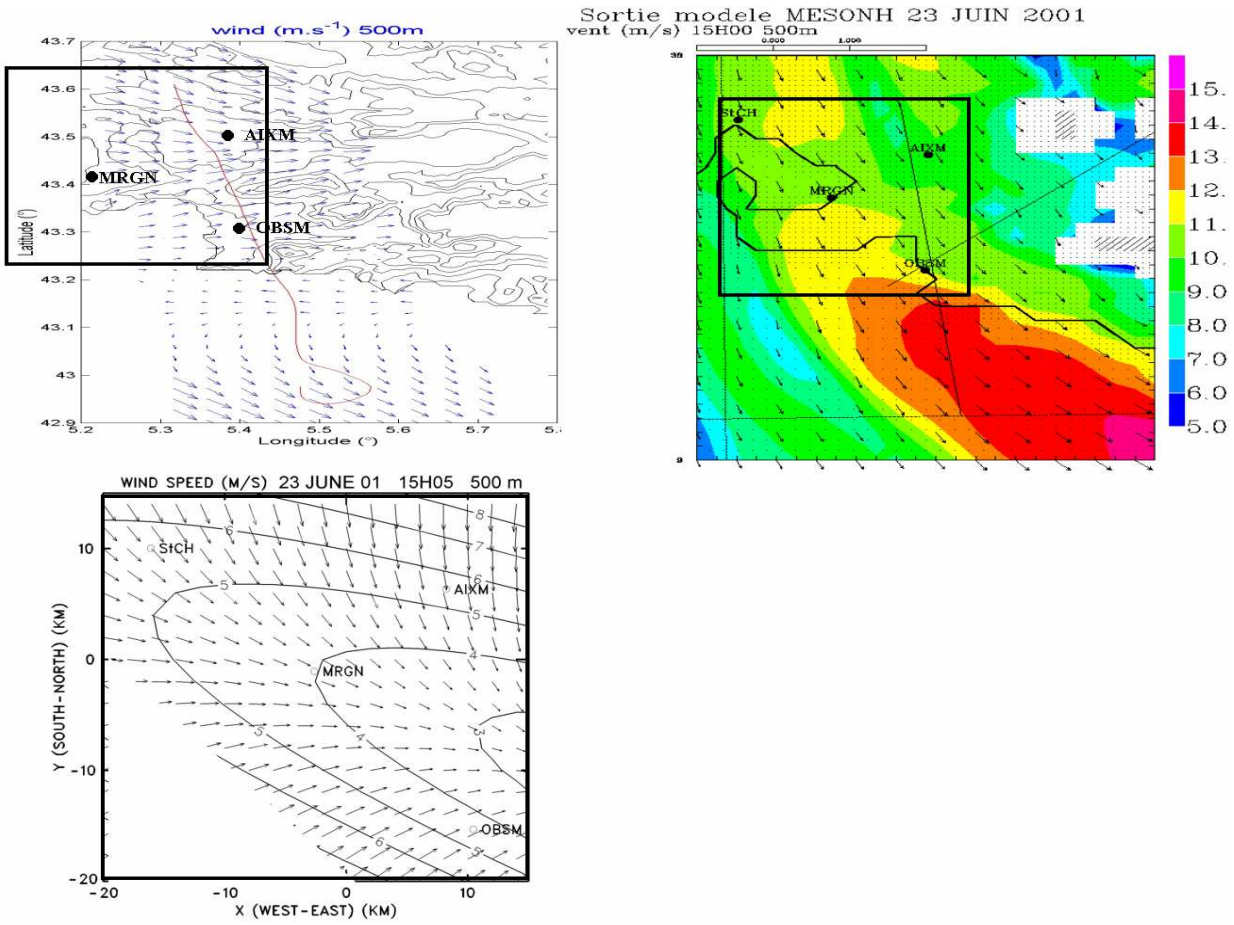

Figure 3.6: Comparaison des vecteurs vent et module de vent obtenus avec l'avion (en haut à gauche), le modèle (en haut à droite) et le réseau de profileurs localisés dans les 4 villes St Chamas, Aix les Milles, Marignane et Marseille (niveau 500m).

<u>La thermodynamique</u> :

La température potentielle est bien restituée par le modèle comme le montre la figure 3.7 pour le palier à 720m. Elle varie entre 32°C et 33.5°C sur la zone commune. Si le gradient SO-NE mis en évidence sur le modèle n'est pas orienté de la même manière sur le champ avion, c'est que l'avion, qui n'a pu réaliser qu'un axe nord-sud, n'est pas capable de mettre en évidence le gradient ouest-est. L'avion par contre montre une masse d'air un peu plus humide en terre qu'en mer, alors que le champ d'humidité du modèle est plus homogène.

Les champs d'ozone ne sont pas représentés car ils ne présentent aucune caractéristique particulière. La concentration d'ozone ne varie pas spatialement sur la zone étudiée.

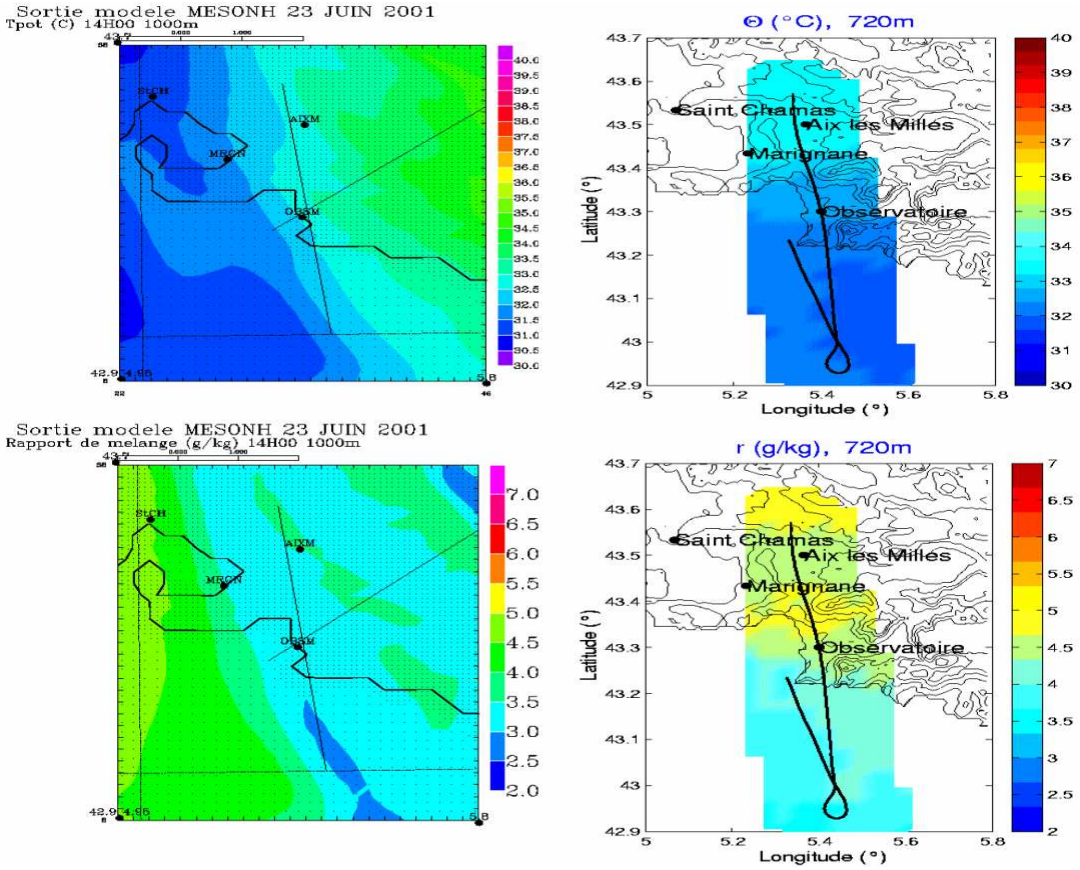

Figure 3.7: Comparaison des champs horizontaux du modèle (à gauche) et de l'avion (à droite) pour la température potentielle (en haut) et le rapport de mélange de l'humidité (en bas)

<u>Plans verticaux. Couche limite :</u>

La figure 3.8 permet de visualiser la structure verticale de la basse atmosphère sur la coupe sud-nord passant par Marseille (cf. plan, Fig. 3.1). Sur ces champs sont superposés les hauteurs de CLA que l'on peut estimer à l'aide du paramètre de turbulence ainsi que les vecteurs vents le long des paliers (les barbules de vent correspondent à la direction d'où vient le vent). Le plan présenté ici est une coupe verticale nord-sud. Le profil du relief le long de cet axe de vol est représenté en vert : la mer est au sud (à gauche), on rencontre ensuite la chaîne des Calanques (qui ne dépasse pas 200m sur le profil, car l'avion a survolé une brèche (la hauteur de la chaîne est en moyenne de 300m), la ville de Marseille avec la station de l'Observatoire au Centre ville, la station de Vallon Dol sur les contreforts de la chaîne de l'Etoile (300m au niveau du passage de l'avion, 500 m en moyenne).

Pour l'avion (figures du haut), le paramètre turbulent est le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (ε), pour le modèle (figures du bas), l'énergie cinétique turbulente (TKE). La turbulence permet de bien délimiter la couche de surface marine (ε ou TKE faibles) et la couche limite continentale (ε ou TKE forts). De même les gradients verticaux importants de température et d'humidité de l'atmosphère marine sont bien restitués.

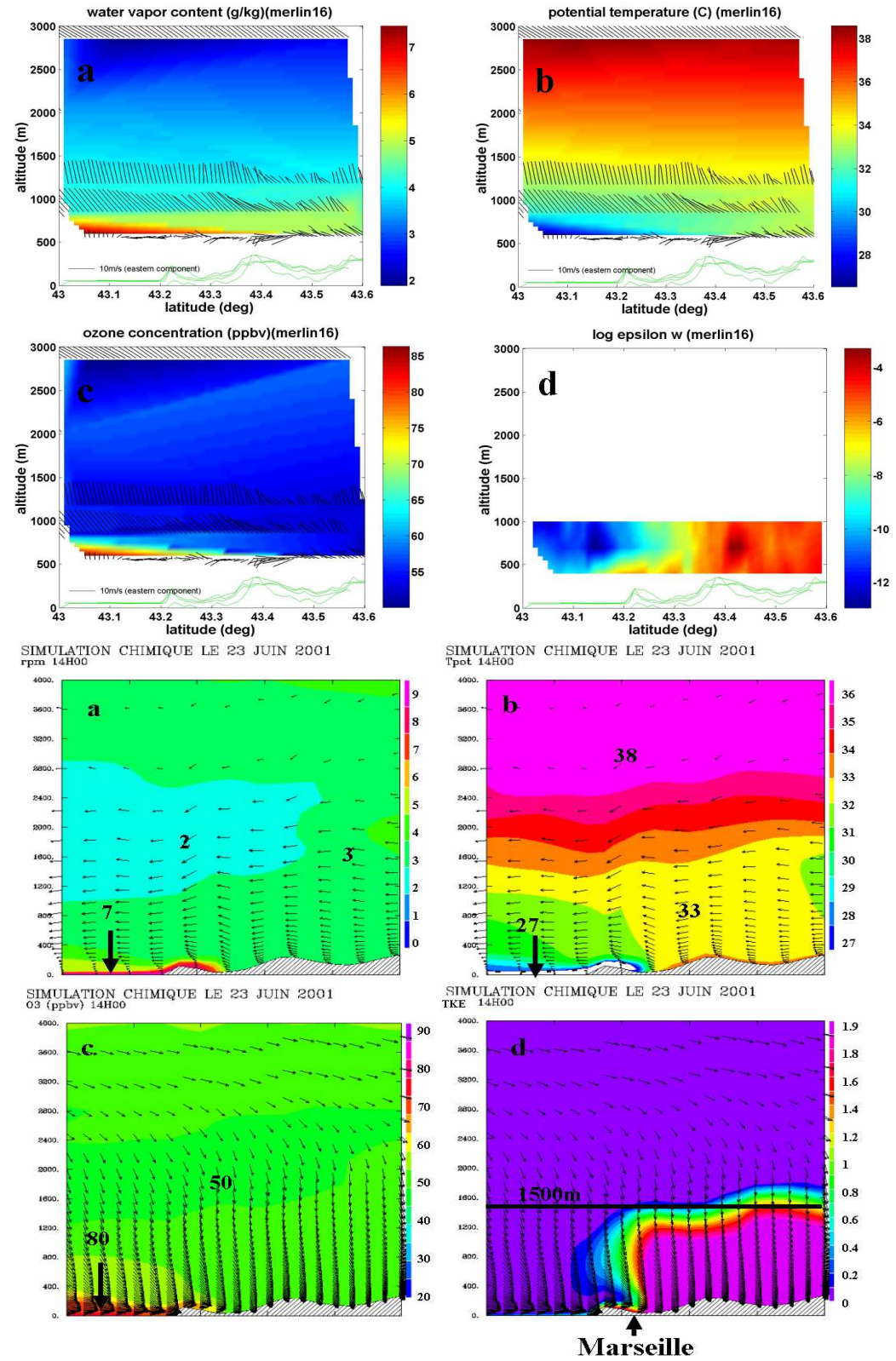

Figure 3.8: coupe nord-sud du rapport de mélange de la vapeur d'eau (a), de la température potentielle (b), des concentrations en ozone (c) et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε en échelle logarithmique (d) issus du vol Merlin 16 du 23 juin entre 13h et 15h (haut). Les barbules (direction d'où vient le vent) indiquent que le vent est d'ouest sur le palier bas, de nord à 1000m et de nord-ouest à 3000m. Même chose pour le modèle MESONh : le vecteur vent est projeté sur le plan nord-sud pour a et b alors qu'il correspond au vent horizontal pour c et d (bas)

Le modèle montre une couche limite continentale de 1500m d'épaisseur sur les reliefs du nord de l'axe, dont l'épaisseur diminue au dessus de la ville (1200m au centre). On peut remarquer sur la figure 3.8d du modèle que la couche de brise marine érode le bas de la couche limite continentale, dans les quartiers sud de Marseille. Les mesures de turbulence avion sont un peu plus fines car elles montrent deux poches de turbulence à 500m, au-dessus de la crête des Calanques (43,2°N) et de l'Observatoire (43,28°N), qui ne sont pas vues par le modèle à cette résolution. Les mesures montrent en fait une zone de turbulence modérée, entre la couche de brise et la couche limite bien développée sur le relief. Noter que l'avion ne peut délimiter le sommet de la CL sur le relief, puisque celui-ci est supérieur à 1000m. La zone de turbulence vue par l'avion, de la latitude 43,2°N à la latitude 43,5°N comprend deux parties, d'intensité pouvant varier d'un facteur 1000. Ce résultat est tout à fait cohérent avec les mesures du radar UHF positionné à l'Observatoire, qui sont présentées en figure 3.9. Entre 13h et 15h, pendant la réalisation des paliers bas, le vent, comme la réflectivité et la turbulence, montrent la superposition de deux couches : la couche de brise (jusqu'à 500m) est surmontée par une couche moins turbulente qui s'élève jusqu'à 1500m (le modèle indique 1200m à 14h) où souffle le vent synoptique de nord-ouest.

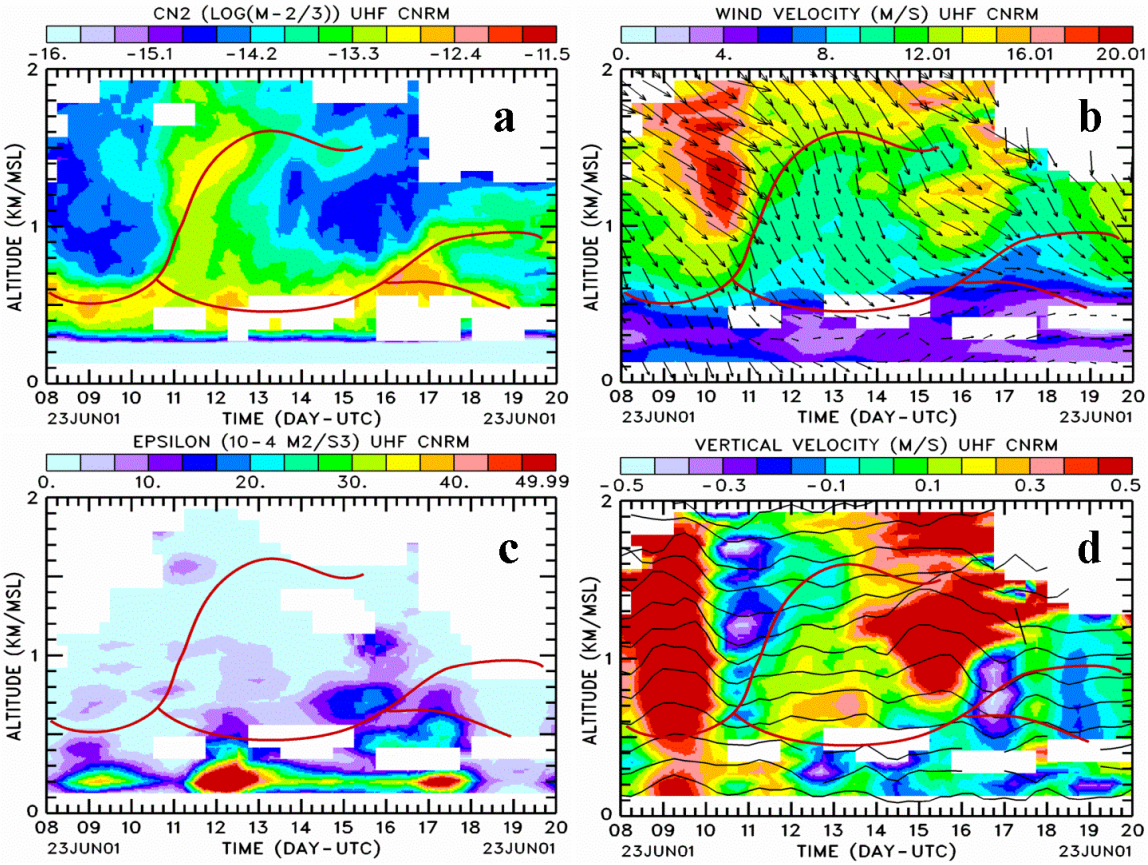

Figure 3.9: coupes "hauteur-temps" du 23 Juin issues des mesures du profileur UHF de l'Observatoire de Marseille: réflectivité Cn² (a), vecteur vent (b), taux de dissipation de l'énergie cinétique e (c) et vitesse verticale (d)

3.2.3 Cas du 26 juin

Cette étude a fait l'objet d'un travail en commun avec le Laboratoire de Physico-Chimie de l'atmosphère de l'Université du Littoral-Côte d'Opale et s'est concrétisé par une publication : Delbarre et al. (2005), dans l'édition spéciale d'ESCOMPTE du journal Atmospheric Research. Pour cette raison, seuls les résultats principaux de ce travail seront notés ici avec l'objectif de montrer la difficulté de bien saisir expérimentalement et numériquement, la complexité de la circulation atmosphérique dans la région de Marseille. Comme cela a été vu en début de chapitre, le 26 juin est une journée de brise, qui se superpose à un vent synoptique de sud.

Variabilité spatiale de la brise dans l'agglomération marseillaise

La variabilité spatiale de la brise en surface s'illustre assez bien grâce aux mesures de vent des stations sol mises en œuvre, réparties plus ou moins près des côtes ouest et sud de la ville, au sud de Marseille (Hippodrome : station de Météo France et GLM : station du Groupement de laboratoires de Marseille); au centre (Cour d'Appel Administrative : station de l'Université D'indiana et Observatoire : station du Laboratoire d'Aérologie) enfin dans les faubourgs nord, sur le pied de la chaîne de l'Etoile (St Jérôme : Ecole Centrale de Nantes et Vallon Dol 'Météo France) (cf Fig. 3.10). Le module et la direction du vent mesurés sur ces sites sont présentés en figure 3.11.

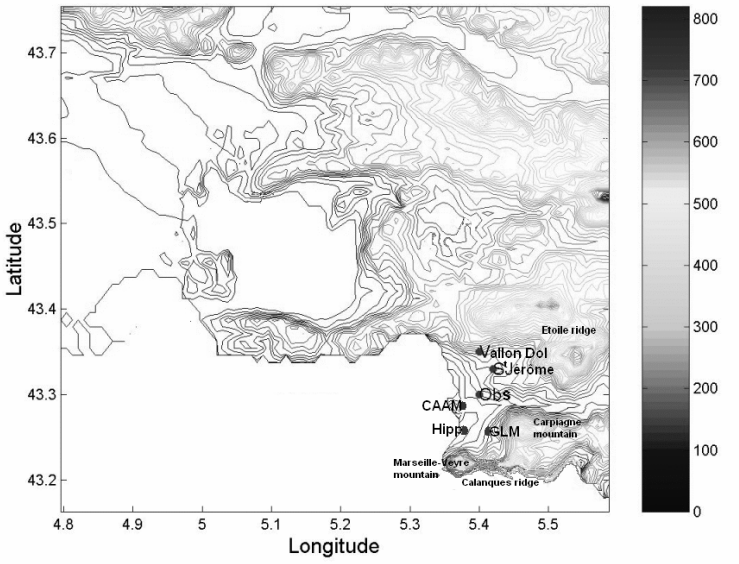

Figure 3.10: Localisation des stations sol dans la ville de Marseille. L'altitude des stations (asl) et la distance la plus courte à la côte sont précisées dans les parenthèses. Observatoire (Obs) : 60m/3km ; St Jérôme : 130m/6km; Hippodrome (Hipp) : 12m/0.5km ; Groupement de Laboratoires de Marseille (GLM) : 32m/3km ; Cour d'Appel administrative de Marseille (CAAM) : 13m/1.5km et Vallon Dol : 285m/5km.

Les cycles diurnes de la brise mesurés dans chacune des stations diffèrent suivant la localisation de la station dans la ville et on observe les caractéristiques principales suivantes :

1 - une brise de mer bien développée de sud-ouest ou ouest souffle à Vallon Dol et St Jérôme pendant toute la journée.

2 - une brise d'ouest faible qui passe brusquement au sud et en forcissant, à l'Observatoire, la Cour d'Appel et l'Hippodrome.

3 - une brise de sud pendant toute la journée au Groupement de Laboratoires de Marseille. Cette station est située à distance égale des deux côtes, sud et ouest, mais elle se trouve préférentiellement sous l'influence de l'écoulement de sud : elle se trouve juste derrière un col de la chaîne des Calanques et par ailleurs les Calanques jouent peut être localement un effet d'accélérateur de la brise (accélération du vent en présence d'obstacle et par l'effet de col, chauffage plus important que dans les quartiers de Marseille à plus bas niveau).

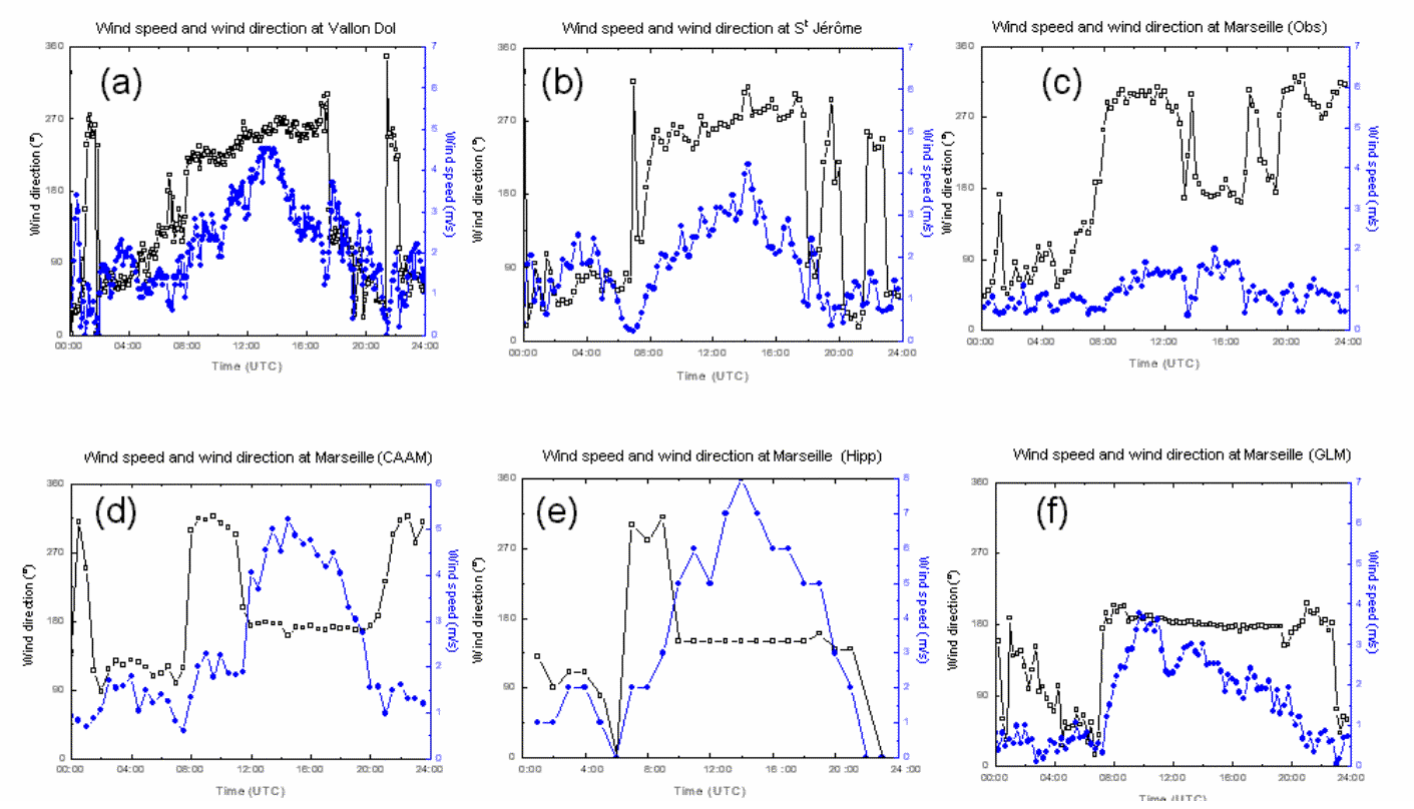

Figure 3.11: Vitesse (points) et direction (carrés) du vent horizontal mesurés le 26 juin dans les stations de (a) Vallon Dol, (b) St Jérôme, (c) Observatoire, (d) Cour d'Appel, (e) hippodrome et (f) Groupement des Laboratoires marseillais

L'explication avancée pour expliquer la différence entre les diverses situations de brise (systématiquement d'ouest dans les quartiers nord, de sud dans la station au Nord du col dans les Calanques, et variable entre l'est est l'ouest dans les autres stations) est une hypothèse

strictement dynamique. La brise est préférentiellement d'ouest quand l'énergie cinétique de l'écoulement de sud n'est pas suffisante pour passer la barrière des Calanques. L'écoulement contourne alors la pointe de Veyre et on voit bien que sa vitesse est faible (1 à 2m/s) sur toutes les stations, hormis GLM, avant 12h. A 12h, le vent forcit, à cause du réchauffement plus important du continent. L'énergie cinétique est alors suffisante pour que l'écoulement de sud passe les Calanques, mais pas suffisant pour aller jusqu'aux quartiers nord, qui restent sous l'influence de la côte ouest.

Structure verticale de la brise

La direction et le module de la brise varient spatialement, tout au moins à la surface. La structure de la basse troposphère varie aussi verticalement, comme le montrent le ballon plafonnant lancé au Vallon Dol à 14:00UTC (Fig. 3.12) et les radiosondages mis en oeuvre par Météo France à l'Observatoire à 12:00, 14:00 et 16:00UTC (Fig. 3.13). Le sondage du ballon plafonnant montre par exemple trois couches :

- une couche instable de la surface à 500m contenant de l'air plus froid et plus humide venant de l'ouest et sud-ouest.
- une couche de 2°C plus chaude et de 2.5 gkg^{-1}, plus sèche, de 500 à 850 m avec un vent plus fort, venant du sud ou sud-est.
- une couche d'interface avec la troposphère libre, entre 850 et 1150m, séparée de la couche précédente par une inversion de température et d'humidité bien marquées.

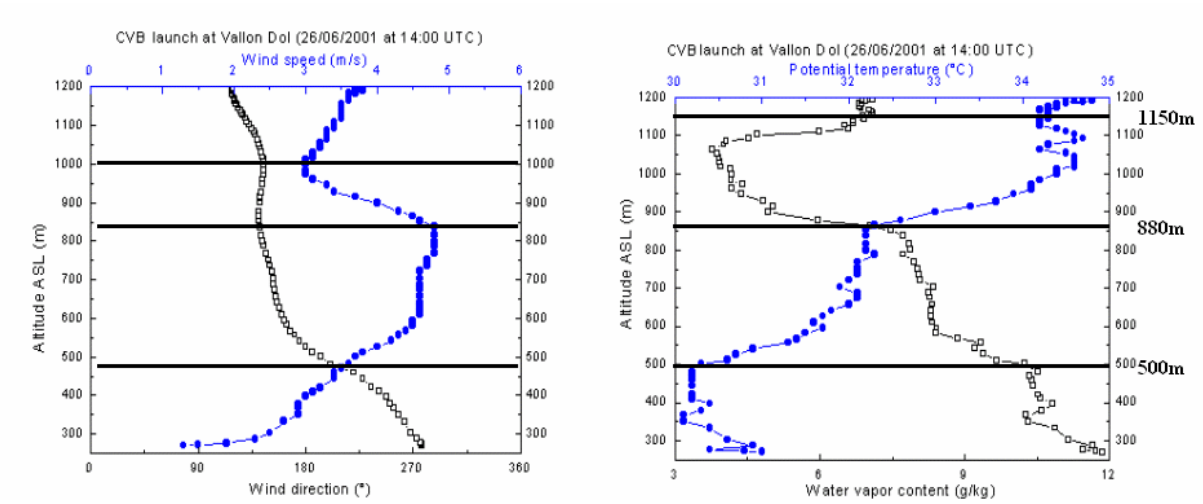

Figure 3.12: Gauche : vitesse (points bleus) et direction (carrés noirs) du vent horizontal ; droite : température potentielle (points bleus) et rapport de mélange de l'humidité (carrés noirs), mesurés le 26 juin à 14 :00UTC au cours de la phase ascendante du BVC.

Les deux traits noirs délimitent les différentes strates.

On retrouve une stratification similaire sur les trois radiosondages (Fig. 3.13), avec une évolution des limites de strate en fonction de l'heure. Cette stratification apparaît aussi très clairement sur les coupes hauteur temps obtenues aussi bien par le profileur de vent de l'Observatoire (Fig. 3.14) que

par le lidar angulaire UV (Fig. 3.15), mis en œuvre par le Laboratoire de la Côte d'Opale. Sur cette dernière figure, sont représentées les coupes hauteur-temps du coefficient d'extinction (proportionnel à la concentration en aérosols) et de la concentration en ozone, obtenus avec cet appareil. Ont été superposées, d'une part la hauteur des couche limites obtenues à partir de la réflectivité du radar (traits noirs pleins et pointillés), d'autre part les limites de couches détectées par le lidar (carrés blancs et losanges noirs), enfin les limites de strates observées à l'aide des sondages (points rose et fuchsia). Les barres verticales correspondent à des zones de transition, entre deux strates de contenu en aérosol différent. La stratification est très claire et cohérente pour l'ensemble des instruments, mais on peut cependant identifier une stratification un peu différente entre le site de l'Observatoire et celui de Vallon Dol. On peut remarquer notamment qu'à 12hTU la couche de brise de 500m d'épaisseur, délimitée par les losanges noirs sur la figure lidar (Fig 3.15 gauche), n'est pas reproduite sur la coupe de la réflectivité du radar (Fig 3.14c). Le radar indique une couche limite de 800m d'épaisseur, qui correspond à la couche limite urbaine, où souffle le vent synoptique de sud, comme on l'a vu précédemment. Cette couche est très énergétique comme le montre le taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (Fig 3.14a). Cependant, cette dernière figure indique deux poches de turbulence différente entre 300 et 800m, indiquant tout de même une stratification à l'intérieur de la couche limite urbaine.

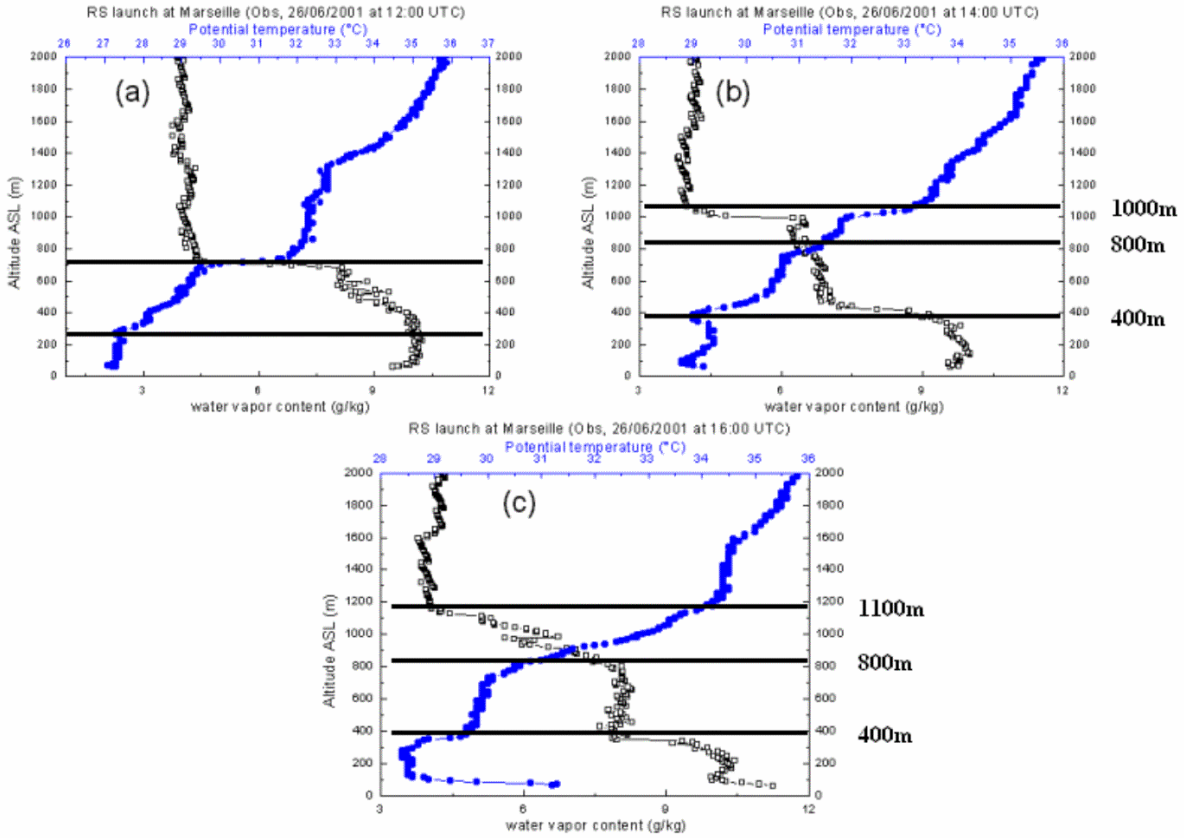

Figure 3.13: Température potentielle (cercles pleins) et rapport de mélange de l'humidité (cercles évidés), mesurés le 26 juin à 12, 14 et 16hTU au cours des radiosondages lancés par Météo-France à l'Observatoire. Les deux traits noirs délimitent les différentes strates.

Au Vallon Dol, la couche de brise marine apparaît sur une épaisseur de 500m. Elle est surmontée par la couche limite urbaine (jusqu'à 800m : carrés blancs sur la Fig. 15 gauche) qui a été soulevée le long de la pente. Après 12h30TU, le vent forcit dans les basses couches à l'Observatoire et la couche limite s'effondre. Ce phénomène a été expliqué par Puygrenier et al. (2004) qui montrent l'alternance fréquente, sur la ville de Marseille, de périodes avec turbulence forte /faible brise et turbulence faible/renforcement de la brise. La couche de brise apparaît alors sur l'Observatoire, surmontée cette fois par un écoulement d'est-sud-est, qui atteint 1000m d'épaisseur (cf Fig. 3.14 a, b et c entre 13h et 14hTU). Cette couche turbulente, qui apparaît entre 400 et 1000m, est déconnectée de la couche de brise. Elle a été advectée de la partie montagneuse située au sud-est de Marseille. On peut remarquer l'augmentation brusque de la vitesse verticale à 14h (Fig. 3.14d), qui montre que l'écoulement a bien été soulevé pour passer la barrière des Calanques. A Vallon Dol, la couche de brise est encore bien visible à 14h, tandis que la couche qui la surmonte, un peu moins épaisse qu'à l'Observatoire, est située dans une zone de transition pour les aérosols.

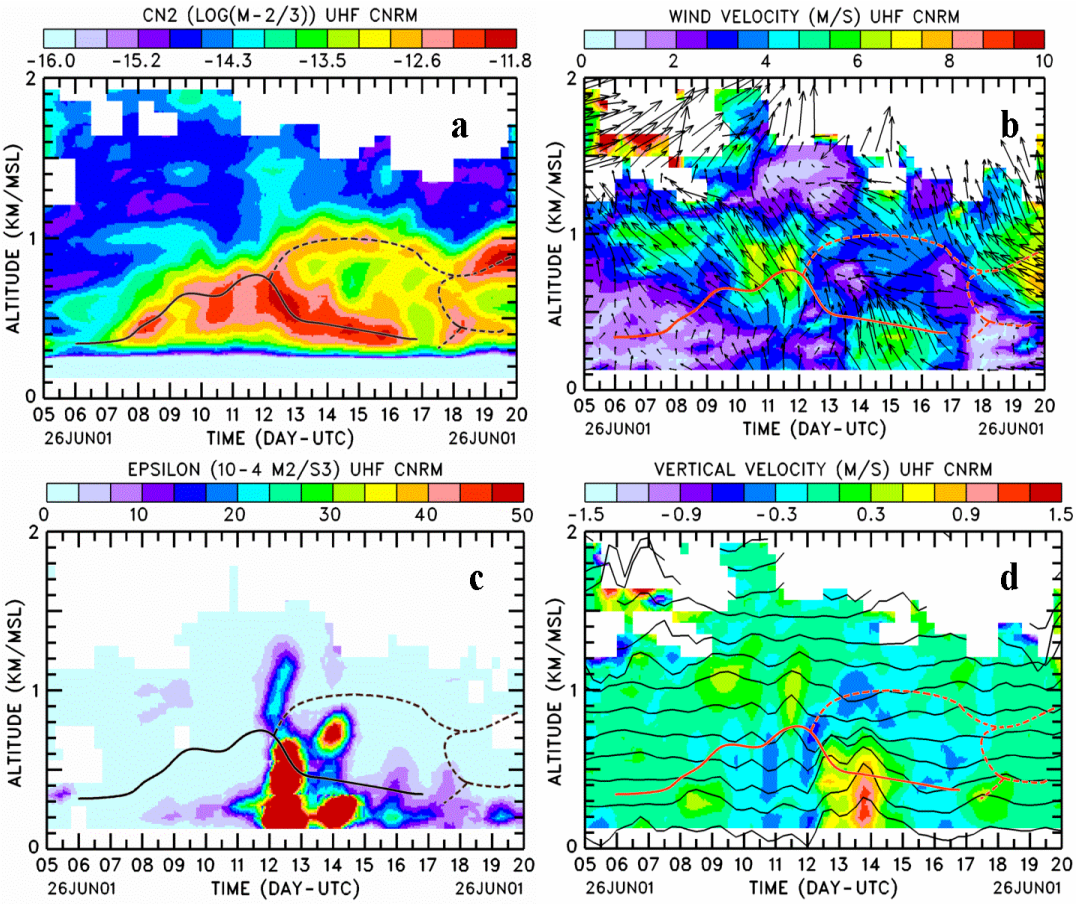

Figure 3.14: coupe "hauteur-temps" issues des mesures du profileur UHF de l'Observatoire de Marseille du coefficient de structure Cn2 (a), du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (b) du vecteur vent horizontal (c), et de la vitesse verticale (d) mesurés par le radar profileur de l'observatoire le 26 juin. Les traits noirs représentent le développement de la couche limite.

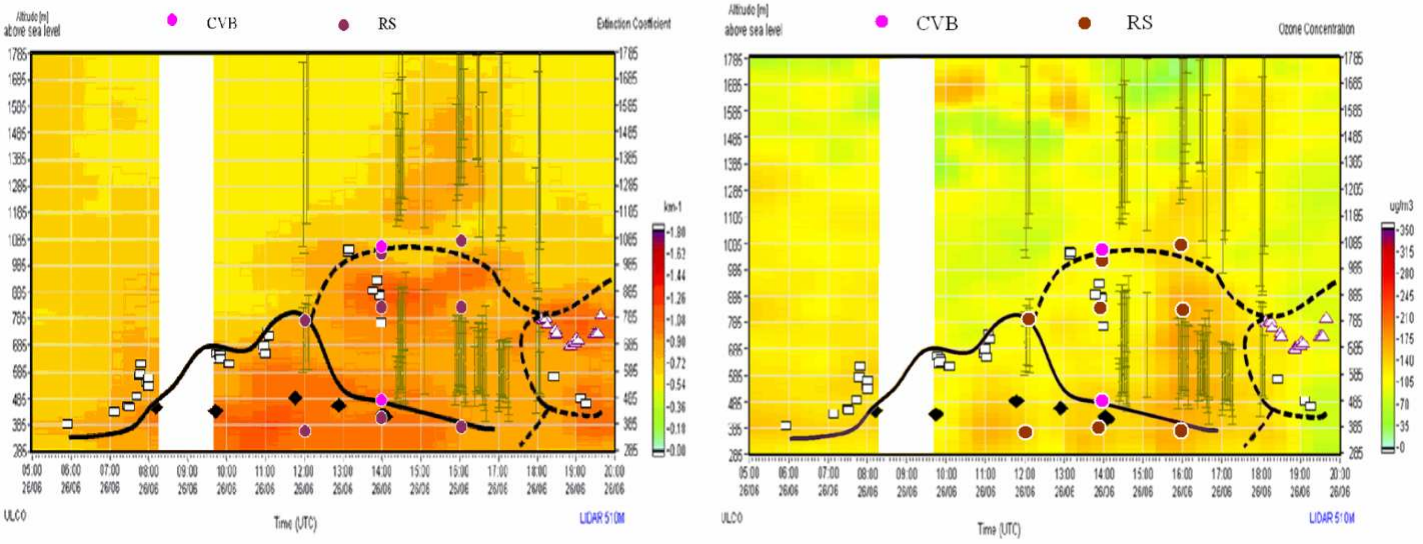

Figure 3.15: Coefficient d'extinction (gauche) et concentration d'ozone en ppbv (droite), obtenus avec le lidar de Vallon Dol. Les traits continus et pointillés représentent les limites des couches limites obtenues avec le radar UHF de l'Observatoire (cf Fig. 3.14), les carrés blancs et losanges noirs, les limites des strates délimitées par les variations du coefficient d'extinction ; les traits verts indiquent des zones de transition et les points rose et fuchsia sont les limites de strate observées avec les sondages.

En résumé, on peut dire qu'à 12h30, une petite brise souffle en surface à l'Observatoire, mais ni cette brise, ni le vent de sud observé plus haut par le radar sont assez faibles pour laisser la couche limite urbaine se développer jusqu'à 800m. En revanche, au Vallon Dol, où le vent en surface est plus fort, la couche de brise est plus épaisse et conduit à une stratification verticale qui déconnecte la surface de la couche qui la surmonte. La couche supérieure reste turbulente. Elle est alimentée par la turbulence du centre ville.

A 14h00 à l'Observatoire, le vent passe au sud en surface et forcit dans les premiers 500m. La couche limite s'affaisse sur la ville : l'alimentation en énergie par la ville n'est plus suffisante pour contrecarrer l'effet de l'advection d'air froid. Il reste cependant au-dessus de la couche de brise une zone turbulente advectée par la circulation d'est, où la couche limite est plutôt continentale et bien développée à cause de la convection sur le relief.

Cette étude a donc montré que l'effet de la ville n'était pas l'effet le plus important du moins lorsque les écoulements étaient de type brise avec flux synoptique de sud. Que le vent synoptique soit de sud comme le 26 juin, ou de nord ouest comme le 23, les écoulements sont complexes au-dessus de la ville et sont plutôt dirigés par des effets dynamiques liés à la structure de la côte et à la présence du relief. On observe systématiquement une superposition de couches limites internes, avec des propriétés turbulentes différentes. On va voir dans le paragraphe suivant si ces même caractéristiques se retrouvent dans des conditions de vent différentes.

3.2.4 La turbulence des vols de couche limite urbaine

La figure 3.16 représente les coupes verticales du taux de dissipation de l'énergie cinétique pour les paliers NS des vols CLU des 23, 26 juin et 2, 5 et 7 juillet. Sur ces champs sont superposés les hauteurs de CLA que l'on peut estimer à l'aide du paramètre de turbulence ainsi que les vecteurs vents le long des paliers. Le plan présenté ici est une coupe verticale nord-sud (voir Fig. 3.1). Le profil du relief le long de cet axe de vol est représenté en vert: la mer est au sud (à gauche), on rencontre ensuite la chaîne des Calanques (qui ne dépasse pas 200m sur le profil, car l'avion a survolé une brèche (la hauteur de la chaîne est en moyenne de 300m), la ville de Marseille avec la station de l'Observatoire au Centre ville, la station de Vallon Dol sur les contreforts de la chaîne de l'Etoile (300m au niveau du passage de l'avion, 500 m en moyenne). Le vent représenté est le vent géographique (et non la composante du vent suivant l'axe de mesure).

Sur l'ensemble des figures et donc quelle que soit la force et la direction du vent, la turbulence est incontestablement la plus forte sur la partie accidentée, au nord du Vallon Dol, à cause de la forte rugosité. Plus le vent est fort (Fig. 3.16d), plus cette turbulence est forte, ce qui n'a rien d'étonnant. Par contre, la structure de la turbulence au-dessus de la ville n'est pas la même suivant la direction de l'écoulement.

On constate que pour des vents similaires comme ceux des 26 juin (Fig. 3.16b) et 2 juillet (Fig 3.16c), l'évolution spatiale des Zi est quasiment identique et suit en apparence l'orographie comme l'ont souligné Kalthoff et al. (1998). Cependant, les niveaux de turbulence plus faibles à certains endroits indiquent que deux couches turbulentes différentes sont superposées. Par exemple le 26, au-dessus de l'Observatoire, une poche de turbulence très énergétique est observée, qui peut être attribuée à la convection de la ville, surmontée par une autre zone turbulente mais moins énergétique. Ce résultat confirme bien celui du radar qui indiquait aussi deux poches de turbulence superposées vers 12h30 (Fig. 3.14c). Cet effet n'est pas visible au Vallon Dol qui est soumis en surface à la brise d'ouest, et qui ne perçoit donc que la zone la moins énergétique de la turbulence urbaine. Sur le cas du 2 juillet comme celui du 26, on retrouve strictement la même structure turbulente avec une poche de turbulence sur la ville, surmontée par une zone de turbulence plus faible (bleu ciel), ceci au niveau des Calanques et de l'Observatoire. Plus au nord, le Vallon Dol est sous l'influence de la brise d'ouest dans les basses couches, la turbulence rencontrée au niveau 500m n'est donc pas aussi énergétique qu'au-dessus du centre ville.

Le 23 juin, la brise commence à peine à se mettre en place lors du passage de l'avion dans les basses couches. Marseille n'est plus dans le sillage des Calanques puisque l'écoulement est de nord-ouest. Le vent étant plus fort, la convection est moins importante en ville.

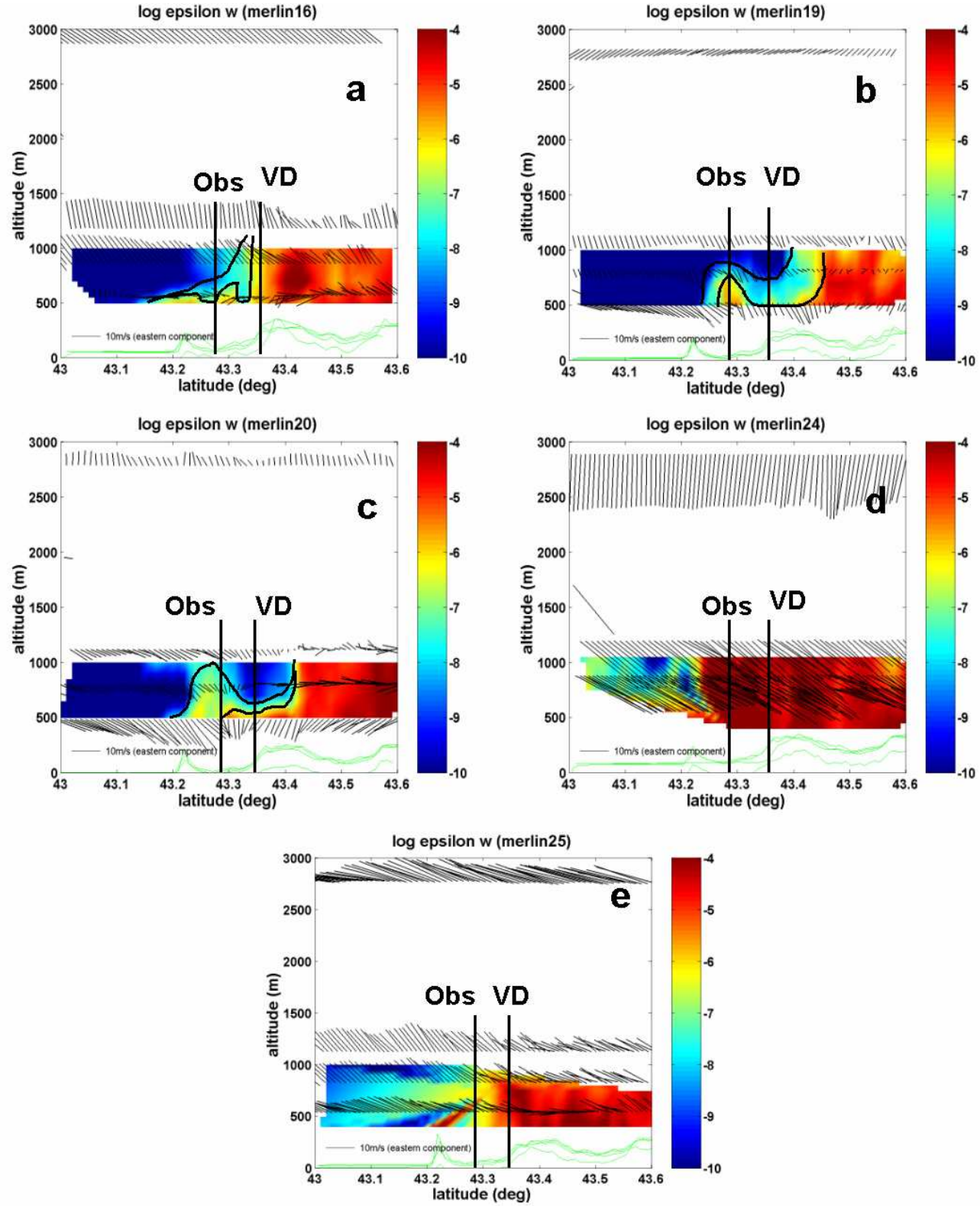

Figure 3.16: Coupe NS verticale du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente les 23 juin (a), 26 juin (b), 2 juillet (c), 5 juillet (d) et 7 juillet (e) (Obs : observatoire de Marseille, VD : Vallon Dol)

Le cas du 5 juillet est typiquement un cas de turbulence dynamique. Le vent de sud-est est très fort dans les basses couches. L'impact du vent sur toute la côte marseillaise fait se développer une couche turbulente bien au sud de la ville. Là encore l'effet de la ville est négligeable.
Le cas du 7 juillet est similaire à celui du 23.

En résumé, de la turbulence forte est systématiquement observée sur les reliefs du nord de la ville. Sur Marseille et au sud, on observe des structures verticales et spatiales différentes des zones turbulentes, qui confirment bien la complexité des écoulements décrite dans les paragraphes précédents. Ces structures montrent le peu d'influence de l'effet urbain par rapport à celui de l'orographie ou celui des vents locaux.
Dans le paragraphe suivant, un zoom sur une particularité des fonctions turbulentes obtenues en période de brise va être fait. Ce phénomène a déjà été cité dans la littérature et concerne l'apparition d'ondes de gravité dans les couches limites internes développées par la brise (Miller et al., 2003).

3.2.5 Les ondes de gravité

Il existe plusieurs échelles d'ondes. Dans la basse troposphère, les ondes de gravité internes sont les plus fréquentes. Elles sont dues au cisaillement de vent au sommet de la CLA ou à un passage des masses d'air au-dessus d'un relief. Elles ne sont en générales visibles que dans les couches stables, la turbulence de la CLA les détruisant. Nielsen (1992), a observé, à partir de mesures aéroportées, des ondes de gravité de ce type à la transition entre la couche limite marine et la couche continentale dans une région côtière. Miller et al. (2003), expliquent que ces ondes apparaissent relativement loin à l'arrière du front de brise, à la limite supérieure de la couche limite marine, à cause du cisaillement entre l'écoulement de brise (orienté de la mer vers la terre) et le courant de retour, orienté dans l'autre sens. Des ondes de Kelvin-Helmholtz se développent alors. Ces ondes se développent d'autant plus en milieu de journée, où elles peuvent être alimentées par l'instabilité thermodynamique. La condition, pour qu'elles se développent est que le nombre de Richardson de gradient soit petit devant le nombre de Richardson critique (qui traduit le changement de régime entre le laminaire et le turbulent). Cette condition revient à vérifier que le gradient hydrostatique soit petit devant le cisaillement vertical du vent (Stull, 1988).
Lors des vols de Couche Limite Urbaine, les fonctions turbulentes U', V', W', Q' et T', ont permis de repérer des ondes sur certains paliers des vols du 26 juin et du 2 juillet. Ces fonctions représentent respectivement les fluctuations de la vitesse longitudinale et de la vitesse transversale du vent horizontal (dans le repère du vent moyen sur le palier), de la vitesse verticale, du rapport de mélange de l'humidité et de la température potentielle. Les sections de vol où sont observées les ondes sont délimitées par des rectangles de couleurs différentes sur les fonctions des figures 3.17 et 3.18. Un zoom, repéré par son cadre coloré, est effectué sur chaque section comportant des ondes.

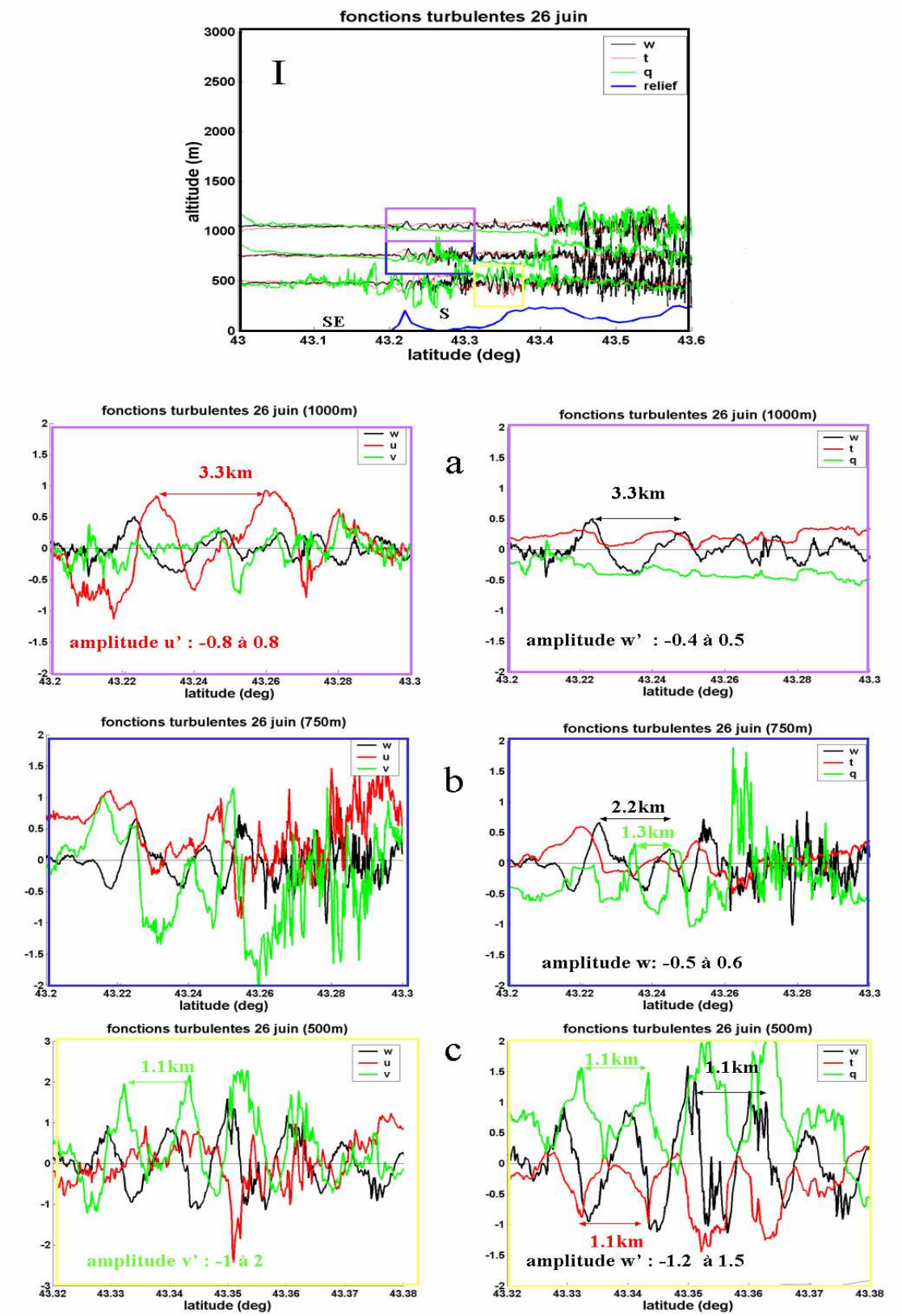

Figure 3.17: Paramètres turbulents U' (ms^{-1}), V' (ms^{-1}), W' (ms^{-1}), T' (°C.ms^{-1}) et Q' ($gkg^{-1}.ms^{-1}$) le long des paliers du vol CLU du 26 juin; a, b et c sont respectivement les zooms au niveau des carrés violet, bleu et jaune de la figure I.

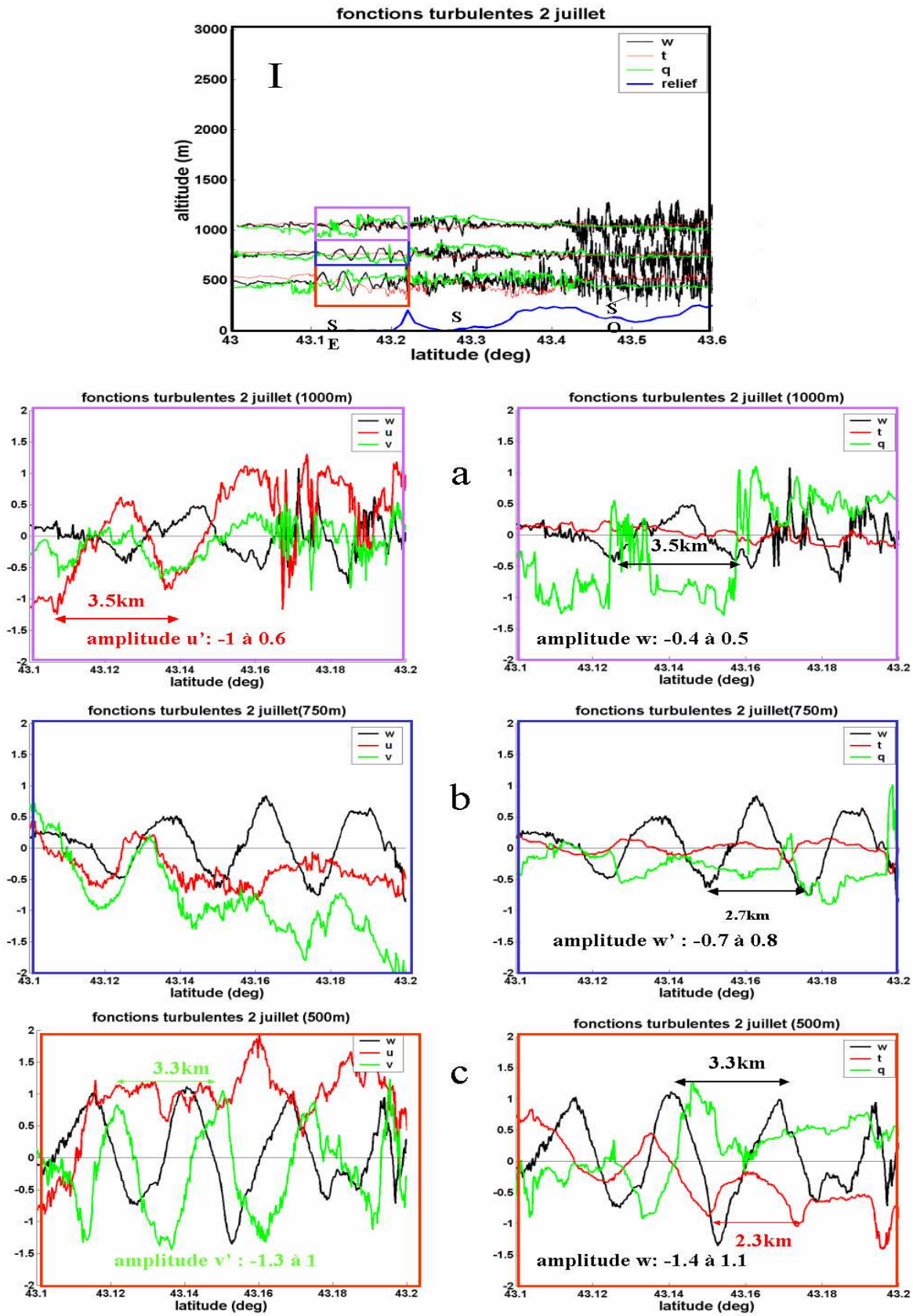

Figure 3.18: paramètres turbulents U' V' W', T' et Q' le long des paliers du vol CLU du 2 juillet a, b et c sont respectivement les zooms au niveau des carrés violet, bleu et rouge de la figure I

La figure 3.19 représente les fluctuations du rapport de mélange de la vapeur d'eau sur les portions de palier où des ondes ont été observées (les parties zoomées des figures précédentes), sans soustraire la dérive. Cette représentation permet de repérer le changement de masse d'air.

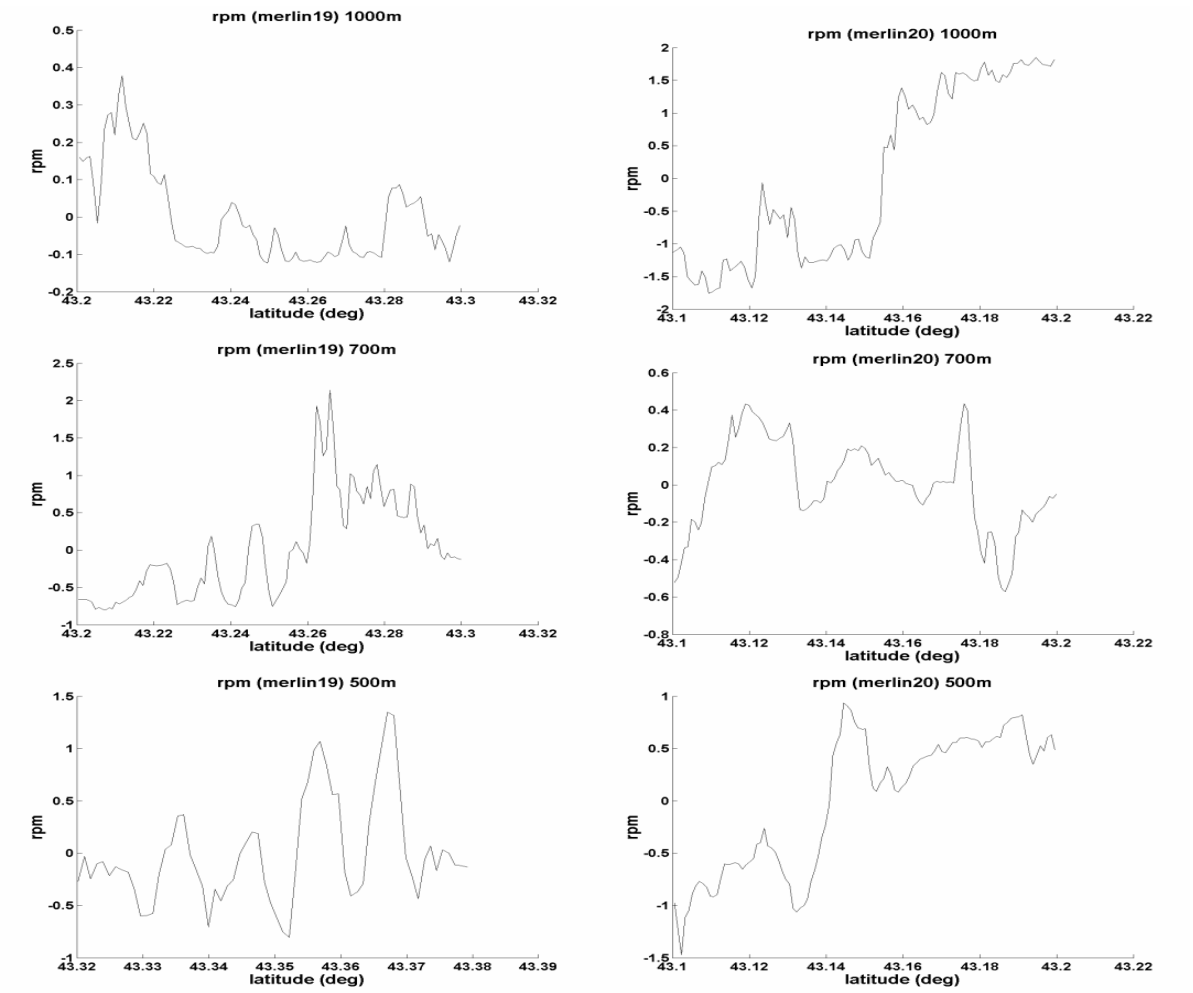

Figure 3.19 : Fluctuations du rapport de mélange de la vapeur d'eau le long des paliers des vols merlin 19 (à gauche) et merlin20 (à droite)

<u>26 juin</u> (Fig. 3.17) :

Le 26 juin, les ondes observées sur les paliers à 1000m et 750 m se trouvent au-dessus de Marseille, juste au nord des Calanques. La fonction W' a une longueur d'onde qui augmente avec l'altitude (de 1.1 km à 3.3 km) et par contre une amplitude qui décroît avec l'altitude (2.7 ms^{-1} à 0.9 ms^{-1}). Sur le palier à 1000m, la fonction U' présente aussi des oscillations, en quadrature avec W', avec une amplitude plus forte que celle de W' au même niveau (1.6 ms^{-1} au lieu de 0.9 ms^{-1}). La présence de l'ensemble de ces ondes sur les niveaux 720 et 1000m indique que l'on est à cet endroit dans une couche stable, ce qui confirme une fois de plus le fait que la CLA au-dessus de Marseille ne dépasse pas 750m.

En revanche, la présence d'ondes sur le palier à 500m au niveau du Vallon Dol dans une zone a priori turbulente est plus difficile à expliquer. Ce niveau est en fait à la limite entre la couche de brise qui

s'étend jusqu'à 500m (Fig. 3.15), et la couche légèrement turbulente advectée de la ville. Dans les deux cas, les ondes tentent de faire se rétablir l'équilibre entre la couche stable qui vient de la mer, et la couche limite continentale plutôt turbulente. Ceci est parfaitement visible sur la figure 3.17 qui montre l'ajustement des fonctions turbulentes T, Q et W au passage entre la couche de brise et la couche continentale. La localisation de la limite entre les deux masses d'air est parfaitement détectable sur l'humidité (cf. Fig. 3.19). La latitude est indiquée dans le tableau 3.2. On peut remarquer l'inclinaison de cette transition le 19 juin, qui peut se déduire du décalage entre les ondes à 500m par rapport à celles des paliers supérieurs. Ce décalage ne se retrouve pas le 2 juillet.

Pour le palier bas, c'est cette fois la composante transverse du vent qui est périodique, avec une amplitude du même ordre de grandeur que celle des fluctuations de vitesse verticale (3 ms^{-1} pour 2.7 ms^{-1}) et une quadrature entre W' et V'. La différence avec les paliers supérieurs peut s'expliquer avec la rotation du vent sur le palier bas : composante sud-est du vent horizontal qui correspond au contournement du relief des Calanques.

Les fonctions T' et Q' sont aussi périodiques, en opposition de phase et en quadrature avec W' sur le palier bas. L'amplitude des fluctuations de température et d'humidité est importante (1.5°C et 1gkg^{-1}), surtout sur le palier bas d'où sont issues les ondes.

<u>2 juillet</u> (Fig. 3.18):

Les ondes du 2 juillet sont présentes sur les trois paliers bas. Elles sont observées sur la mer juste au sud du massif des Calanques : les transitions indiquées dans le tableau 3.2 sont toutes situées au sud des Calanques. Les propriétés des ondes sont les mêmes que celles du 26 juin, à part une opposition de phase observée entre W et U pour le palier le plus élevé. La zone de transition n'est pas inclinée dans ce cas, comme elle l'était pour le 26.

Si l'on s'attarde sur la différence entre ces deux transitions, et sur les différences de structure de la turbulence des deux mêmes jours (Fig. 3.16b et c), on peut avancer l'explication suivante :

Le 26, la couche limite urbaine est plus énergétique que le 2 juillet, au-dessus de l'Observatoire entre 500 et 720 m (note : ce n'est pas le cas en surface). Sous l'effet de la convection, une ascendance se produit au niveau du centre ville (elle n'est visible qu'à partir de 12h30 sur la coupe hauteur temps du radar en Fig. 3.14d). Cette ascendance a tendance à aspirer par le bas la couche limite marine. Le relief des Calanques joue aussi le rôle d'accélérateur de l'aspiration. Dans le cas du 2 juillet, la convection en ville est moins importante (turbulence plus faible), et par ailleurs la transition étant située au sud des Calanques, il n'y a pas aspiration de la couche de brise par le relief.

jour	altitude	W	U	V	T	Q	Latitude de changement de masse d'air
26 juin	1100m	3.3 km 0.9 ms^{-1}	3.3 km 1.6 ms^{-1}	-	-	-	43.225°N
	720m	2.2 km 1.1 ms^{-1}	-	-	-	1.1km 0.9g/kg	43.260°N
	500m	1.1 km 2.7 ms^{-1}	-	1.1 km 3 ms^{-1}	1,1km 1.5°C	1.1km 1g/kg	43.353°N
2 juillet	1100m	3.5 km 0.9 ms^{-1}	3.5 km 1.6 ms^{-1}	-	-	-	43.153°N
	720m	2.7 km 1.5 ms^{-1}	-	-	-	-	43.180°N
	500m	3.3 km 2.5 ms^{-1}	-	3.3 km 2.3 ms^{-1}	2.3km 1.5°C	-	43.130°N

Tableau 3.2: Caractéristiques des oscillations observées lors des vols de CLU du 26 juin et du 2 juillet.

Les longueurs d'onde obtenues dans chacun des deux cas sont similaires aux résultats expérimentaux de Nielsen (1992) qui note des longueurs d'onde comprises entre 1 et 2 km. Par contre le fait que l'amplitude des ondes mesurées au cours d'ESCOMPTE décroisse avec l'altitude nous fait supposer que ces ondes ont été générées en surface, plutôt qu'en altitude. L'hypothèse d'une génération liée au relief (des Calanques) est tout à fait plausible dans le cas du 26 juin. Par contre, elle est moins immédiate pour le cas du 2 juillet, où il resterait à supposer qu'il y ait génération des ondes par les Calanques et réflexion sur le relief de l'Etoile, au nord de Marseille. Ceci reste une hypothèse qu'il est difficile d'étayer, compte tenu de la forte hétérogénéité des paramètres qui rend difficile le calcul du nombre de Richardson ou de la fréquence de Bruntvaïssala (Stull, 1998). Les estimations de ces deux paramètres donnent les résultats suivants (entre les deux paliers les plus bas):

- nombre de Richardson de gradient : 1.2 10^{-4} et 0.24 10^{-4} respectivement pour le 26 juin et le 2 juillet
- longueur d'onde déduite de la fréquence de Bruntvaïssala : 310m et 520m respectivement.

Les nombres de Richardson sont bien inférieurs, comme prévu, au nombre de Richardson critique (0.21). Par ailleurs les longueurs d'onde mesurées (cf Tableau 3.2) sont bien supérieures aux longueurs d'onde de Bruntvaïssala, comme le prévoit la théorie. Ceci permet simplement de conclure que les conditions observées étaient favorables à la génération d'ondes.

<u>23 juin</u> (Fig. 3.19):

Avec l'exemple du 23 juin, on montre que ce caractère ondulatoire qui permet de raccorder les deux masses d'air n'est peut-être pas systématique : le 23 juin, l'incidence de l'écoulement par rapport au relief (vent de nord-ouest, ouest dans les basses couches) n'est pas similaire à celle des 26 juin et 2 juillet (vent de sud ou sud ouest). La figure 3.20 montre que pour le 23 juin, le passage de l'air marin au sud, à l'air continental se fait par le biais de la turbulence : les fluctuations des fonctions s'amplifient jusqu'à se faire se rejoindre les niveaux moyens des deux masses d'air. On peut

remarquer une poche de turbulence entre la latitude 43.2°N et la latitude 43.4°N, où la masse d'air devient modérément turbulente sur la ville, et une autre, beaucoup plus énergétique, à partir de la latitude 43.4°N, correspondant à l'impact de l'écoulement sur le relief de la chaîne de l'Etoile. On ne peut plus cependant parler d'une transition entre couche limite marine-couche limite continentale, car la trajectoire de vol est perpendiculaire à l'écoulement. Ainsi, dans le cas des 26 juin et 2 juillet, les ondes étaient nettement visibles du fait de la trajectoire de l'avion qui les coupait. Dans le cas du 23 juin, on ne peut pas conclure.

En conclusion, la présence de ces ondes, quand la trajectoire du vol est bien orientée par rapport à leur direction, s'explique bien par l'ajustement indispensable entre les deux types de masses d'air. Il aurait été intéressant de l'observer plus tard dans l'après-midi, quand le front de brise se retrouve plus loin en terre. Il aurait fallu pour cela renouveler les vols CLU plus tard dans l'après-midi. Qui dit onde, dit déferlement et turbulence induite. Ceci peut expliquer la complexité de la structure verticale de la turbulence au-dessus de la ville de Marseille. Là encore, la convection urbaine peut jouer un rôle comme dans le cas du 26, mais elle n'est pas le paramètre essentiel.

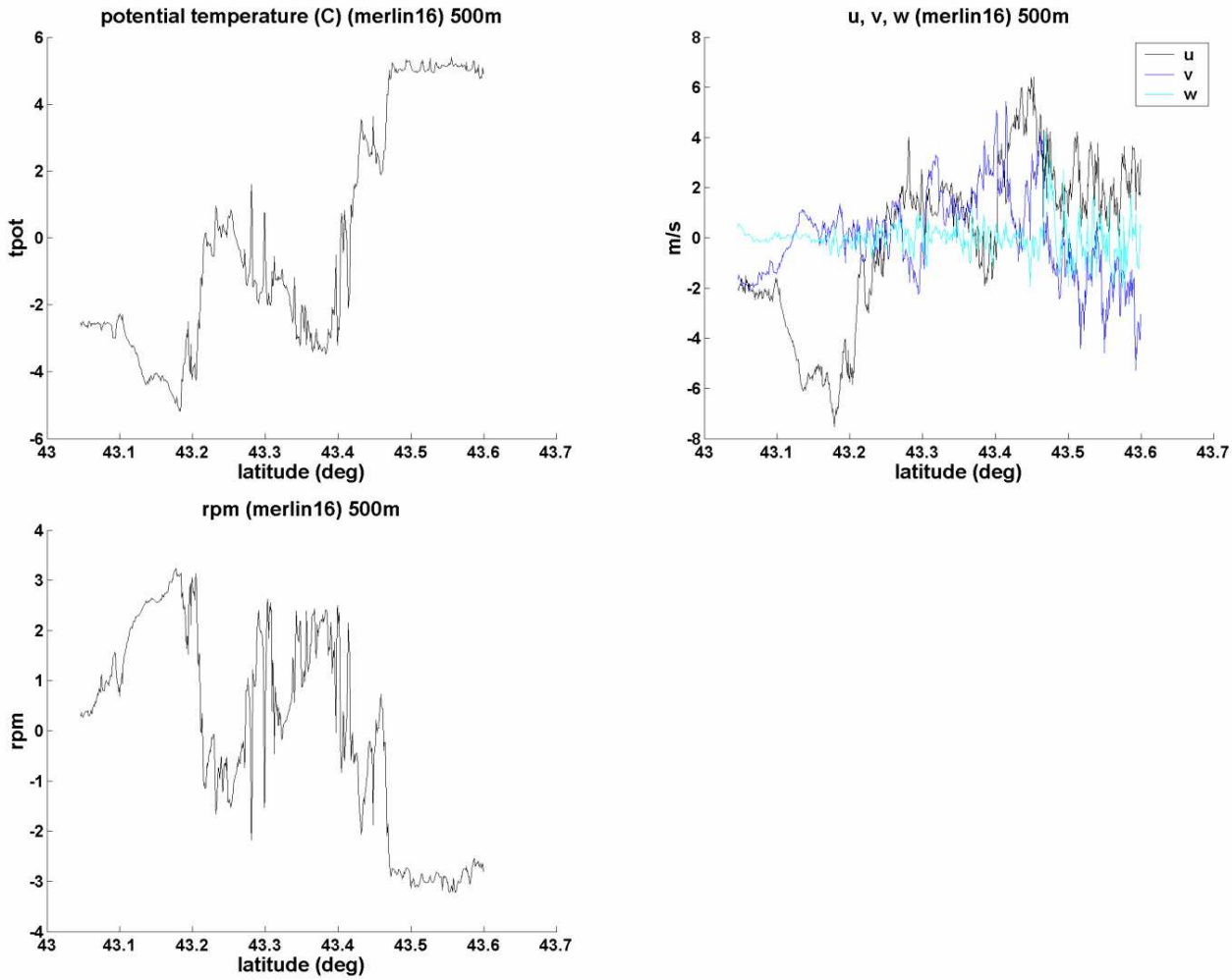

Figure 3.20: fluctuations de T, Q, U, V et W le long du palier à 500m du vol Merlin 16 du 23 juin.

3.3 Conclusion

Ce chapitre a permis de mettre en évidence, à l'aide de moyens expérimentaux, la complexité de la structure verticale de la basse troposphère pendant des vols de brise de mer associés à des écoulements synoptiques d'ouest, nord-ouest ou de sud-sud-est, ou pour des conditions synoptiques de sud-est avec vent fort. Ces vols étaient spécialement dédiés à l'analyse de la Couche Limite Urbaine. Deux vols ont été particulièrement analysés :

- celui d'un début de brise le 23 juin, dont les caractéristiques ont été parfaitement reproduites avec le modèle MesoNh à 3 km de résolution, à l'exception de la structure fine de la turbulence au niveau du centre ville. Par contre, le modèle restitue bien la stratification verticale observée avec l'avion et le profileur UHF positionné au centre ville : on observe parfaitement la couche de brise qui vient éroder par le bas la couche limite continentale.
- celui du 26 juin où la stratification verticale est encore plus complexe puisque la brise locale (d'ouest ou de sud) vient se superposer au vent synoptique de sud. Ce cas permet d'observer à la fois la variabilité spatiale de l'écoulement au-dessus de l'agglomération, mais aussi l'évolution temporelle liée à l'intensification de la brise. En associant les observations des stations sol, du radar UHF localisé au centre ville, du lidar UV positionné sur les contreforts du relief au nord de la ville, les mesures avion et les explorations verticales des ballons, on parvient à décrire de manière détaillée l'évolution de la situation. La turbulence mesurée par l'avion d'une part et le radar d'autre part est un excellent moyen de détecter la superposition des couches limites internes qui se développent à cause de la brise, du relief et parfois, mais ce n'est pas le paramètre directeur, la convection urbaine.

Les autres vols de Couche Limite Urbaine ont été étudiés au travers de la turbulence. Là encore, on montre que l'effet urbain n'est pas le paramètre directeur, que ce soit par condition de brise ou par condition de vent synoptique fort. Rien d'étonnant dans le dernier cas puisque l'effet urbain est essentiellement thermique (même si la rugosité et l'aspect radiatif peuvent aussi jouer un rôle), et qu'il ne pourra se manifester que par vent faible.

Enfin, on a vu avec deux exemples, comment les ondes de gravité permettent d'ajuster les conditions dynamiques et thermodynamiques fondamentalement différentes de la couche marine à la couche continentale en précisant que leur déferlement vient s'ajouter à la turbulence locale.

CHAPITRE 4

VARIABILITE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

Sommaire

4.1 LE DEVELOPPEMENT DE CLA 72

4.1.1 GENERALITES 72
4.1.2 MESURES DE ZI 73
4.1.3 HAUTEURS DE CLA ESTIMEES PAR LA MODELISATION 74
4.1.4 DETERMINATION DES CHAMPS DE VITESSE VERTICALE 75

4.2 RESULTATS ET ANALYSE 82

4.2.1 DEVELOPPEMENT DE LA COUCHE LIMITE EN REGIME DE BRISE ET DE MISTRAL 82
4.2.2 EFFET DE LA VITESSE VERTICALE MESOECHELLE 93

4.3 CONCLUSION 97

Dans la zone ESCOMPTE du fait de l'orographie particulière et de la proximité de la mer, des écoulements locaux tels que brise de mer ou de pente (cf. chapitre 1) existent et peuvent avoir un impact sur le développement de la CLA. Comme cela a été vu dans le chapitre 3, les écoulements de brise sont parfois complexes en raison notamment des reliefs alentours. L'objectif de ce chapitre est de vérifier, puisque les conditions synoptiques sont plutôt anticycloniques, si, à ces effets locaux, peut s'ajouter un effet de plus grande échelle : la subsidence mésoéchelle. En effet, une telle composante méso-échelle est susceptible de limiter le développement des couches limites, et par conséquent de stocker la pollution plus près de la surface.

Dans un premier temps, la méthodologie utilisée pour la restitution des hauteurs de CLA tant à partir des moyens expérimentaux que de la modélisation sera décrite. Ensuite on verra comment la subsidence mésoéchelle peut être estimée à partir des champs de vent. La deuxième partie de ce chapitre permettra de mettre en évidence le contraste entre le développement de couche limite par écoulement de brise ou par Mistral. Enfin, le rôle de la composante méso-échelle sera analysé.

4.1 Le développement de CLA

4.1.1 Généralités

Lorsque la CLA se développe au cours de la journée, l'air près de la surface est mélangé jusqu'à son sommet. Cette particularité permet de définir la hauteur de CLA (Zi) de la façon suivante : on estime Zi au bas du fort gradient de température potentielle (Tpot) ou de celui du rapport de mélange de la vapeur d'eau (Rpm) (cf. chapitre 1). A noter, cependant, que lorsque l'on est en présence d'une superposition de CLA, comme cela a été vu dans le chapitre 3, le niveau de Zi choisi est celui du sommet de la dernière couche instable.

Sur la figure 4.1, où sont représentés les sondages de température potentielle à Saint Rémy le 22 juin à différentes heures, les hauteurs de CLA sont nettement marquées par le fort gradient de température potentielle. Cependant, il convient de noter que le développement de CLA classique que l'on observe ce jour là ne reflète pas ceux des autres journées de la POI2 comme nous le verrons par la suite.

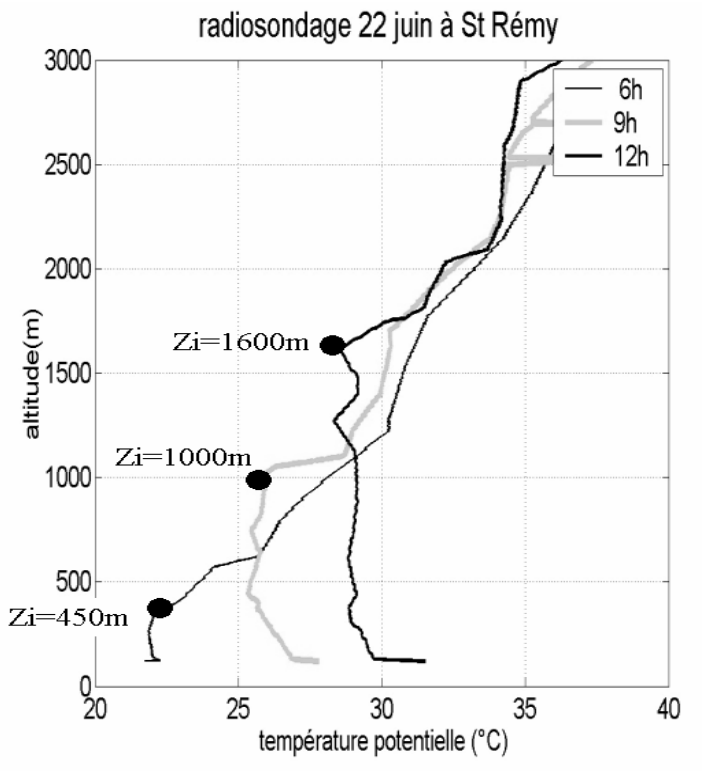

Figure 4.1: Sondage de température potentielle le 22 juin à Saint-Rémy

4.1.2 Mesures de Zi

Lors de la campagne ESCOMPTE et particulièrement pendant les POI, de nombreux sondages avion et radiosondages étaient effectués. Le tableau 4.1 regroupe les lieux et heures des sondages de la POI2 qui seront utilisés pour cette étude.

	Saint-Rémy	Vinon	Avignon	Aix	Marseille	Arles	mer
22 juin	6h,9h,12h,15h,18h	6h,9h,12h,15h,18h		7h,12h		11h	12h
23 juin	6h,9h,12h,15h,18h	6h,9h,12h,15h,18h	6h,11h	7h,12h		14h	7h,12h,15h
24 juin	6h,9h,12h,15h,18h	6h,9h,12h,15h,18h	6h,11h	7h,13h		15h	7h,
25 juin	6h,9h,12h,15h,18h	6h,9h,12h,15h,18h	6h,11h	7h,12h		15h	7h
26 juin	6h,9h,12h,15h,18h	6h,9h,12h,15h,18h	6h,11h	13h	12h,14h,16h	15h	7h

Tableau 4.1: Lieux et heures des sondages avions et radiosondages lors de la POI2

D'autre part les données des radars UHF permettent de déterminer, et ceci en continu, les hauteurs de CLA grâce au Cn^2 (indice de réfraction) qui, lorsqu'il est maximal, traduit un gradient d'humidité associé à la turbulence. Zi et son évolution diurne pouvaient donc être également estimées sur les sites de St-Chamas, Marignane, Aix et Marseille. Un exemple est présenté en figure 4.2.

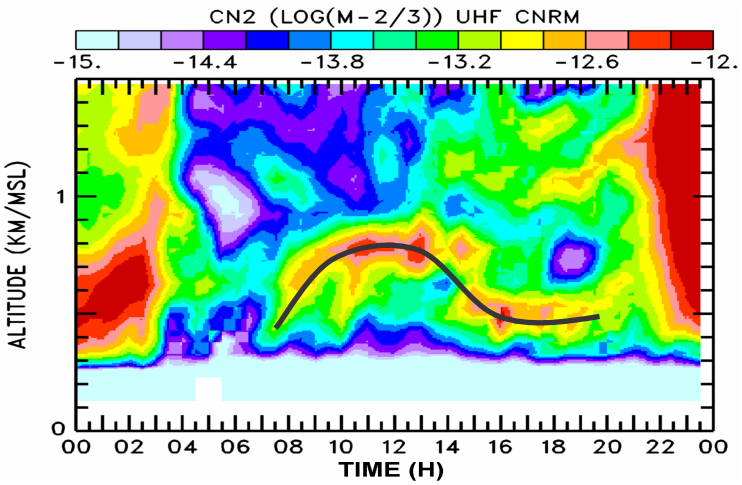

Figure 4.2: Coupe hauteur temps du Cn² du 24 juin à Marseille
Le maximum de Cn² traduit une variation importante d'humidité en haut de la couche limite.
(données radar UHF du CNRM, B. Campistron LA)

Une autre information sur ces hauteurs de CLA nous est donnée indirectement par l'étude des champs du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε obtenus à partir des mesures avion. Comme cela est expliqué dans le chapitre 2, ce paramètre permet de savoir si le vol à 800m s'effectue ou non dans la CLA. Ainsi, bien que l'analyse de ces champs ne permette pas de déterminer Zi exactement, elle constitue un moyen de localiser les zones où la hauteur de la CLA est inférieure à 800m.

Cependant, malgré les nombreux sites, les résultats expérimentaux ne nous permettent pas d'avoir une cartographie des Zi sur toute la zone ESCOMPTE. Pour avoir une telle représentation, les sorties de la simulation MesoNh de F.Cousin ont été utilisées.

4.1.3 Hauteurs de CLA estimées par la modélisation

Les simulations de MesoNh permettent d'obtenir une estimation des Zi. Pour cela, les coupes verticales de température potentielle ont été tracées tous les 0.1°en latitude et en longitude (c'est à dire tous les 11km en latitude et 8,5km en longitude). Sur chaque coupe, la hauteur de CLA est estimée à l'aide du gradient de température potentielle (Θ) comme cela est illustré sur la figure 4.3.

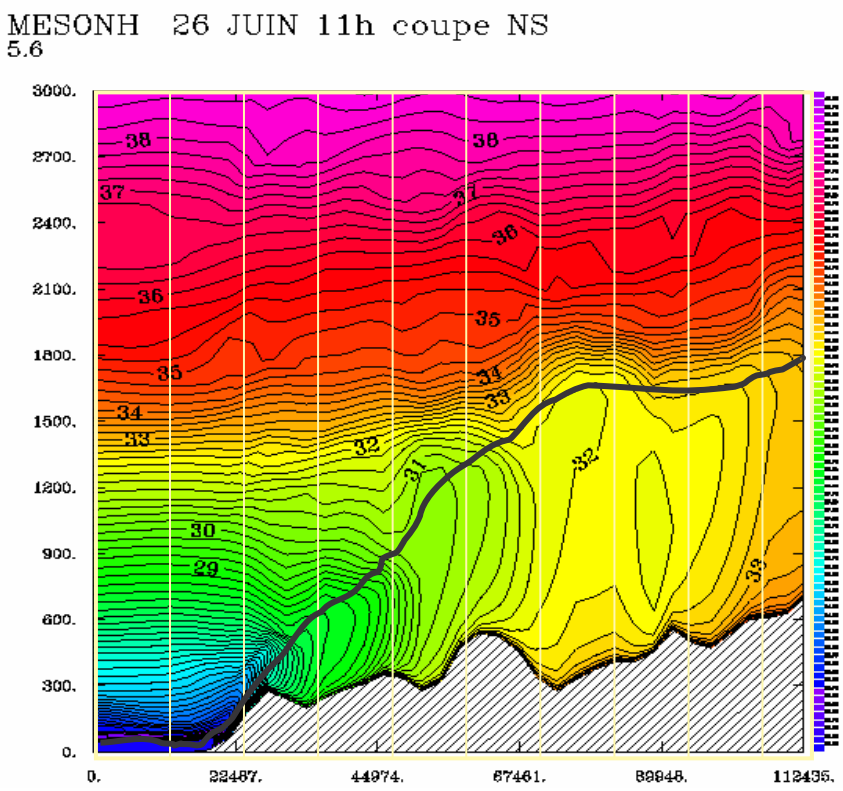

Figure 4.3 : Coupe verticale de température potentielle et estimation de Zi
Exemple du 26 juin, coupe NS entre 43 et 44 °N, à la longitude 5.6 °E.

En chaque point le relief peut aussi être soustrait afin d'obtenir l'épaisseur de la CLA dans laquelle les particules évoluent et non la hauteur absolue (on parle également d'altitude ASL (above sea level) pour l'altitude absolue et altitude AGL (above ground level) pour l'épaisseur). Ceci permet notamment de mettre en évidence l'effet du relief sur le développement des couches limites. Les valeurs obtenues pour la hauteur absolue ou pour l'épaisseur des couches limites sont ensuite interpolées pour obtenir des champs sur tout le domaine ESCOMPTE. Pour s'assurer de la bonne correspondance entre mesure et modèle, les estimations de Zi du modèle sont comparées à celles obtenues expérimentalement à 11h et 14hTU. Les résultats sont présentés en figure 4.4 et 4.5. Le tableau 4.2 regroupe les écarts moyens entre les valeurs de Zi (AGL) trouvées par la modélisation et par la mesure à 11h et 14h pour chaque journée. Ce calcul a été effectué sur tous les points de comparaison hors Vinon et sur Vinon.

ΔZi (exp-mod) /Ziexp	22	23	24	25	26
11h (hors Vinon)	0.08	0.03	0.22	0.27	0.15
11h(Vinon)	0.10	0.00	0.95	0.33	0.00
14h (hors Vinon)	0.19	0.08	0.08	0.05	0.03
14h(Vinon)	0.12	0.37	0.45	0.42	0.08

Tableau 4.2 : Ecarts moyens entre zi mesure et modèle hors Vinon et écarts sur Vinon

A 11h :

La comparaison est très satisfaisante pour la POI2a (les 22 et 23 juin) pour laquelle les hauteurs de CLA sont similaires (cf. tableau 4.2). Les différences ne dépassent pas 10% pour un zi de 1500m en moyenne qui correspond à une différence inférieure à 150m, ce qui est négligeable compte-tenu du lissage manuel que l'on est obligé d'effectuer en relevant les niveaux de Zi sur les profils de température potentielle. Pour ce qui est de la POI2b, la comparaison est légèrement moins bonne (notamment le 25, où la différence moyenne entre la mesure et la modélisation peut atteindre 27% hors Vinon). Celle-ci est probablement due à une mauvaise localisation du front de brise par le modèle. On a une sous estimation de la CLA par le modèle dans la zone côtière (notamment les 24 et 25, où la différence entre la mesure et la modélisation est de plusieurs centaines de mètres ; cf Fig. 4.4c et d dans leur partie centrale). D'autre part, sur Vinon, la différence est également importante (95% le 24, 33% le 25) mais correspond cette fois à une surestimation du modèle, ce qui peut être dû à un chauffage trop important sur la montagne par le modèle. Cependant, globalement la méthode de détermination de Zi à l'aide des coupes verticales de température potentielle du modèle est satisfaisante.

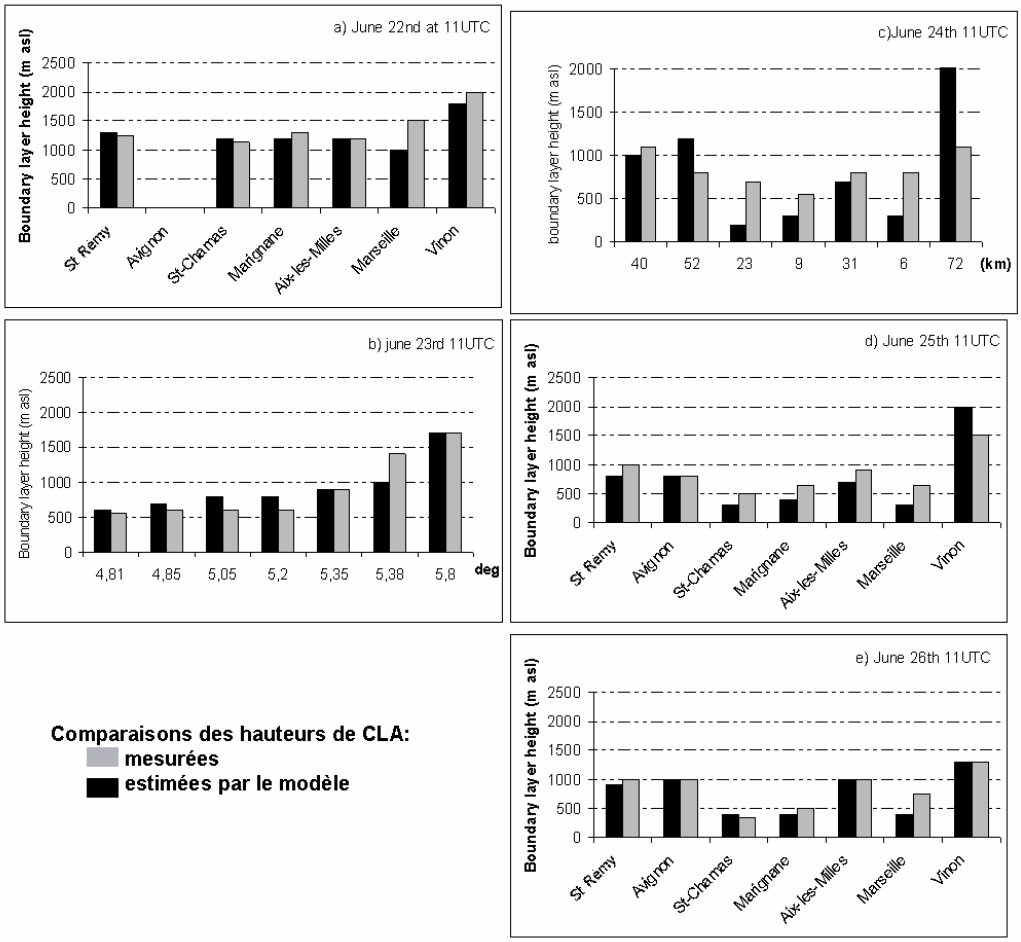

Figure 4.4: Comparaison des hauteurs de CLA modèle et expérimentale à 11hTU. Les valeurs de Zi en différents lieux du domaine ESCOMPTE sont présentées pour toute la POI2 (du 22 juin (fig. a) au 26 juin (fig. e)à 11h. La localisation de ces points de comparaison est faite par leur nom (fig. a, d et e), par leur longitude (fig.b) ou par leur distance à la mer (fig. c).

A 14h :

La comparaison modèle mesure est également très satisfaisante à 14h. Les conditions de brise de la POI2b (les plus faibles valeurs de Zi) sont mieux représentées près de la côte par le modèle qu'à 11h, où la brise s'installait. A 14h, la brise s'est stabilisée et le modèle est plus à même de représenter la réalité de manière spatiale aussi bien que temporelle : les données du tableau 4.2 montrent bien la diminution de l'écart entre 11h et 14h dans la partie hors Vinon. Ce n'est pas forcément le cas sur Vinon où le modèle continue de surestimer Zi (les 23, 24 et 25). Remarquons que les fortes différences observées à 14h correspondent là-encore à une situation instationnaire car dans 2 cas sur 3, la couche limite a diminué de façon conséquente entre 11 et 14h. A remarquer cependant, la divergence des résultats pour le 22 à Marseille. Cette différence sera commentée par la suite.

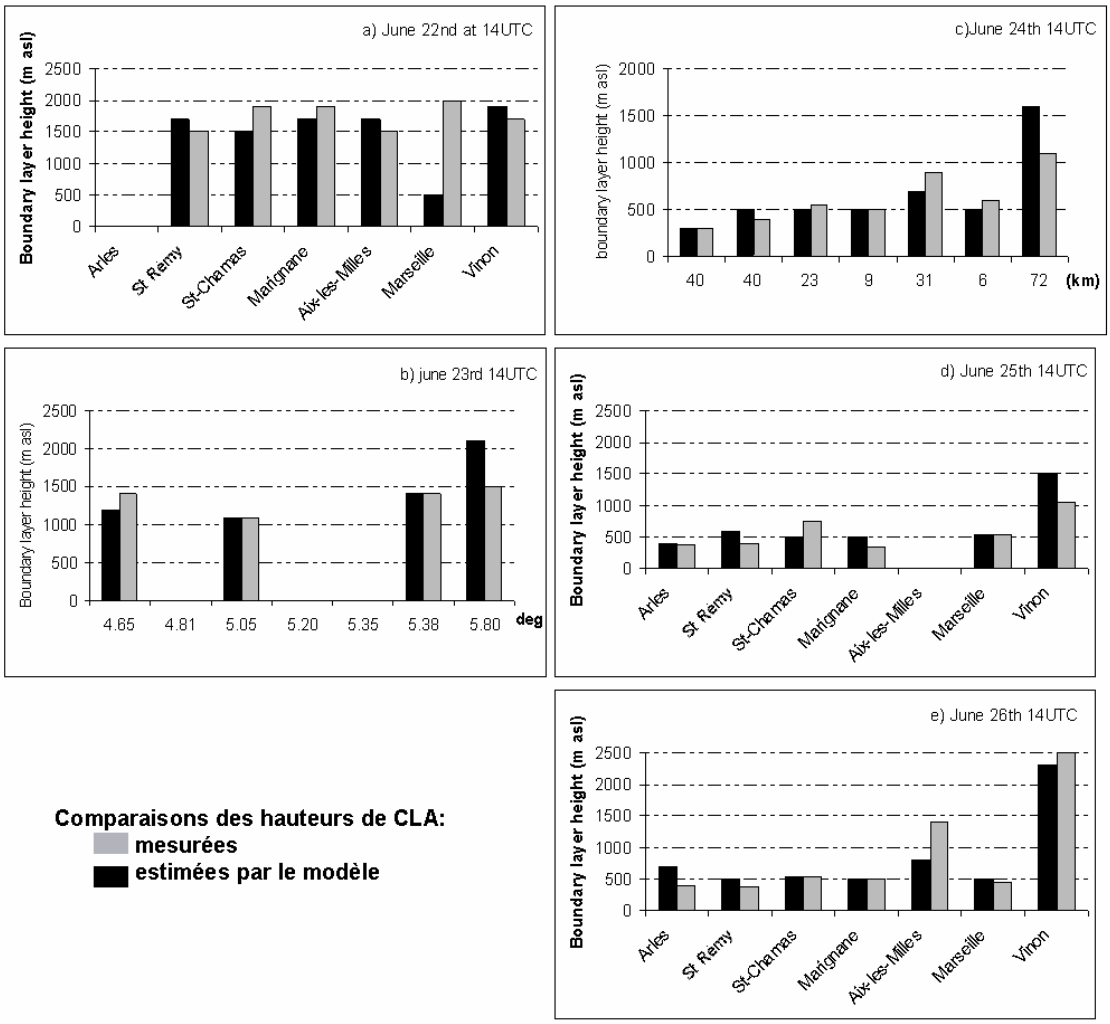

Figure 4.5: Comparaison des hauteurs de CLA modèle et expérimentales à 14hTU. Les valeurs de Zi en différents lieux du domaine ESCOMPTE sont présentées pour toute la POI2 (du 22 juin (fig. a) au 26 juin (fig. e)à 14h. La localisation de ces points de comparaison est faite par leur nom (fig. a, d et e), par leur longitude (fig.b) ou par leur distance à la mer (fig. c).

L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle de la hauteur de CLA sera présentée au chapitre 4.2. Auparavant, la méthodologie qui a permis d'obtenir les champs de vitesse verticale va être explicitée afin d'en étudier l'influence sur les développements de CLA.

4.1.4 Détermination des champs de vitesse verticale

Pour estimer l'impact de la subsidence mésoéchelle sur ces développements de CLA, une étude de la vitesse verticale va être faite. Des mesures directes de W ne sont pas possibles en avion car ce terme est plus petit que la composante horizontale U du vent d'au moins un ordre de grandeur et donc cumule les erreurs. Pour cette raison, une méthode de détermination indirecte par le biais du champ de vent horizontal va être effectuée. Cette étude va permettre de montrer qu'il est possible d'obtenir avec l'avion une indication sur la vitesse moyenne méso-échelle. La validation se fera avec les résultats du modèle.

A l'aide de l'équation de la divergence : **div(U,V)=DU/DX+DV/DY),** il est possible de remonter à la vitesse verticale grâce à l'équation de continuité **: DU/DX+DV/DY+DW/DZ=0**

On intègre ensuite entre le sol et 800m (car les vols avion se font à 800m) (cf. Equation 4.1) en faisant les hypothèses suivantes : la vitesse verticale est nulle à la surface et la divergence ne varie pas entre le sol et le niveau de calcul.

Equation 4.1: $$Wdiv = \int_{Zrelief}^{800} -div(U,V).dz = -(800 - Z_{relief}) * div(U,V)$$

La première étape de cette étude a été de trouver la résolution du vecteur vent pour laquelle la vitesse verticale pouvait être considérée comme significative à mésoéchelle. Le calcul a été effectué pour une résolution à 3, 9 15 et 18km. Chaque jeu de données était obtenu à l'aide d'une simple moyenne des données de vent avant l'interpolation. Les champs de divergence obtenus pour la résolution de 3km montraient des variations très brusques et ponctuelles, alors que les autres résolutions montraient plutôt des structures de vitesse verticale plus cohérentes et indépendantes de l'échelle. Les champs de divergence à 9km ont été conservés, d'une part pour avoir un champ plus étendu, d'autre part afin de permettre une comparaison avec la divergence des champs de vent issus du modèle qui a également une résolution de 9km (en mode dégradé).

Pour valider cette méthode de calcul, on compare les champs de W_{div} calculés par cette méthode sur les champs de vent du modèle avec les champs de W directement calculés par le modèle en chaque point. Les résultats sont présentés sur les figures 4.6a et 4.6b. On constate que la méthode de calcul à partir de la divergence du champ de vent lisse les données. Pour le 22, par exemple, le champ de vitesse verticale du modèle montre de petites zones de subsidence et d'ascendance assez fortes,

alors que le champ de W calculé à partir de la divergence du champ de vent donne des variations beaucoup moins marquées. Malgré le lissage plus important de l'information issue de la divergence, les vitesses verticales sont, dans les deux estimations, nettement plus élevées dans la zone montagneuse au cours de la POI2b.

La différence entre les deux méthodes de détermination ne sera pas quantifiée, simplement on remarque que l'on voit apparaître des structures de taille similaire. Cette information lissée semble plus à même d'être comparée à l'estimation d'épaisseur de couche limite faite pour le modèle qui était elle aussi issue d'un lissage (estimation visuelle des hauteurs de CLA à partir de coupes verticales (cf. §4.1.3). Si l'on compare maintenant les résultats du modèle avec ceux des données de l'avion (cf. Fig. 4.7) on trouve également que ces champs (de divergence et non plus de vite sse verticale) sont similaires. Ainsi, et c'est la première fois que ce résultat est montré, il est possible d'obtenir une information mésoéchelle de divergence et donc de la vitesse verticale du vent à partir des données avion. Cette information peut être utilisée pour estimer l'impact des subsidences ou ascendances sur les développements de CLA. Elle permettra par la suite (chapitre 5) de calculer des termes du bilan d'ozone.

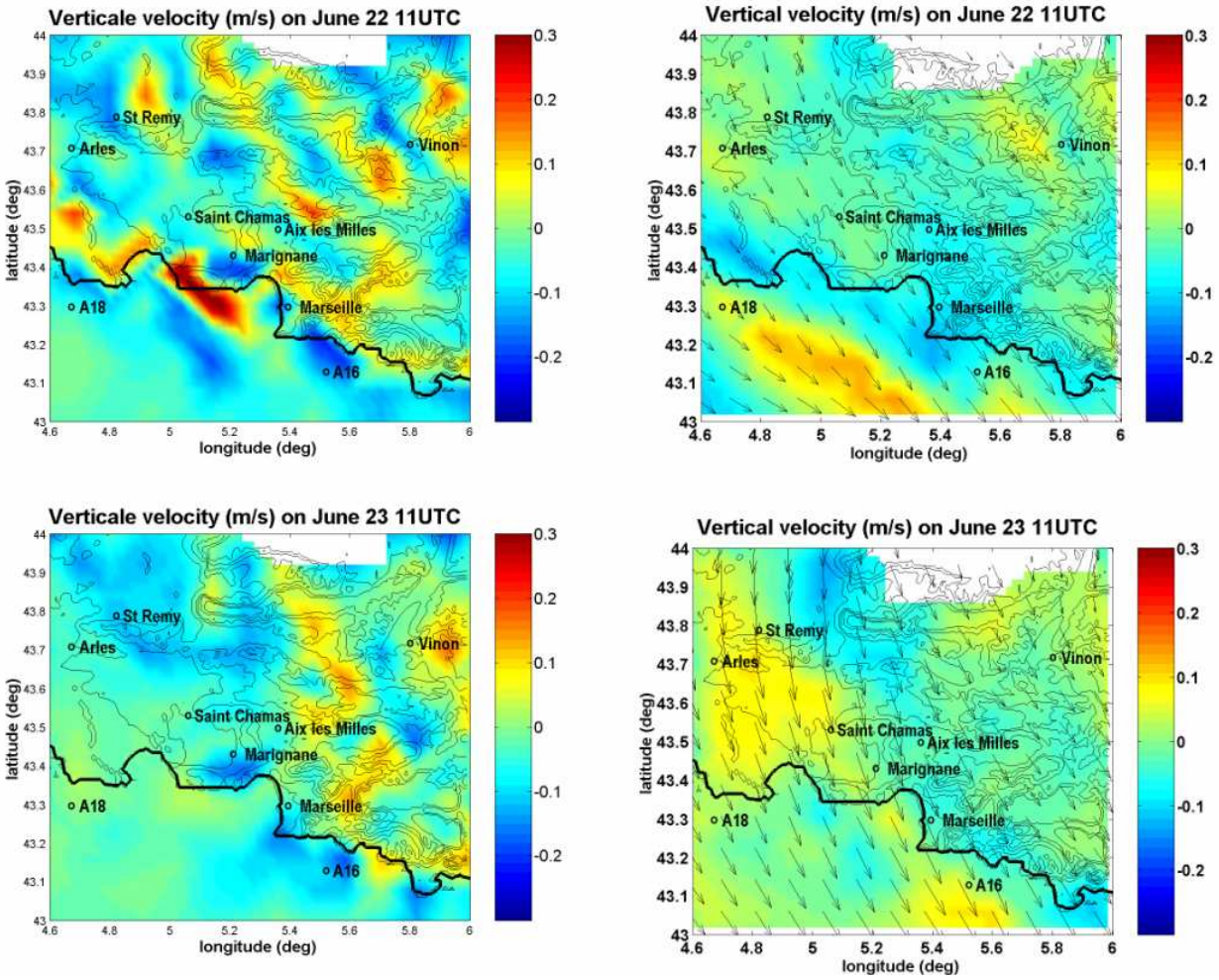

Figure 4.6a : Champs de vitesse verticale calculés directement par le modèle (à gauche) et calculés par la méthode de la divergence du champ de vent du modèle (à droite) pour la POI2a.

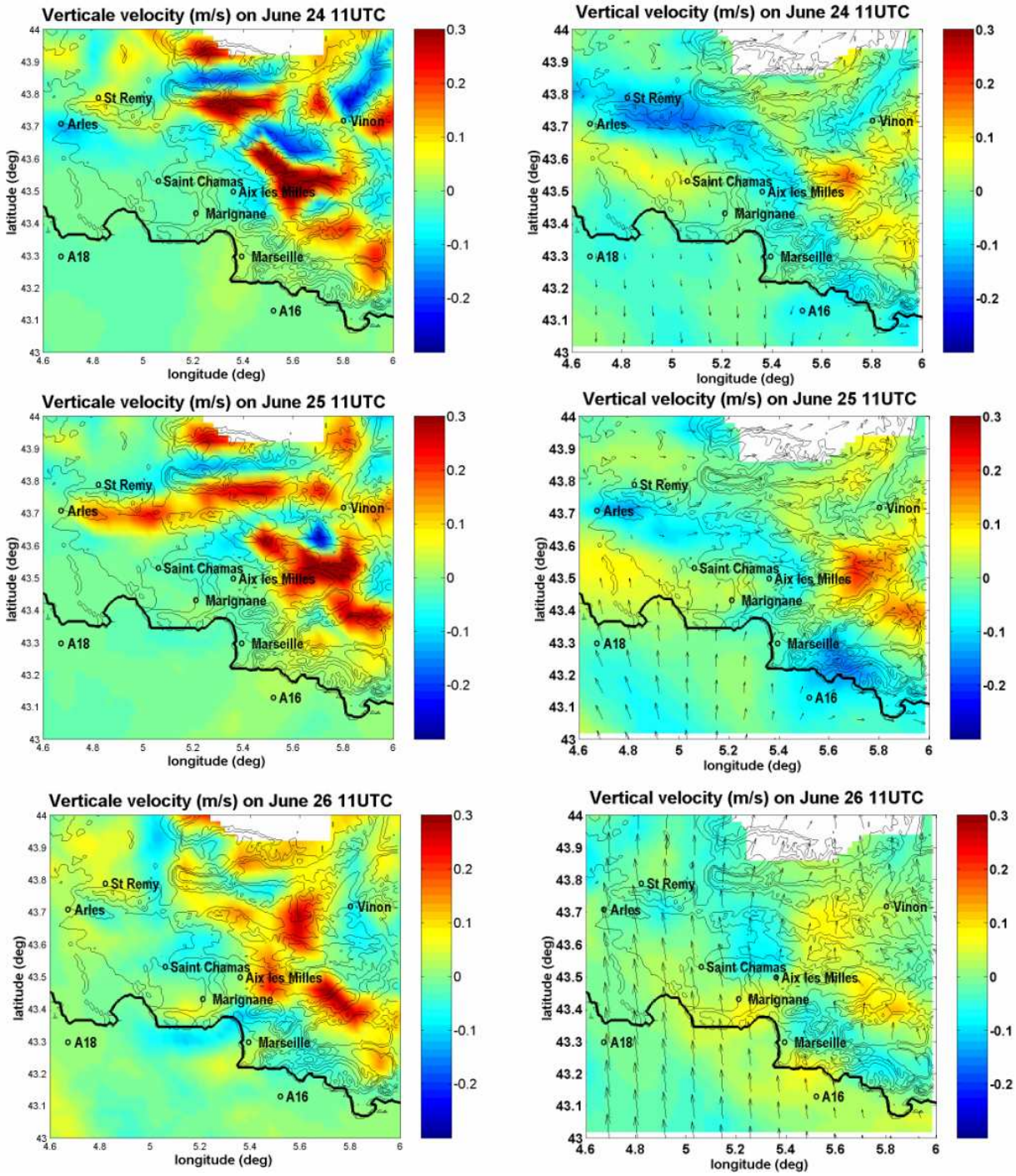

Figure 4.6b : Champs de vitesse verticale calculés directement par le modèle (à gauche) et calculés par la méthode de la divergence du champ de vent du modèle (à droite) pour la POI2b.

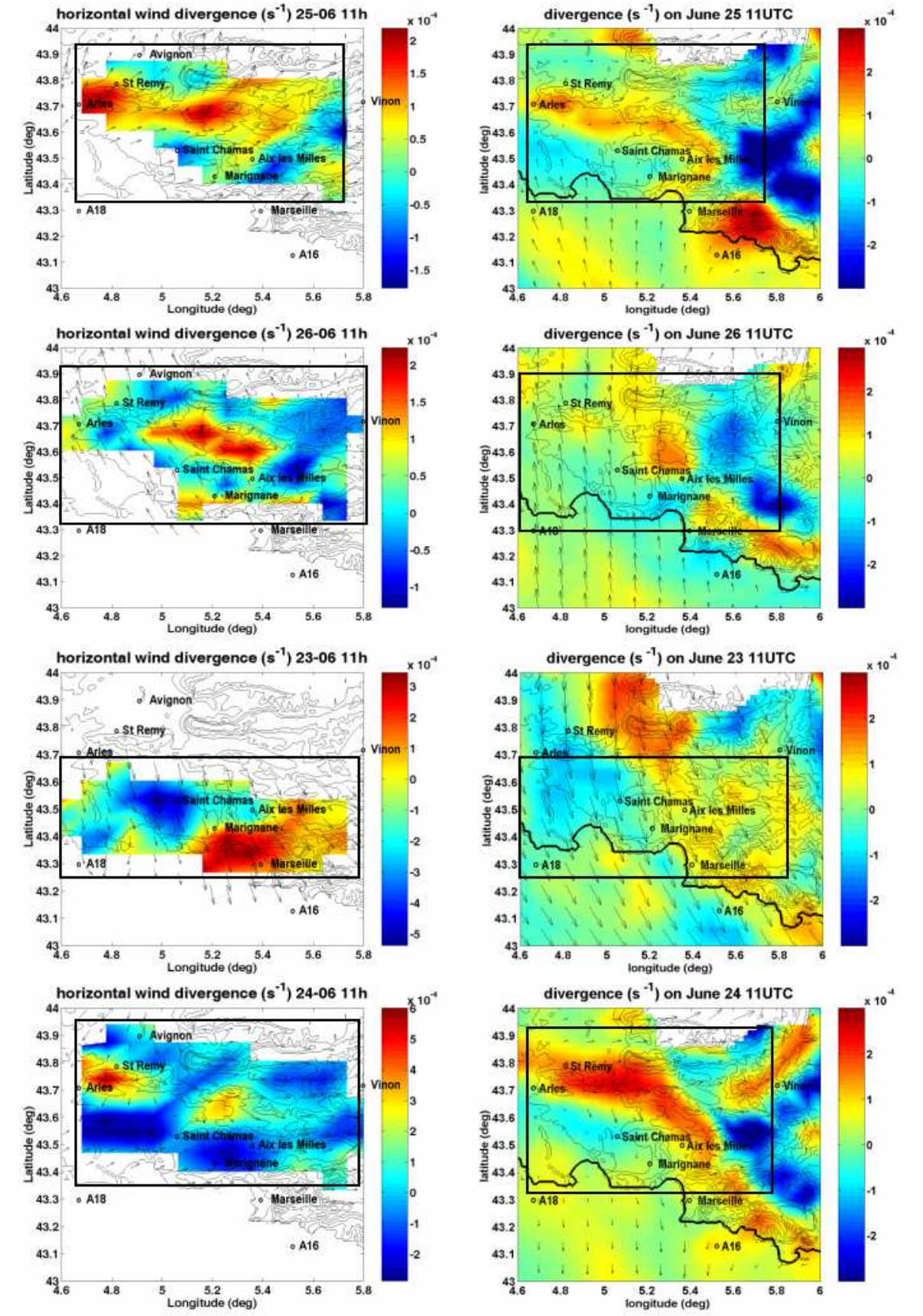

Figure 4.7: Comparaison champ de divergence avion et modèle (23 au 26 juin)

4.2 Résultats et analyse

4.2.1 Développement de la couche limite en régime de brise et de Mistral

Champs d'épaisseur de couche limite à 11hTU :

Les cartes d'épaisseur de la couche limite obtenues à partir des simulations Meso-NH pour les cinq jours de la POI2 à 11hTU sont regroupées sur la figures 4.8. Sur ces graphes sont superposées la ligne de côte (en trait continu jaune) et l'extension horizontale de la couche marine stratifiée (trait pointillé noir). Quand ce trait pointillé n'est pas représenté, c'est qu'il est rejeté en terre (brise de mer), c'est le cas de la POI2b.

Pour les deux journées de la POI2a, la CLA continentale est advectée sur la mer, comme cela a été vu dans le chapitre 3 pour le cas du 23 juin, ce qui entraîne une déconnexion de la CLA par rapport à la surface. On voit par exemple ce jour là, au sud de la vallée du Rhône, une couche limite continentale de 1000m d'épaisseur, qui a été advectée jusqu'à la latitude 43°18N. Cette couche turbulente n'est pas en contact avec la surface de la mer entre 43°18 et 43°30, mais passe au-dessus de la couche limite marine qui s'étend jusqu'à 43°30. Plus au nord, et alors que l'on est encore au sud de la côte, la couche limite est turbulente et instable de la surface de la mer à Zi.

Sur la figure 4.8, on remarque en premier lieu une différence importante entre le 22 et le 23 bien que les deux journées sont soumises à des vents quasi similaires. Le 23, les mesures et le modèle s'accordent pour donner des valeurs très faibles dans toute la partie occidentale du domaine (Fig 4.8 et Fig 4.4b). On trouve des hauteurs de CLA de 500m à St-Rémy ou St-Chamas par exemple, alors qu'elles étaient de 1100 m la veille. Par contre le développement au dessus des montagnes est le même le 23 que le 22, d'où le gradient ouest-est que l'on peut observer sur la figure 4.4b.
Il est intéressant de noter également sur la figure 4.8 du 22 et du 23, le développement singulier de la couche limite au-dessus de la vallée de la Durance, dans la zone de Vinon, comme l'ont noté Bastin et al. (2005). L'effet de constriction de la vallée a tendance à accélérer le vent et à générer de la turbulence dynamique susceptible d'augmenter Zi.

Pour ce qui est de la POI2b, l'effet de la brise est visible sur les trois journées dès 11h. En effet, on observe pour les 24, 25 et 26 des développements de CLA moins importants en zone côtière (Fig. 4.10 et Fig. 4.4 c,d,e, en milieu de figures). Le front de brise se situe plus ou moins au niveau des premiers reliefs sérieux soient les Alpilles, le sud du Lubéron, la Sainte-Victoire (cf. fig. 2.1 pour la localisation des reliefs cités). Rappelons que les cartes représentent les épaisseurs de la CLA et non la hauteur absolue, ce qui confirme l'influence du relief.

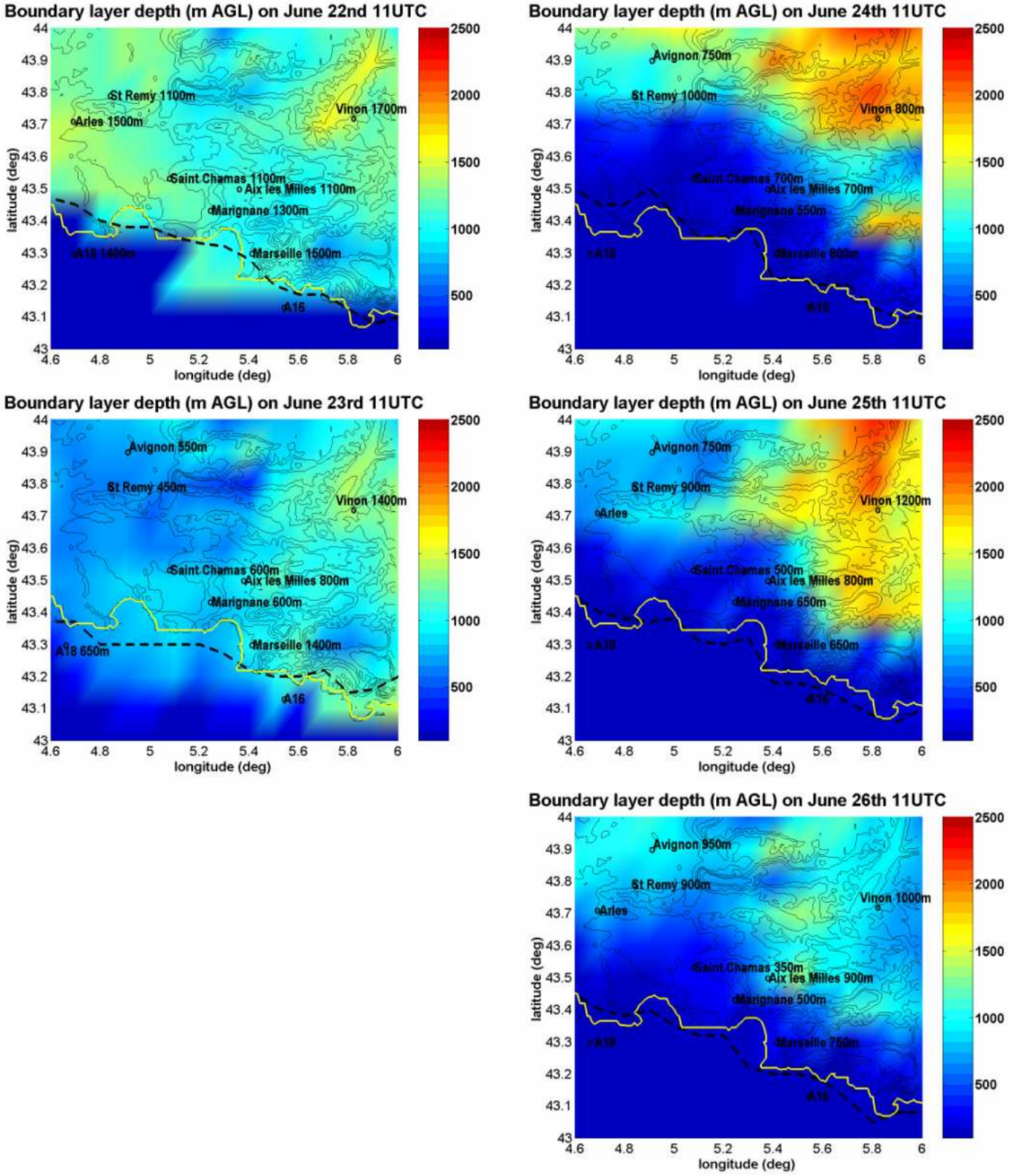

Figure 4.8: Cartes des épaisseurs de CLA des 22,23,24,25 et 26 juin à 11hTU obtenues à partir des simulations Mesonh. Les épaisseurs de CLA mesurées sont rajoutées en noir.

En revanche, sur les montagnes du nord-est de la zone, la différence de développement de couche limite est beaucoup plus marquée entre une journée de Mistral typique comme celle du 22 et les autres journées : on obtient sur les montagnes de fortes valeurs d'épaisseur de couche limite notamment pour les 24 et 25 (2000m ou plus). Du fait de la différence importante entre les mesures et le modèle sur Vinon (surtout le 24) (Fig. 4.4c et d), seul point de comparaison dans cette zone, les valeurs de Zi modèle sur les montagnes pourraient être surestimées. Quand bien même, les 24 et 25 sont des journées peu ventées, notamment sur cette zone, ce qui permet au vent de pente de s'installer. Or, comme on a pu le voir dans le chapitre 1, les vents de pentes provoquent une augmentation des CLA plus importante. La convection, accentuée sur les pentes plus chauffées que la plaine ou la côte, crée un mouvement ascendant qui va dans le même sens que la branche ascendante du vent de pente. Ainsi, même si le modèle surestime ces Zi, il est normal que les développements de CLA en ces journées de faible vent et de forte température soient plus importants sur les montagnes. Bastin (2004) montre par ailleurs que la brise vient renforcer l'effet anabatique car elle favorise le franchissement des petits éléments topographiques lorsqu'elle rencontre les reliefs.

Le cas particulier du 26 juin, où l'on observe un vent de sud associé à la brise de mer, montre des développements de CLA plus faibles sur les montagnes. Ceci est dû au fait que le vent, plus fort que la veille, vient casser l'effet de la turbulence thermique au profit de la turbulence dynamique et l'on retrouve des CLA d'épaisseurs identiques à celles obtenues en conditions de Mistral. Par contre côté plaine, brise et vent synoptique conduisent à un développement de couche limite très limité, comme pour les deux jours précédents.

Champs d'épaisseur de couche limite à 14hTU :

Sur les cartes de la figure 4.9, sont représentées les épaisseurs de CLA des 5 journées de la POI2 à 14hTU.

Le 22 juin, la brise essaie de pénétrer dans le domaine (Fig A1 au sol à 14h), ce qui entraîne un développement plus faible des CLA en bordure de mer. Sur le sodar de St-Chamas, Bastin (2004) observe d'ailleurs un flux d'ouest dans les très basses couches qui correspond à une composante brise+mistral. Cependant, même si les mesures de surface confirment cette pénétration de la brise, le modèle a tendance à en exagérer les effets sur la couche limite : à St Chamas, Marignane comme à Marseille, les résultats des radars UHF indiquent que la couche limite reste épaisse à 14h (1900 à 2000m). Le modèle a donc exagéré l'effet de la brise.

Par ailleurs, les couches limites sont plus développées qu'à 11h sur l'ensemble du domaine, ce qui correspond à un comportement typique d'une couche limite continentale convective d'été par ciel clair, sous nos latitudes et en plaine. A noter le développement plus important au nord-ouest du domaine, c'est-à-dire sur la plaine où le vent est moins fort que sur les reliefs (turbulence thermique plus importante, alors que sur les reliefs, la turbulence dynamique est prépondérante et limite le développement vertical).

Le 23 juin, à 14h comme à 11h, la brise n'est pas assez forte pour contrer le Mistral qui lui passe au-dessus. On observe alors dans ce cas une advection des CLA au-dessus de la brise (ce qu'avaient également noté Guénard et al., 2005). Par ailleurs, les développements de CLA sont plus importants dans l'ouest qu'à 11h.
Les 24 et 25 juin, la brise pénètre plus profondément dans la vallée du Rhône. Elle ne pénètre dans la vallée de la Durance que le 24. L'épaisseur de la couche de brise est encore plus faible le 25 que le 24.

Enfin, pour le 26, la différence entre 11h et 14hTU est très peu visible. Le cycle diurne de la brise est moins flagrant en présence de vent synoptique plus fort. A noter seulement le développement plus important sur la montagne à 14h.

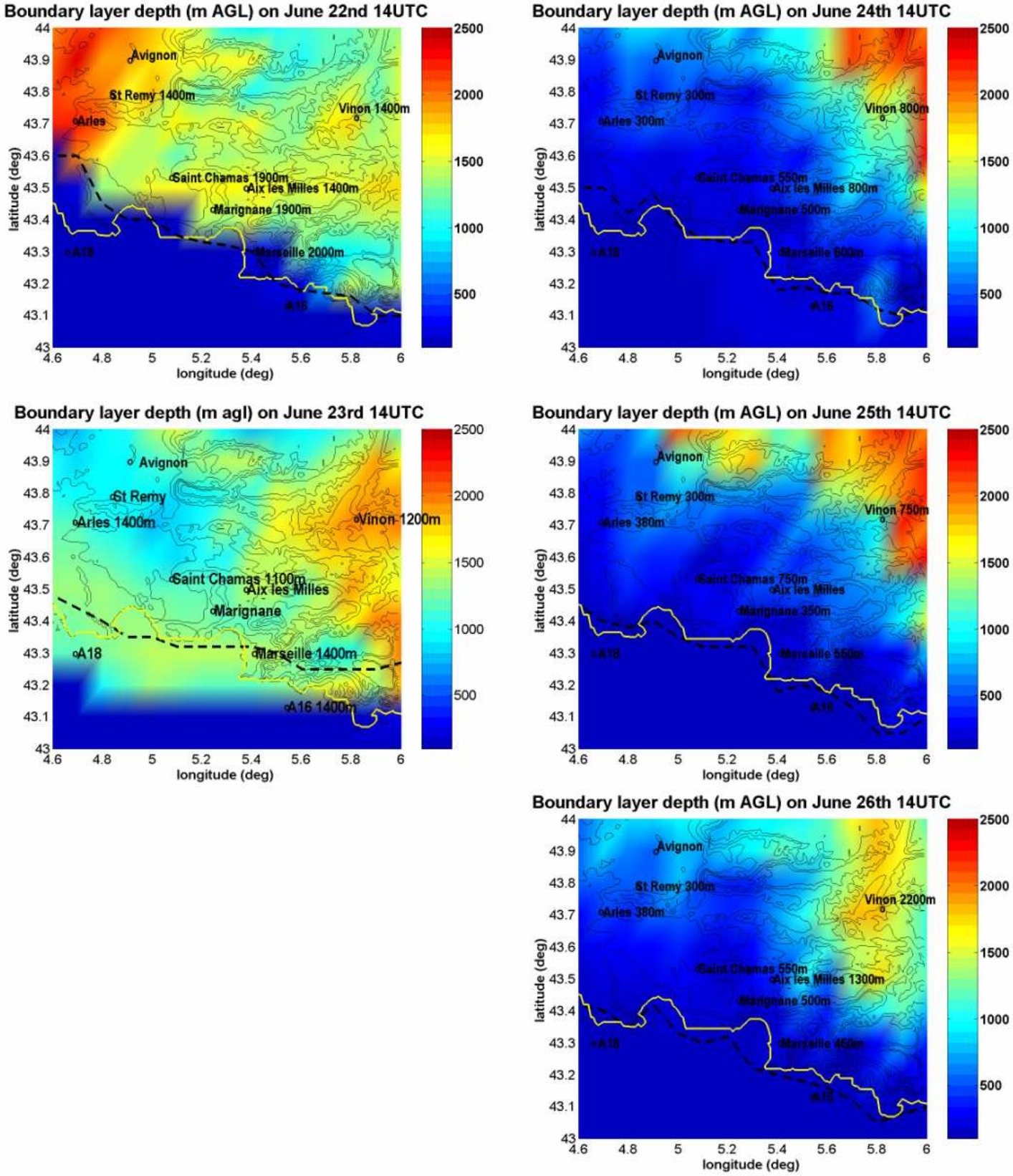

Figure 4.9: même légende que figure 4.8 mais à 14hTU

La singularité de la POI2a :

On peut résumer la structure caractéristique des différents types de couche limite rencontrées au cours de la POI2a à l'aide des radiosondages de St-Rémy et Vinon, représentés pour les 22 et 23 sur la figure 4.10. On observe pour le 22 un développement classique d'une journée d'été où Zi passe de 500m à 6hTU à 1600m à 12h (trait continu) alors que le 23 le développement de CLA est quasi nul entre 6h et 12h. En revanche, la différence à Vinon entre le 22 et le 23 est très faible. Dans des conditions de vent relativement similaire, comme on peut le vérifier sur la figure 4.10, et par ciel clair, on peut observer, sur la plaine, un développement très différent de la couche limite.

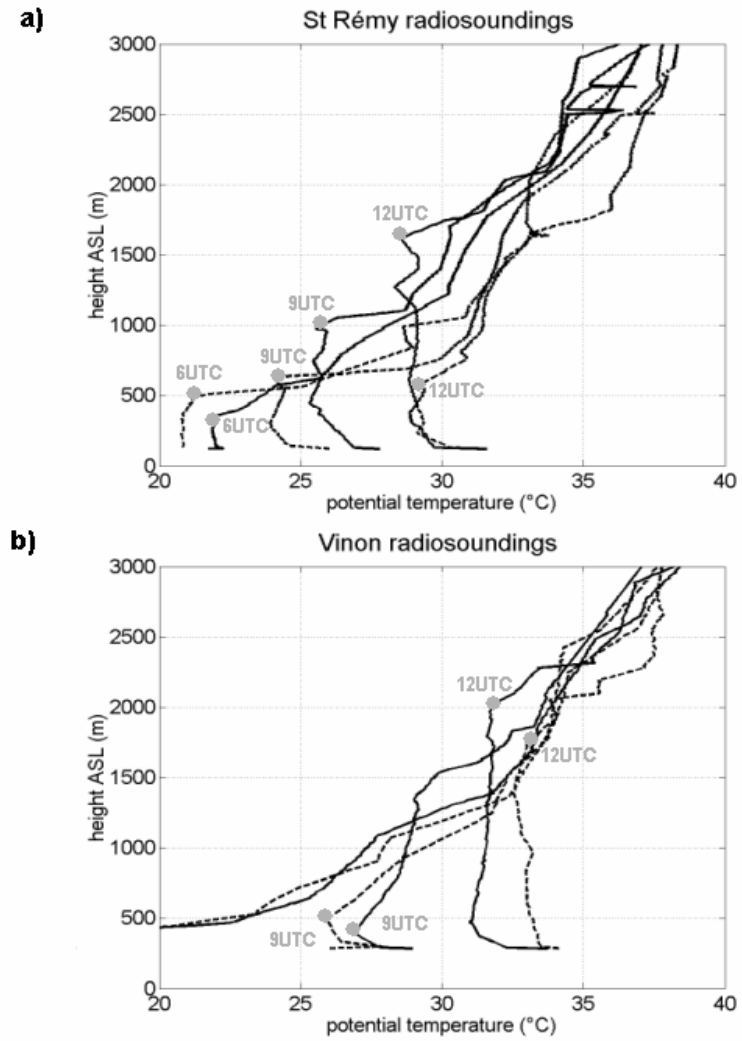

Figure 4.10: Profils de température potentielle issus des radiosondages de Saint-Rémy (a) et Vinon (b) le 22 (trait plein) et le 23 (pointillé) à 6, 9 et 12h.

Pour trouver l'origine de ce faible développement de la CLA le 23 juin à St-Rémy la comparaison des flux de chaleur mesurés les deux jours dans la plaine de la Crau (station sol du laboratoire

d'Aérologie : Bouchou, (2004) est effectuée. Les flux de chaleur sensible sont similaires (cf. figure 4.11) et ne peuvent fournir d'explication suffisante.

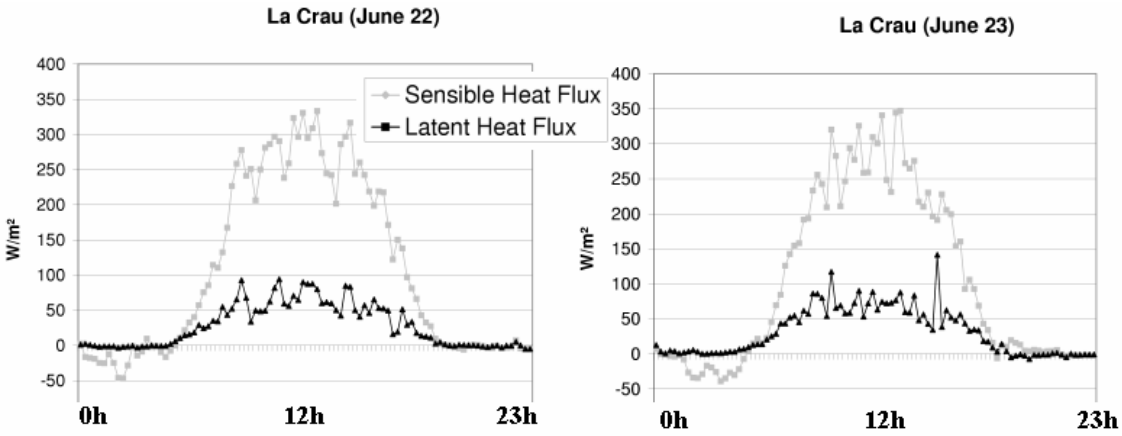

Figure 4.11: Flux de chaleur sensible et latente sur La Crau les 22 et 23 juin.

Par contre, si l'on examine en détail l'évolution des profils de température de la figure 4.10, on constate que la masse d'air s'est refroidie pendant la nuit près de la surface entre le 22 et le 23 (sondages de 6h à St Rémy) dans toute la partie occidentale du domaine. Ceci à cause de la persistance du Mistral, pendant toute la journée du 22, comme le montre la coupe hauteur-temps du profileur de Marseille (Fig. 4.13.b). Or la masse d'air s'est réchauffée en altitude entre le 22 et le 23, comme le montre le champ de température à 800m de la figure 4.12 ou le radiosondage de St Rémy à 12h (Fig 4.10). D'où la présence d'une très forte inversion de température au sommet de la couche limite, et un retard dans le développement de la couche limite le 23, dans la partie ouest du domaine. Ce n'est pas le cas dans la partie montagneuse, où le développement matinal est plutôt inhibé par le vent catabatique que ce soit le 22 comme le 23.

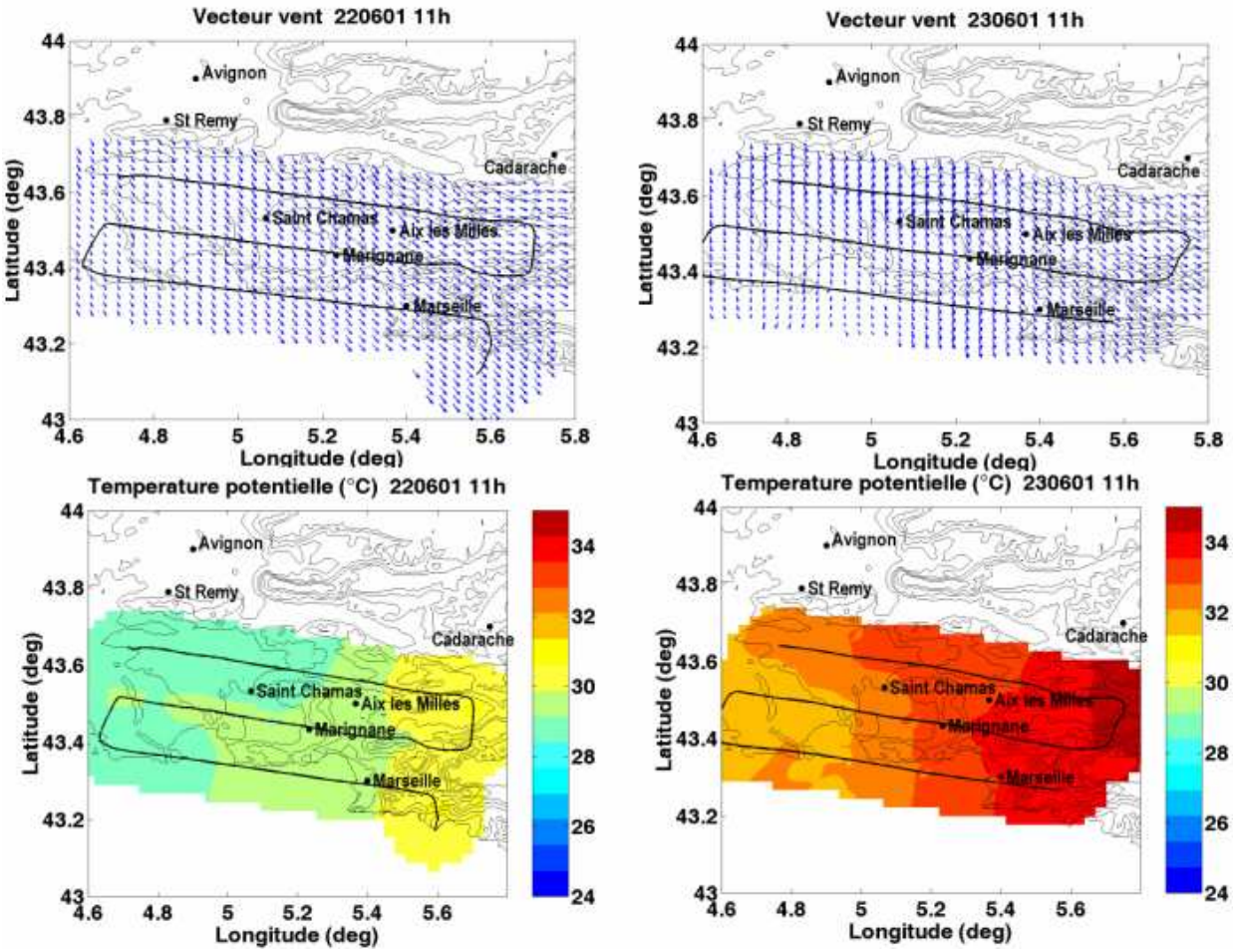

Figure 4.12: Champ à 800m du vent et de la température potentielle pour le 22 juin (à gauche) et le 23 (à droite) à 11hTU

Par ailleurs, si on examine en détail les cas de bordure de mer pour les après-midi des 22 et 23 juin, on ne peut plus être aussi affirmatif sur la différence de comportement des couches limites entre les deux journées : on voit sur la figure 4.13b par exemple que St Chamas se trouve le 22 à 14h dans une période de transition entre l'écoulement de Mistral de nord-ouest et un écoulement composite Mistral-brise qui s'installe jusqu'à 20h. Que devient la couche limite à partir de 14h ? Il semblerait qu'elle s'affaisse, avec un certain retard d'après les mesures de réflectivité (fig. 4.13a) et les estimations du modèle (encore 1900m à 14h d'après la fig. 4.9). Bastin (2004) indique que ce jour là, la brise continuera à pénétrer dans la vallée du Rhône jusqu'à la latitude de 43,9°N, à savoir jusqu'à Avignon.

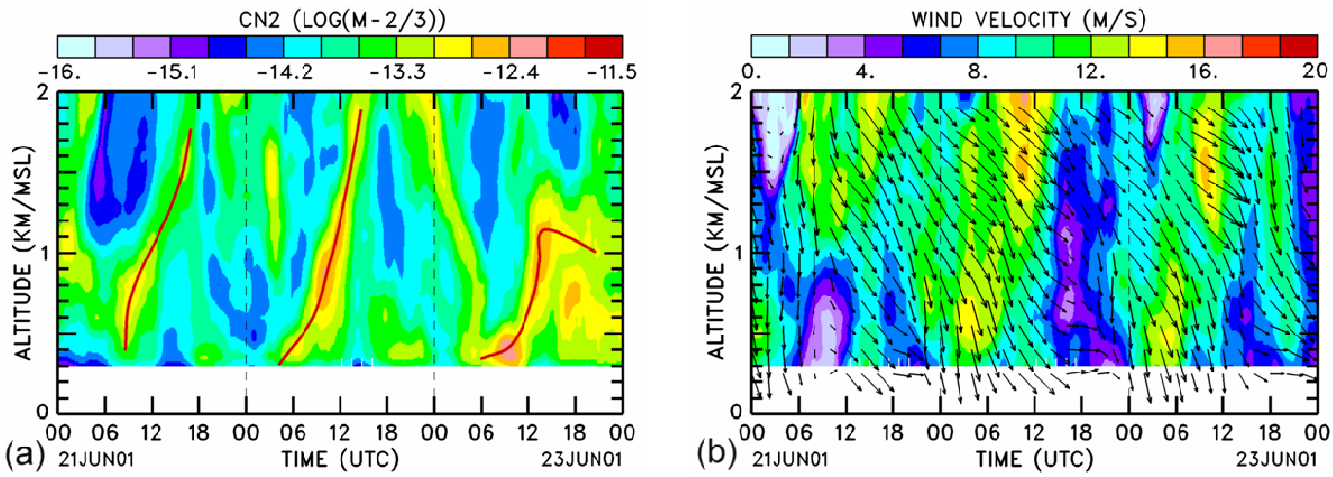

Figure 4.13 : coupe hauteur-temps du coefficient de structure Cn2 (a) et du vecteur vent horizontal (b), mesurés par le radar UHF profileur de St-Chamas du 21 juin au 23 juin. Les traits rouges représentent le développement de la couche limite.

Pour résumer le comportement des couches limites pendant ces deux journées, on peut dire que le 22 est caractérisé sur la plaine par des couches limites à développement classique (en ciel clair, sous nos latitudes). Le Mistral étant fort jusque dans les basses couches, il retarde le développement de la brise, qui n'apparaît qu'à partir de 14h. La pénétration de la brise dans la vallée du Rhône est très limitée. Le 23, la couche limite n'est pas épaisse sur la plaine en milieu de journée, à cause du refroidissement de la surface provoqué par le Mistral de la veille et du réchauffement de la masse d'air en altitude. Du fait du refroidissement de la surface de la plaine (la température de la mer n'ayant pas varié), la brise est moins efficace le 23, par rapport au 22. Elle n'est pas assez puissante pour contrer la couche de Mistral qui lui passe au-dessus, provoquant une advection d'air turbulent instable au-dessus de la mer et de ce fait un soulèvement de la couche limite continentale sur la côte, comme l'ont noté Guénard et al., (2005).

<u>Ecoulements de brise en POI2b :</u>

Les profils verticaux de température mesurés lors de la POI2b ne sont pas représentés car ils sont similaires à ceux du 23 juin, malgré les caractéristiques fondamentalement différentes de l'écoulement. Par contre, des détails chiffrés sur le développement différencié de Zi dans les deux zones, plaine et montagne, sont présentés dans le tableau 4.3 pour toute la POI2. Ce tableau permet de comparer les taux d'inversion mesurés lors des différents radiosondages et de les confronter aux valeurs des développements de couche limite dans les intervalles de temps 6h-9h, 9h-12h et 12h-15h. On constate qu'au cours de la POI2b, comme pour le 23, on peut trouver des taux d'inversion très élevés en plaine par condition de brise (6.5 °C / 100m le 23 à 9h ; 9.5 °C/ 100m le 25 à 9h, tous les deux sur Saint Rémy) associés à des développements de couche limite plus faibles que dans les autres cas, entre 9h et 12h : affaissement de 50m le 23, développement faible de 250m le 25. Il est cependant plus rigoureux de regarder le développement cumulé entre 6h et 12h car les

développements de couche limite ne se font pas de manière synchrone suivant les conditions. Ainsi la couche limite a augmenté de 950 m par conditions de Mistral le 22, grâce à une faible inversion à son sommet, alors qu'elle n'a pas du tout augmenté le 23 entre 6h et 12h. Ce tableau confirme aussi que les inversions sont moins fortes sur les montagnes, et les couches limites plus développées. A noter cependant, le décalage du développement matinal des couches limites sur Vinon (faibles valeurs entre 6h et 9h) : avant que la couche limite ne se développe, il faut que le courant catabatique (descendant) s'inverse, et ceci ne se fait que si les pentes sont suffisamment chauffées. Une fois que la brise de pente ascendante s'est mise en place, le développement se fait très rapidement, comme en témoignent les valeurs élevées de ΔZi entre 9h et 12h, quelles que soient les conditions de vent.

Jour	Taux d'inversion (°C/100m) à St Rémy				Taux d'inversion (°C/100m) à Vinon			
	6h	**9h**	**12h**	**15h**	**6h**	**9h**	**12h**	**15h**
22	1	2.4	0		5.1	0.26	0.58	
	(833m)	(111m)	(300m)		(118m)	(1176m)	(1412m)	
Z_i	350	1000	1300	1500	300	300	2000	1800
ΔZ_i		650	300	200		0	1700	-200
23	2	6.5	0.31		1.6	0.6	0.6	
	(382m)	(88m)	(912m)		(1029m)	(1235m)	(1000m)	
Z_i	500	550	500	rises	400	500	1800	1500
ΔZ_i		50	-50			100	1300	-300
24	2.2	1.9	0.46		2.5	1	0.26	
	(500m)	(353m)	(912m)		(588)	(529)	(2941)	
Z_i	300	500	1100	300	350	500	1050	1050
ΔZ_i		200	600	-800		150	550	0
25	1.5	9.5	0.1		2.5	0.49	0.51	
	(882m)	(59m)	(1559m)		(588m)	(2294m)	(1353m)	
Z_i		750	1000	300	400	800	1500	1050
ΔZ_i			250	-700		400	750	-450
26	3	0.6	0.45		1.7	0.7	0.34	
	(206m)	(1500m)	(2205m)		(529m)	(1147m)	(2294m)	
Z_i	200	500	1000	300	300	850	1300	2550
ΔZ_i		300	500	-700		550	450	1250

Tableau 4.3: Taux d'inversion au sommet des couches limites à Saint Rémy et Vinon. Les nombres entre parenthèses indiquent l'épaisseur sur laquelle les différents taux d'inversion ont été calculés. Les hauteurs de couche limite sont précisées pour chaque sondage. Elles permettent de calculer le développement de la couche limite pendant les 3 h précédant le radiosondage.

Cette partie a permis de mettre en évidence l'impact de la brise et du Mistral sur les développements de CLA. Les cartes d'épaisseurs de Zi permettent également de localiser le front de brise. Cependant, contrairement à ce que trouvent Bastin et al. (2004), on n'observe pas de développement de la CLA plus important au niveau de ce front de brise. Cette différence peut venir de la méthode de détermination de Zi à partir des résultats de la simulation MESONH que nous assumons entièrement. Nous avons voulu en effet nous affranchir des oscillations des cellules convectives estimées à l'aide du TKE car nous ne jugeons pas crédibles des variations de couche limite pouvant atteindre localement 1000m à 1500m. Ce même type de cellules convectives a été observé à l'aide du modèle

RAMS, comme le note Taghavi (2003) qui a montré pour le 25 juin par exemple l'existence de cellules convectives ascendantes de très grande amplitude en amont des reliefs, associées à des zones de subsidence juste après les reliefs. Dans le cadre de cette étude, nous avons opté pour une estimation de Zi à partir des données de température potentielle. Ce traceur permet en effet de moyenner les hétérogénéités locales. Par contre, les hauteurs de Zi, beaucoup plus lissées, ne permettent pas par conséquent de mettre en évidence une augmentation au niveau du front de brise. En effet, Bastin (2004) montre bien que le phénomène d'érosion de la couche continentale par le front de brise et la production d'énergie cinétique qui en résulte ne se produisent que dans des conditions très précises (par exemple quand l'intensité de la brise est supérieure à la vitesse de progression du front de brise). Or l'étude faite ici, qui se veut une image instantanée de la morphologie des couches limites de la zone, ne permet pas de mettre en évidence les singularités spatiales ou ponctuelles.

L'étude précédente a montré que dans les cas de brise, la forte inversion de température au sommet de la CLA, résultant de l'advection d'air froid sur le continent, est un facteur limitant pour le développement des couches limites. On peut se retrouver dans des conditions de blocage identique, pour un écoulement de type Mistral, comme le matin du 23 juin, où la température de la plaine s'est beaucoup refroidie, alors que l'air en altitude s'est réchauffé. Là encore, le développement des couches limites est inhibé par la forte inversion de température à leur sommet. Dans le paragraphe suivant nous allons vérifier s'il n'existe pas un autre facteur limitant du développement des couches limites, qui pourrait être la composante méso-échelle de la vitesse verticale.

4.2.2 Effet de la vitesse verticale mésoéchelle

L'effet de la vitesse verticale méso-échelle sera abordé à deux niveaux différents :

- au travers d'une étude globale en analysant la moyenne sur toute la zone (environ 80 km x100 km). Cette échelle est la limite supérieure entre la méso-échelle et l'échelle synoptique.
- pour une échelle comprise entre 10km x 10 km et 100 km x 100 km qui rend compte des variations régionales liées à la géographie et à l'orographie.

Les résultats de vitesse verticale issus de la divergence du modèle ont été préférés à ceux de l'avion, car les résultats du modèle permettaient d'avoir un domaine plus grand. Par ailleurs, comme cela a été dit auparavant, le lissage induit par cette méthode convient mieux pour la comparaison avec les développements de couche limite. Sur le tableau 4.4 sont regroupées les valeurs moyennes et les écarts-type de la vitesse verticale sur tout le domaine. On constate que toutes les moyennes sont négatives ce qui indique que les 5 jours de la POI2 étaient plutôt subsidents. Ces caractéristiques de subsidence ne sont pas étonnantes, vu la divergence des circulations de vent qui affectent la zone ESCOMPTE. En effet, la figure 4.14 où on a superposé le champ de divergence de grande échelle au champ de vent obtenu avec MESONH, on peut remarquer que le vecteur vent a tendance à diverger à cause :
- de la courbure imposée par la côte au niveau du Golfe de Gênes les 22 et 23,
- des circulations cycloniques ou anticycloniques qui s'établissent sur le golfe du Lion les 24, 25 et 26. En bordure de ces circulations, les écoulements divergent à proximité des reliefs de l'Espagne ou du sud de la France.

Les écoulements sont particulièrement plus subsidents les 22 et 24. On peut noter cependant que l'écart type des résultats est très fort, ce qui rend la moyenne moins significative (la distribution est bien gaussienne). Le fait que l'écoulement soit plutôt subsident le 22 alors que les couches limites sont bien développées ne permet pas de conclure sur l'influence de la vitesse verticale à cette échelle.

	moyenne W (cm/s)	**écart-type**
22juin	-2	4
23juin	-0.4	4
24juin	-2	4
25juin	-0.9	5
26juin	-0.2	3

Tableau 4.4: Moyenne et écart type sur tout le domaine des vitesses verticales à 11h pour la POI2

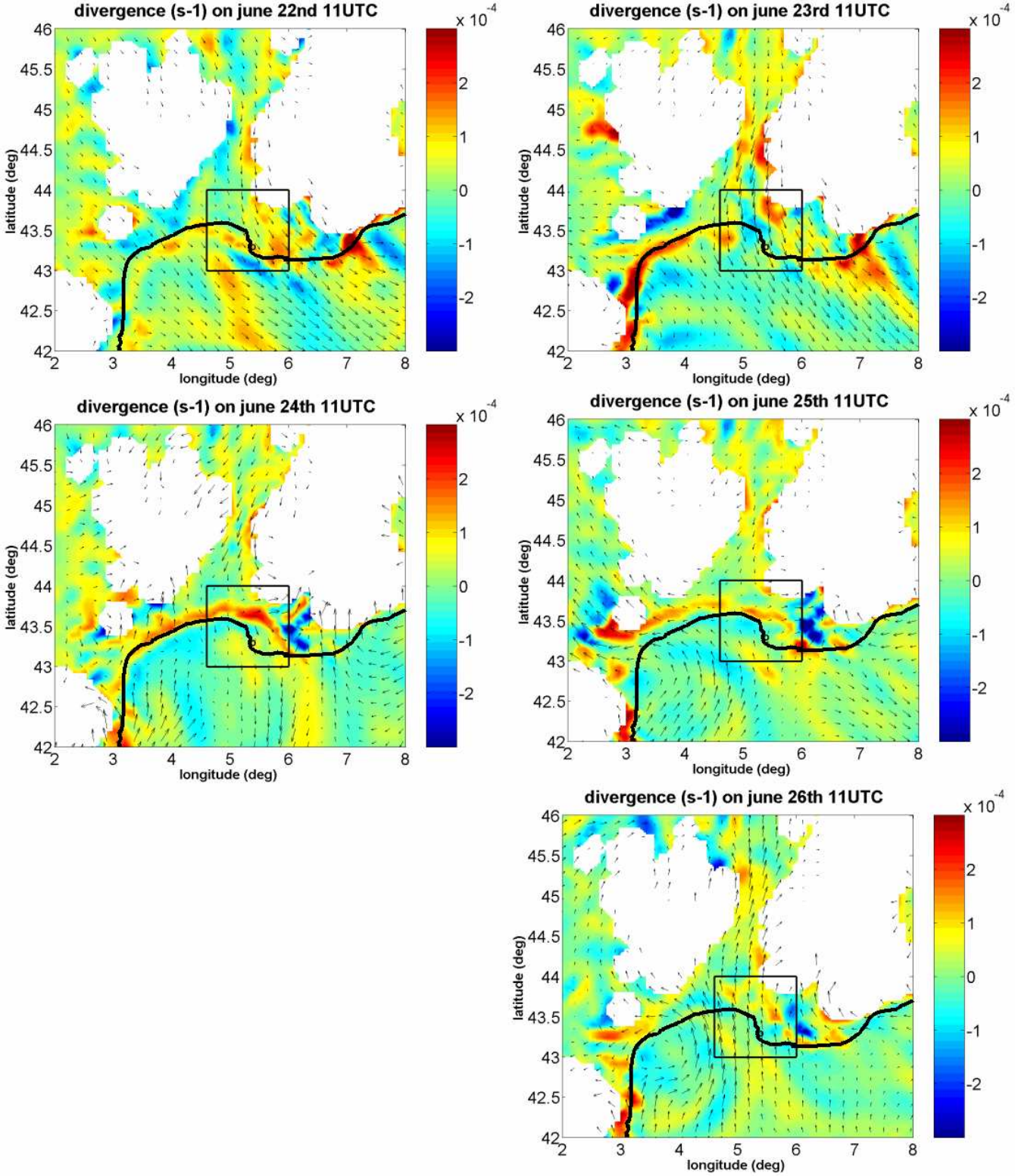

Figure 4.14: Champs de divergence issus des champs de vent MESONH sur le grand domaine (résolution dégradée à 9km), pour les 5 jours de la POI2, à 11HTU.

Pour estimer l'impact de la subsidence entre 10km et 100 km, les cartes d'épaisseur de CLA et de vitesse verticale à 11UTC sont comparés en figure 4.15. Pour le 22, le champ de vitesse verticale est assez homogène et le développement de CLA également. En revanche, le 23 le faible développement de CLA dans l'ouest du domaine ne peut pas s'expliquer par une subsidence importante.

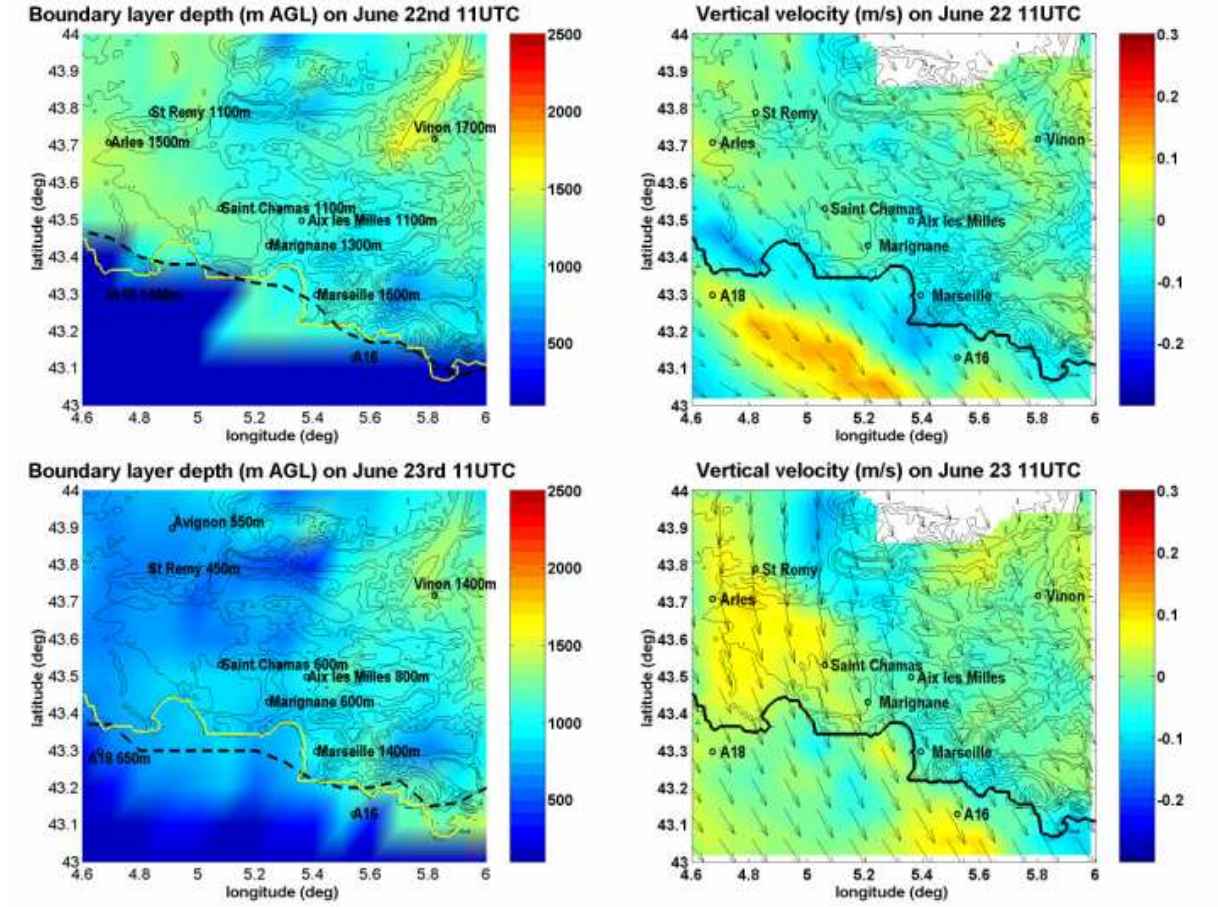

Figure 4.15a : Epaisseurs de CLA (à gauche) et champs de vitesse verticale (droite) à 800m lors de la POI2a à 11h. Les vecteurs vent horizontal sont superposés sur les champs de vitesse verticale

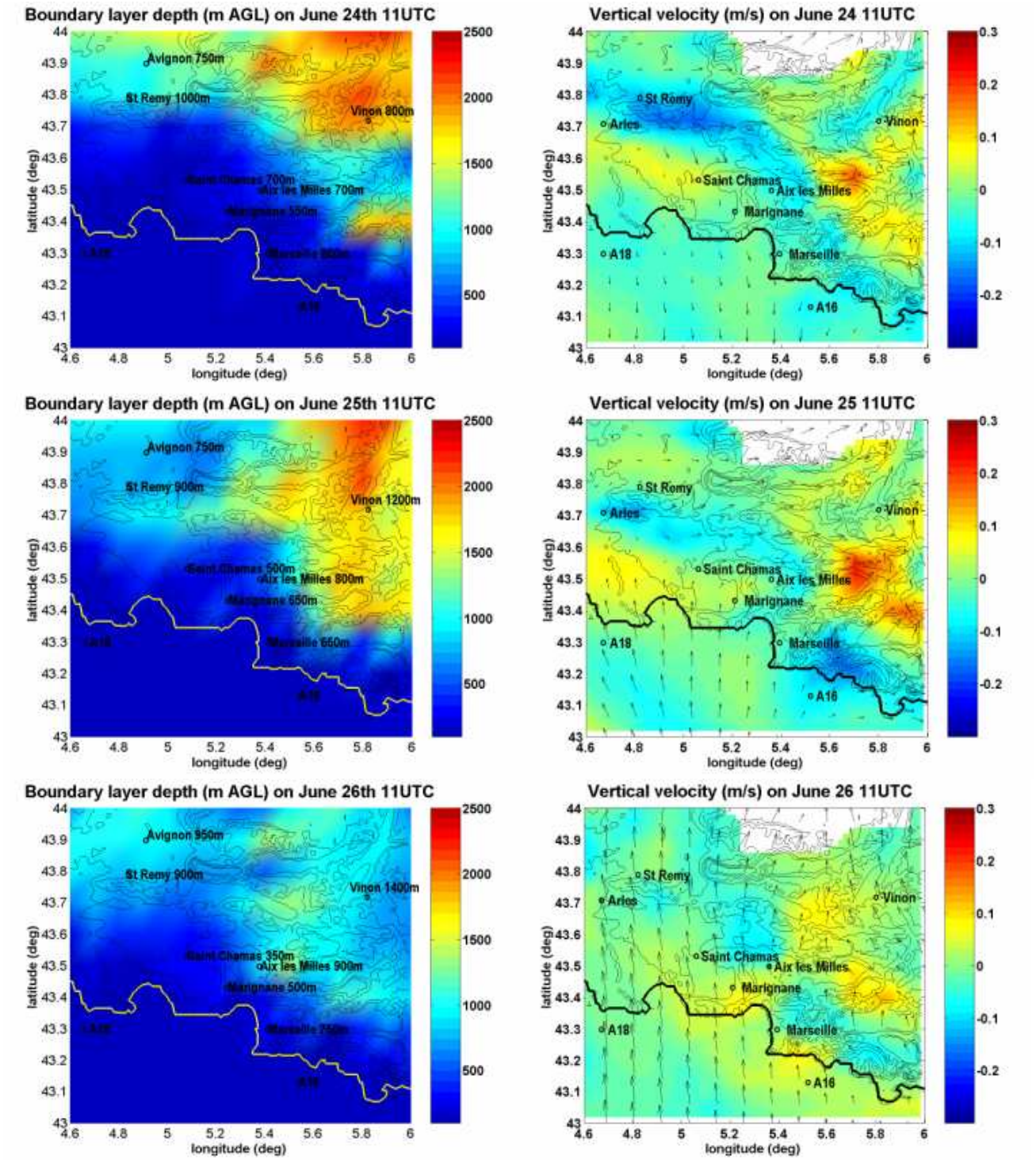

Figure 4.15b : même légende que 4.15a pour la POI2b

Par ailleurs, si l'on compare les champs de Zi et ceux de la vitesse verticale pour les trois jours de la POI2b, on constate que les trois champs de vitesse verticale présentent une structure en bandes presque parallèles à la côte, avec une ascendance sur le trait de côte, une subsidence juste après, et une ascendance à nouveau sur les montagnes. A part le cas de la montagne, ces résultats montrent très peu de corrélation avec le champ des épaisseurs de couche limite. Sur la montagne, la partie

ascendante du courant de brise de pente induit forcément une vitesse verticale positive, le résultat n'est donc pas étonnant. Pour les deux bandes côtières, l'explication est beaucoup moins évidente : si l'on examine à nouveau les champs de divergence du vent horizontal, issus de la modélisation MESO-NH (figure 4.14) sur le grand domaine, on peut remarquer que cette tendance est caractéristique de toute la côte du Golfe de Lion pour les 5 jours de POI, avec simplement un décalage de la partie subsidente : de la mer en POI2a, vers l'intérieur des terres, le long de la côte en POI2b. Ceci est nettement confirmé par les résultats avion présentés en figure 4.7, et ne peut venir d'un artéfact du modèle. Cette situation correspond à une ondulation du vent au niveau de la côte, qui complexifie le schéma simple de la circulation de brise présenté au chapitre 1 (figure 1.4), qui montrait une subsidence sur la mer et une ascendance au niveau du front de brise. Ainsi, pour en revenir au développement des couches limites, on ne peut pas trouver de lien direct entre cette oscillation et le développement de la cellule de brise qui se fait bien parallèlement à la côte, comme prévu.

En conclusion, cette échelle de calcul de W, de l'ordre de 10 km, n'est pas systématiquement corrélée au développement des couches limites, et ne permet pas en tous cas d'expliquer les différences flagrantes observées sur la partie occidentale du domaine entre le 22 et le 23.

4.3 Conclusion

L'étude faite ici a permis de mettre en évidence les différences de développements de CLA suivant les conditions météorologiques. On a vu l'impact de la brise en zone côtière, qui du fait de son apport d'air plus frais, limite la convection et donc le développement de CLA, ce qui est un résultat déjà connu. Indirectement, l'effet du Mistral est important puisqu'il peut empêcher le développement de la brise (comme la journée du 22 où la brise de mer ne peut s'installer qu'en fin d'après-midi) et donc permet des développements plus classiques de couche limite, ceci aussi bien en zone côtière que sur les montagnes. Par contre le Mistral peut aussi refroidir la surface de la plaine, comme c'est le cas du matin du 23, et l'on se retrouve alors avec des couches limites aussi peu épaisses que dans le cas de la brise de mer. Quand la surface de la plaine a fini par se réchauffer (à partir de 14h), la couche limite continentale affectée par le Mistral passe au-dessus de la couche de brise et est advectée sur la mer.

Par ailleurs, les montagnes, par conditions de vent faible, peuvent générer un vent de pente, dans le même sens que la brise de mer. A cause de la turbulence liée à l'accélération du vent et au chauffage préférentiel des pentes, la couche limite a donc tendance à s'épaissir sur le relief. Par contre quand le vent est plus fort, la turbulence dynamique l'emporte sur la convection et les couches limites sont moins épaisses (cas du Mistral ou de l'écoulement synoptique du 26).

D'autre part, une méthode de détermination de la vitesse verticale à mésoéchelle à partir du champ de vent a été utilisée et les résultats ont été comparés aux cartes d'épaisseurs de CLA afin de voir

l'influence de la subsidence mésoéchelle sur les développements de CLA. Différentes échelles de subsidence ont pu être étudiées. Il semble que la subsidence à grande échelle (100km) n'ait pas de véritable impact. En ce qui concerne la vitesse verticale à 10 km, il existe bien une corrélation entre $\overline{W}$ et l'épaisseur de la couche limite, mais essentiellement au-dessus des reliefs. En zone côtière, on note une ascendance juste en bordure de côte, au niveau du delta du Rhône, bordée par une bande subsidente qui s'étend jusqu'aux reliefs. On observe de ce fait une oscillation de l'écoulement de brise, mais cette oscillation ne se retrouve pas sur les développements de couche limite.

Enfin cette étude a permis de définir avec précision l'épaisseur de la couche d'atmosphère dans laquelle les polluants de la couche limite vont stagner ou s'accumuler : en condition de Mistral, la couche limite est généralement épaisse et les polluants peuvent se diluer. Par temps de brise, l'accumulation sera très forte près des côtes où Zi est faible, mais par contre Zi est bien développée sur les montagnes. L'importance de l'inversion au sommet de la couche limite est également un paramètre à estimer car il va plus ou moins favoriser ou empêcher les échanges avec les couches supérieures. Les échanges pourront se faire sur toute la zone par Mistral et essentiellement au-dessus des montagnes par conditions de brise.

CHAPITRE 5

TRANSPORTS ET ECHANGES DE POLLUANTS LORS DE LA POI2 DE LA CAMPAGNE ESCOMPTE

Sommaire

5.1 STRATIFICATION OBSERVEE SUR AVIGNON 100

5.2 ZONES D'ECHANGES POSSIBLES 101

5.2.1 DETERMINATION A PARTIR DES RADIOSONDAGES 101
5.2.2 ETUDE DES RETROTRAJECTOIRES 104

5.3 PRODUCTION LOCALE D'OZONE 111

5.4 EVOLUTION DES CONCENTRATIONS D'OZONE LORS DE LA POI2 119

5.5 CONCLUSION 123

En théorie, la basse troposphère est divisée en deux parties, la couche limite atmosphérique et la troposphère libre (Cf. Chapitre 1). Or, dans la zone ESCOMPTE, les nombreux sondages et radiosondages ont permis de mettre en évidence une stratification plus complexe de la basse troposphère avec plusieurs couches de caractéristiques différentes.

Cette stratification peut permettre un transport et des échanges importants. En effet, dans la CLA, le mélange et le dépôt de polluant tel que l'ozone est important. En revanche, cet ozone peut être bloqué dans des couches stables où les polluants primaires (tel que les NO_x) ne sont plus présents pour le détruire, et dans une couche déconnectée de la surface ne permettant pas le dépôt. Il peut être transporté sur de longues distances et réintégré à la production locale parfois plusieurs centaines de kilomètres plus loin.

L'étude faite ici, portera tout d'abord sur la stratification que l'on a pu observer sur la zone ESCOMPTE lors de la POI2. On verra ensuite quelques exemples de cas où un mélange entre CLA et la première strate la surplombant est possible. Puis, une étude plus systématique de rétrotrajectoires sera effectuée de manière à localiser plus généralement les lieux de transferts. En seconde partie, les termes d'advection d'ozone seront calculés en quelques points pour quantifier la part d'ozone advecté. Enfin, on suivra l'évolution des concentrations en ozone au sol du 22 au 26juin pour voir l'impact de la dynamique sur les concentrations en ozone.

5.1 Stratification observée sur Avignon

Les vols exploration de l'ARAT comprenaient au décollage un sondage au-dessus d'Avignon. Ainsi, deux sondages avaient lieu chaque jour : un le matin et un à midi. Ces nombreux sondages nous ont permis d'observer à l'aide des profils d'ozone une stratification particulière de la basse troposphère. Sur ces profils (cf. figure 5.1) on distingue clairement plusieurs couches de concentrations en ozone constantes au-dessus de la CLA. Le 23, par exemple, on mesure une CLA de 800m surplombée d'une strate de 1000m contenant peu d'ozone (35ppbv), puis une couche de 500m avec des concentrations en ozone de 60ppbv, et une couche de 45ppb à partir de 2300m. Sans rentrer dans le détail de toutes ces couches, ces profils d'ozone au-dessus d'Avignon permettent de mettre en évidence plusieurs choses. Tout d'abord, on constate que cette stratification est observée tous les jours. Ensuite, que les concentrations en ozone dans la couche juste au-dessus de la CLA augmentent plus que dans la CLA elle-même : on passe de 70 à 80 ppbv dans la CLA pendant que dans la couche supérieure les concentrations passent de 30 à 70ppbv. Ce constat implique de s'intéresser particulièrement aux échanges pouvant se produire entre ces deux couches.

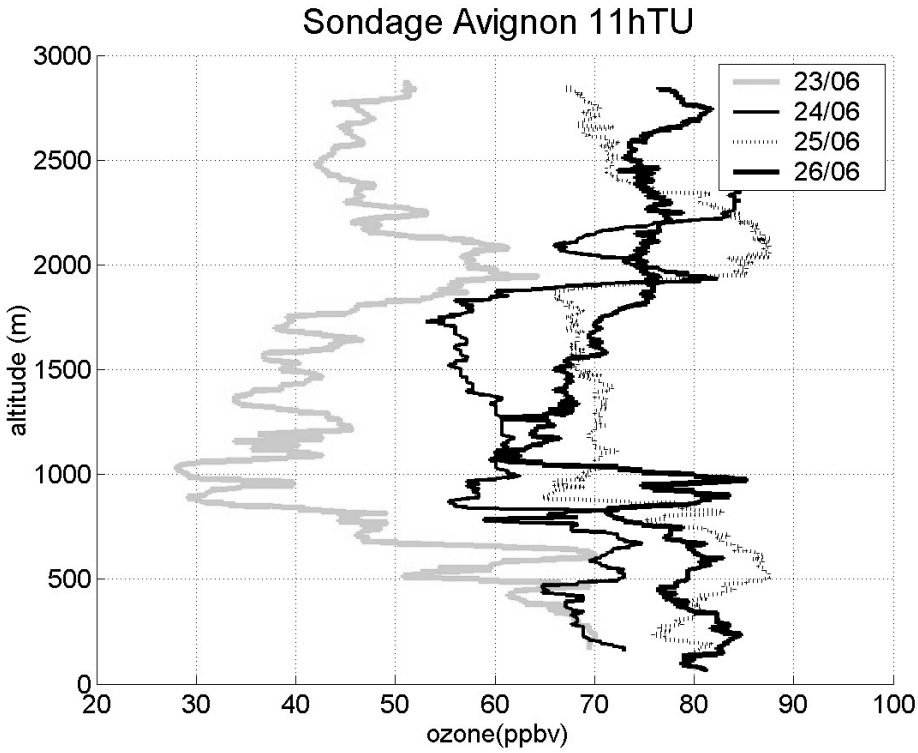

Figure 5.1: Sondage d'ozone (ppbv) sur Avignon à 11hTU du 23 au 26 juin

5.2 Zones d'échanges possibles

5.2.1 Détermination à partir des radiosondages

Comme on l'a vu au chapitre 1, le développement de CLA s'effectue, lorsqu'il est assez énergétique, en entraînant de l'air des couches supérieures. Pour qu'il y ait mélange avec la couche supérieure, il faut que la couche limite se développe plus que la couche résiduelle (CR) de la veille. On peut le vérifier à partir des profils de température potentielle ou d'ozone. Sur la figure 5.2, sont représentés les profils d'ozone à Avignon à 5h et 11h les 23 et 25 juin. Ces figures nous permettent de définir la hauteur de la CR à 5h et celle de la CLA à 11h. Ainsi, si le développement de CLA est plus important que la CR, il peut y avoir des échanges entre les couches. Les exemples de la figure 5.2 montrent que le 23, la CLA de11h n'atteint pas la CR de la veille alors que le 25, elle la dépasse ce qui indique qu'un mélange peut exister sur une couche de 200-300m. Par ailleurs, le 25, la couche supérieure contient des concentrations en ozone assez importantes : ceci montre que le développement de CLA en intégrant de l'air déjà pollué ne favorise pas la dilution des polluants dans la CLA et qu'au contraire il peut en rajouter.

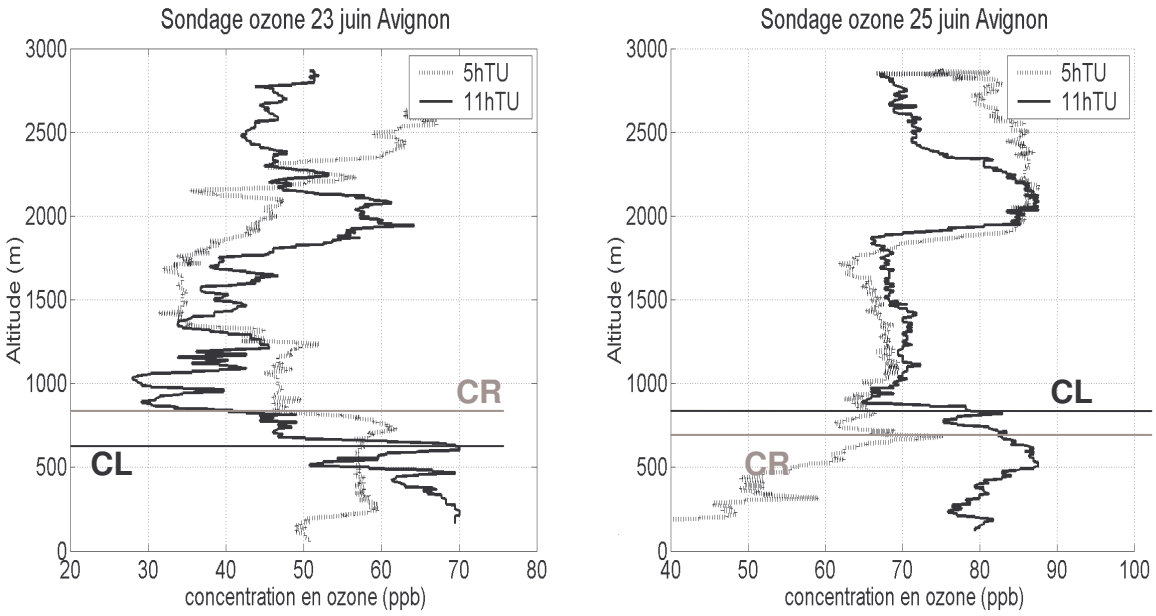

Figure 5.2: Sondage d'ozone à 5h et 11h à Avignon pour le 23 (à gauche) et le 25 (à droite)

Les radiosondages de Vinon du 25 juin à 5h et 12hTU, bien que n'étant pas équipés de sonde ozone, permettent également d'estimer une zone de mélange à l'aide des mesures de température potentielle. Sur le graphe de la figure 5.3, on mesure une hauteur de CR de 1100m à 6hTU et un Zi à 12hTU de 1600m ce qui indique qu'un mélange sur 500m est possible. Dans ce cas encore, si les concentrations en ozone dans la couche supérieure sont plus élevées que celles de la couche limite, l'apport d'ozone de ces couches viendra amplifier les concentrations dans la CLA.

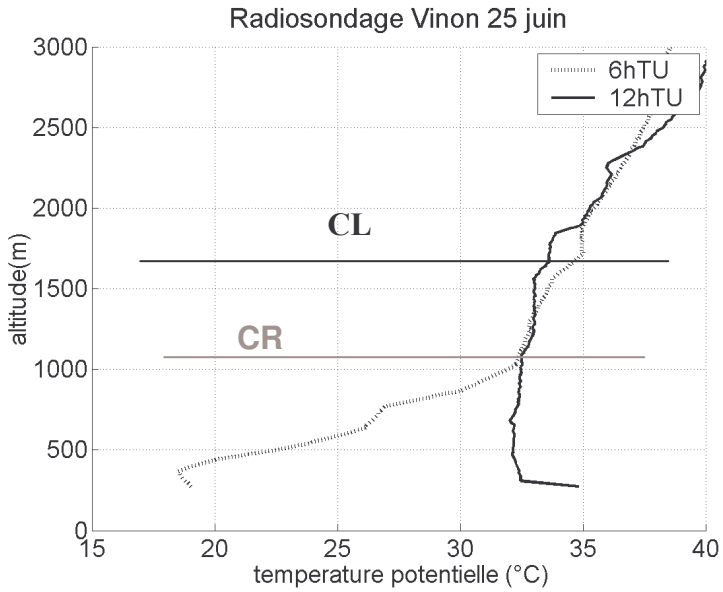

Figure 5.3: Sondage de température potentielle à 6h et 12h au-dessus de Vinon le 25 juin

Cas du 23 juin :

Comme on l'a vu dans le chapitre précédent, le 23 juin est un jour particulier. Malgré des vents similaires à ceux de la veille, les hauteurs de CLA mesurées à midi étaient très faibles dans l'ouest du domaine. Les sondages d'ozone de la figure 5.4 montrent que les concentrations en ozone sont les plus importantes à midi (75ppbv) et diminuent après (60ppbv à 14h). On a vu dans le premier paragraphe que la basse troposphère contenait des strates de concentrations différentes en ozone au-dessus de la CLA sur Avignon. Cette stratification se retrouve également sur la mer (à midi) et sur Arles (à 14h). Cependant, le sondage aux alentours d'Arles (non loin d'Avignon) montre qu'entre 11h et 14h, le développement de CLA a été très important (cf. Figure 5. 4). Il est passé de 550m à 1400m. Cette augmentation a eu comme effet de diluer les concentrations d'ozone dans la CLA (la couche au-dessus étant moins polluée). Sur le schéma de droite de la figure 5.4 est représentée la température potentielle en fonction de l'ozone pour ces mêmes sondages. Cette représentation suggérée par Angevine et al. (1996) permet de mettre en évidence un mélange avec la CLA. En effet, la température potentielle dans une couche stable n'évolue pas lorsqu'elle est transportée verticalement sans échanges. C'est le cas des quatre premiers sondages où l'évolution des concentrations en fonction de la température potentielle reste identique. Or cela n'est pas observé à 14h, il y a donc eu un mélange des deux couches.

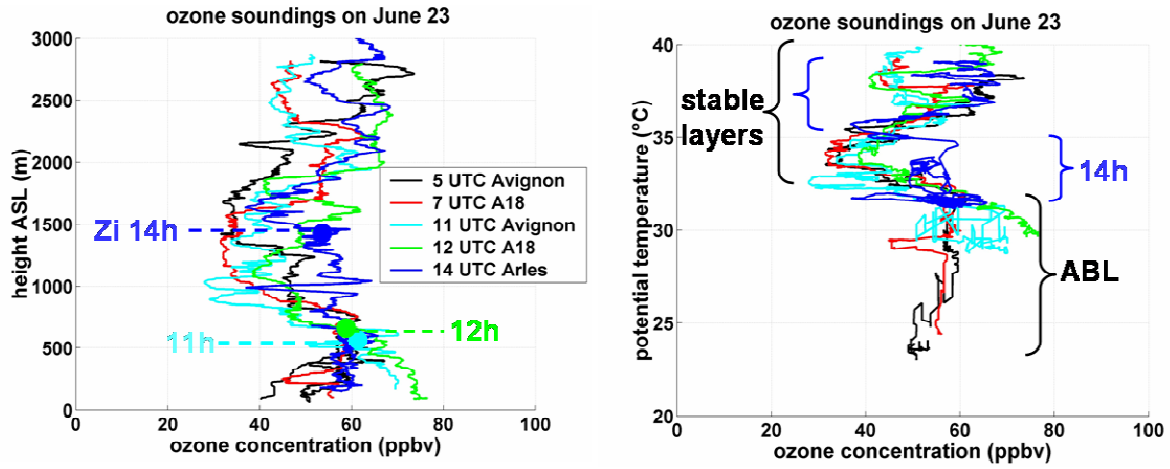

Figure 5.4: Ozone en fonction de l'altitude (à gauche) et en fonction de la température potentielle à droite à 5h et 11h (Avignon), à 7h et 12h (au-dessus de la mer) et à 14h (Arles)

Les deux situations d'échanges potentiels décrites dans ce paragraphe peuvent se retrouver dans d'autres situations de la POI2. Afin de rendre systématique l'étude de la localisation des zones d'échanges possibles, nous avons choisi d'analyser les rétrotrajectoires des masses d'air dans diverses localisations du domaine ESCOMPTE. C'est l'objet du paragraphe suivant.

5.2.2 Etude des rétrotrajectoires

Les simulations MesoNH de la POI2 effectuées par F.Cousin permettent d'obtenir des rétrotrajectoires comme cela est expliqué au chapitre 2. Ces rétrotrajectoires vont être étudiées dans le cas particulier du 25 juin où l'on a estimé que des échanges étaient probables entre la CLA et la couche supérieure. Par la suite une étude de plusieurs rétrotrajectoires arrivant sur plusieurs sites à différentes heures permettra de voir plus globalement les sites où un mélange peut exister sur toute la POI2.

Cas du 25 juin

Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, un mélange est possible le 25 juin. Les rétrotrajectoires arrivant à Avignon (à l'ouest du domaine) et Vinon (à l'est, à l'entrée de la Durance) sont représentées figure 5.5. La rétrotrajectoire arrivant à 500m à 15h sur Vinon était 10h plus tôt (c'est-à-dire à 5h) dans la couche située à 1000m au-dessus d'Avignon. Or, le sondage sur Avignon (Fig. 5.2 droite) montre que cette couche contenait de fortes concentrations en ozone (68 ppbv). Dans ce cas de figure, la rétrotrajectoire indique que la couche limite à Vinon à 15h, a pu s'enrichir en ozone à cause de ce transport vertical. C'est donc un exemple de cas où les masses d'air restent sur la zone ESCOMPTE.

Pour ce qui est d'Avignon, les particules arrivant dans la CLA d'Avignon (c'est-à-dire à 500m et 800m), viennent soit de la mer (à 500m) soit de l'ouest proche (étang de Berre). Le vol ARAT de 6h du matin se terminant sur la mer à 800m donnait des concentrations en ozone de 60ppbv. Pour ce cas également, il semble qu'on ait un apport supplémentaire d'ozone. On en déduit donc que les masses d'air riches en ozone se trouvant à 800m au-dessus de la mer à 6h peuvent se retrouver à 500m à Avignon dix heures plus tard et de la même façon enrichir en ozone la couche limite d'Avignon.

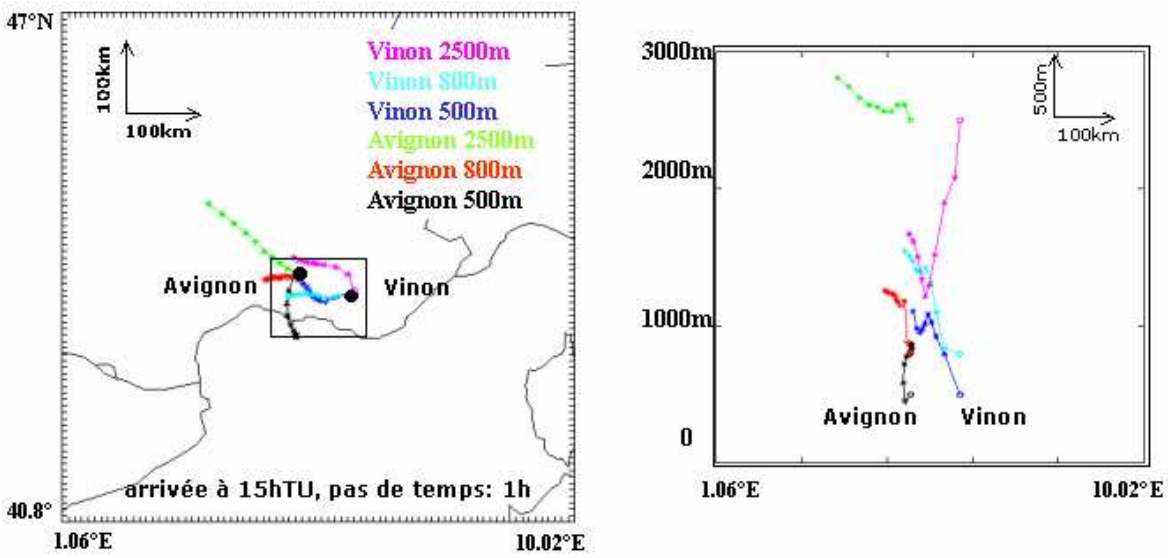

Figure 5.5: Rétrotrajectoires de particules arrivant le 25 juin à 15hTU sur Avignon et Vinon à 500, 800 et 2500m

Etude sur toute la POI2

Des rétrotrajectoires ont été effectuées systématiquement pour quatre points d'arrivée, Marseille, Vinon, Avignon et un point (M) situé à l'est de Vinon (de coordonnées 43.7°N et 6°E). Chaque point représente un site caractéristique du domaine : Marseille, la zone côtière, Avignon, la plaine en vallée du Rhône, Vinon, la vallée de la Durance et le point M, la montagne.

Le tracé des rétrotrajectoires des figures 5.6a à d a été effectué de la manière suivante : une remontée dans le temps de 28h avec arrivée à Avignon et Vinon (figure du haut) et Marseille et le point M (figure du bas) à 500, 800 et 2500m à 11hTU. Le pas de temps est de 1h, le domaine correspond au grand domaine de la simulation de F.Cousin. Sur ces graphes sont représentées la vue horizontale puis verticale en fonction de la longitude et de la latitude. La zone ESCOMPTE est matérialisée par un carré noir. L'origine des masses d'air arrivant sur la zone ESCOMPTE dans la CLA (c'est-à-dire à 500 et 800m) et dans les couches supérieures (rétrotrajectoires arrivant à 2500m) est pour chaque journée très différente.

Sans rentrer dans le détail de toutes ces rétrotrajectoires, quelques faits marquants peuvent être soulignés :

- pour le 23, (fig. 5.6a) toutes les particules arrivant dans la zone ESCOMPTE (en tous les points et aux trois altitudes) venaient du nord-nord-ouest en effectuant une descente. L'air a été probablement soulevé au passage des Alpes puis redescendu.

- le 24 (fig. 5.6b) les masses d'air arrivant dans la CLA venaient également du nord (voire nord-ouest). On a également une forte descente des masses d'air. En revanche, les rétrotrajectoires à 2500m montrent que l'air venait de l'ouest. D'ailleurs Colette et al. (2005) ont montré que la couche d'ozone au-dessus de la zone ESCOMPTE observé par le lidar ALTO avait les mêmes caractéristiques que l'ozone trouvé au-dessus du pays basque espagnol. Le domaine d'étude des rétrotrajectoires ne nous permet pas de savoir si effectivement elles venaient d'aussi loin mais elles ont la bonne direction. Pour ce qui est des masses d'air arrivant dans la CLA, le phénomène de soulèvement au niveau des Alpes est encore plus frappant pour les rétrotrajectoires arrivant sur Vinon.

- le 25 (fig. 5.6c) la différence entre Marseille, Vinon et Avignon est importante. Sur Avignon, les particules viennent de la mer, sur Vinon des Pyrénées Orientales et sur Marseille de la Costa Brava (Barcelone). Pour ce qui est des couches supérieures (trajectoires roses arrivant à 2500m) on observe une ascendance importante des masses d'air et donc certainement une pollution des strates supérieures par advection de CLA lointaines.

- le 26 (fig. 5.6d) : advection d'air venant d'Espagne dans les couches supérieures, ceci en accord, encore une fois avec ce que montrent les données du lidar ALTO (Colette et al., 2005). Dans la CLA, on observe une advection d'air marin venant du sud pour Avignon et Marseille et de l'est pour Vinon et le point M. Cet écoulement d'est n'est cependant pas reproduit par l'avion (Fig. 2.7e).

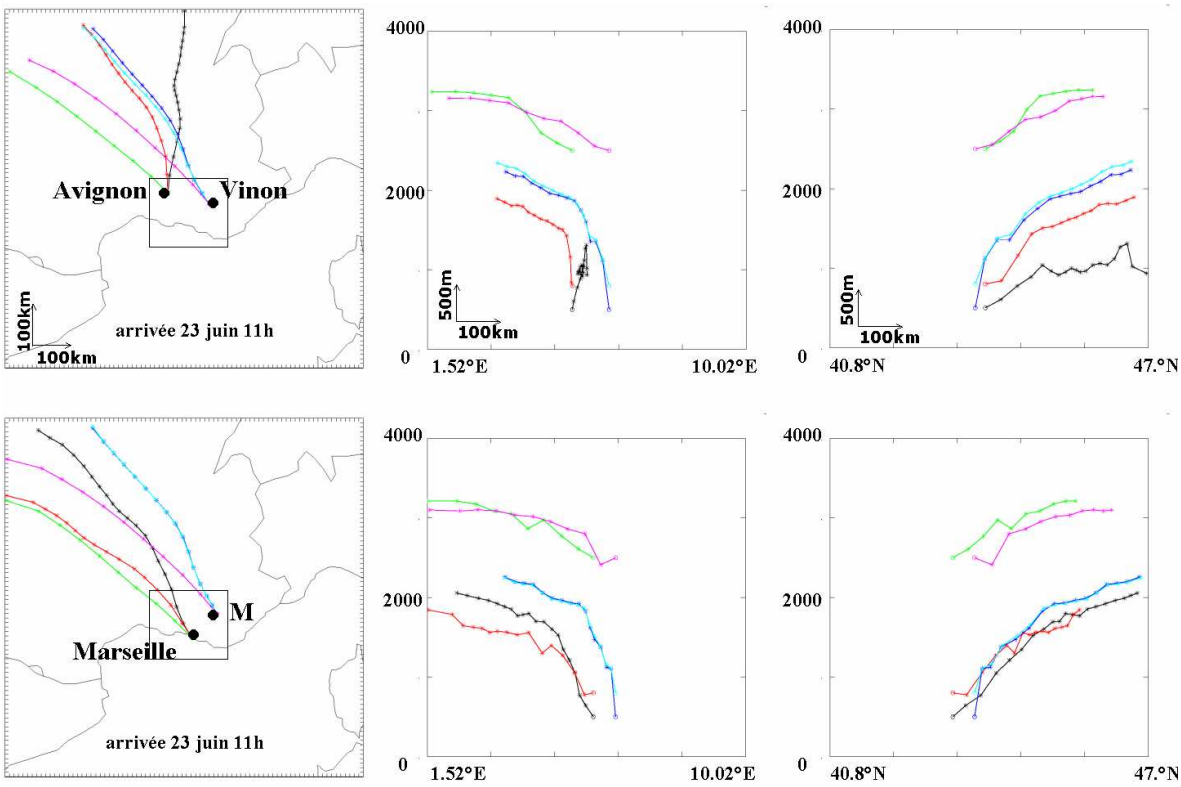

Figure 5.6a: rétrotrajectoires arrivant à Avignon, Vinon, Marseille et au point M à 11h à 500, 800 et 2500m pour le 23 juin. Pas de temps de 1h, départ 28h auparavant.

Vue horizontale (à gauche), verticale en fonction de la longitude (au milieu) et de la latitude (droite)

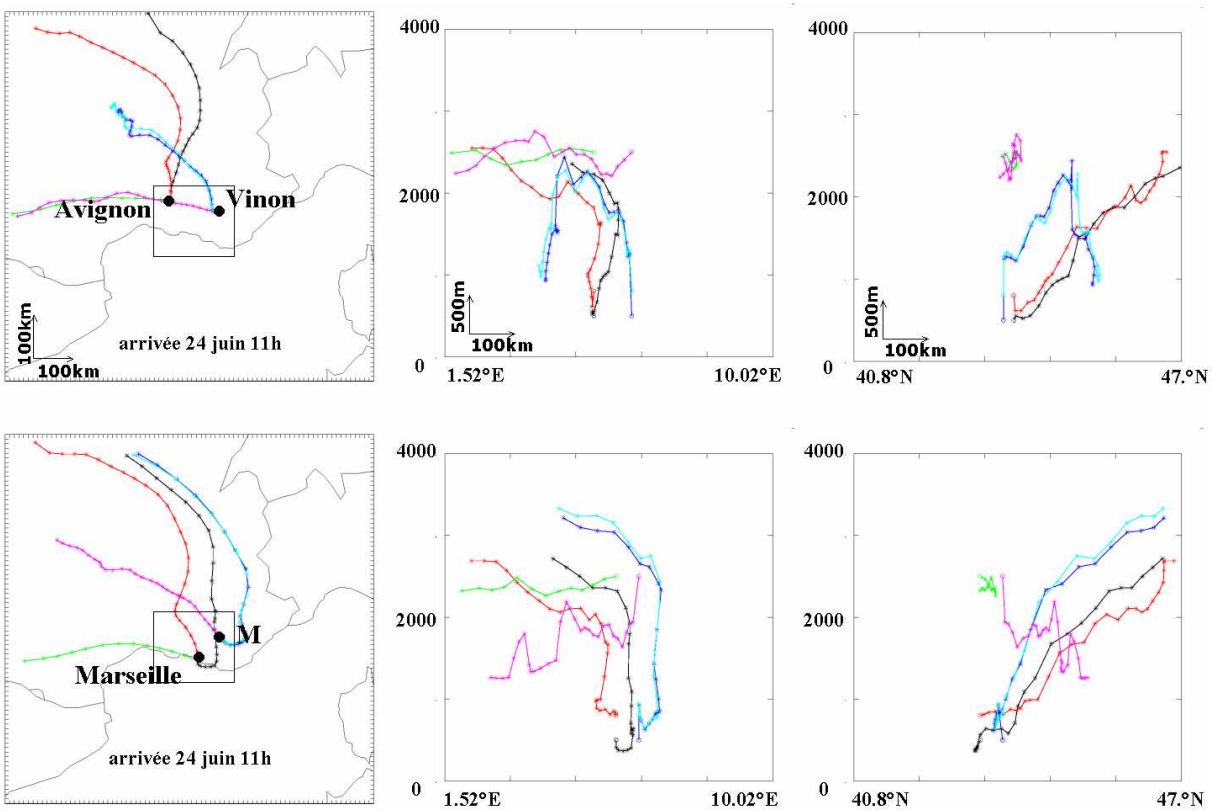

Figure 5.6b : même légende que la figure 5.6 a pour le 24 juin

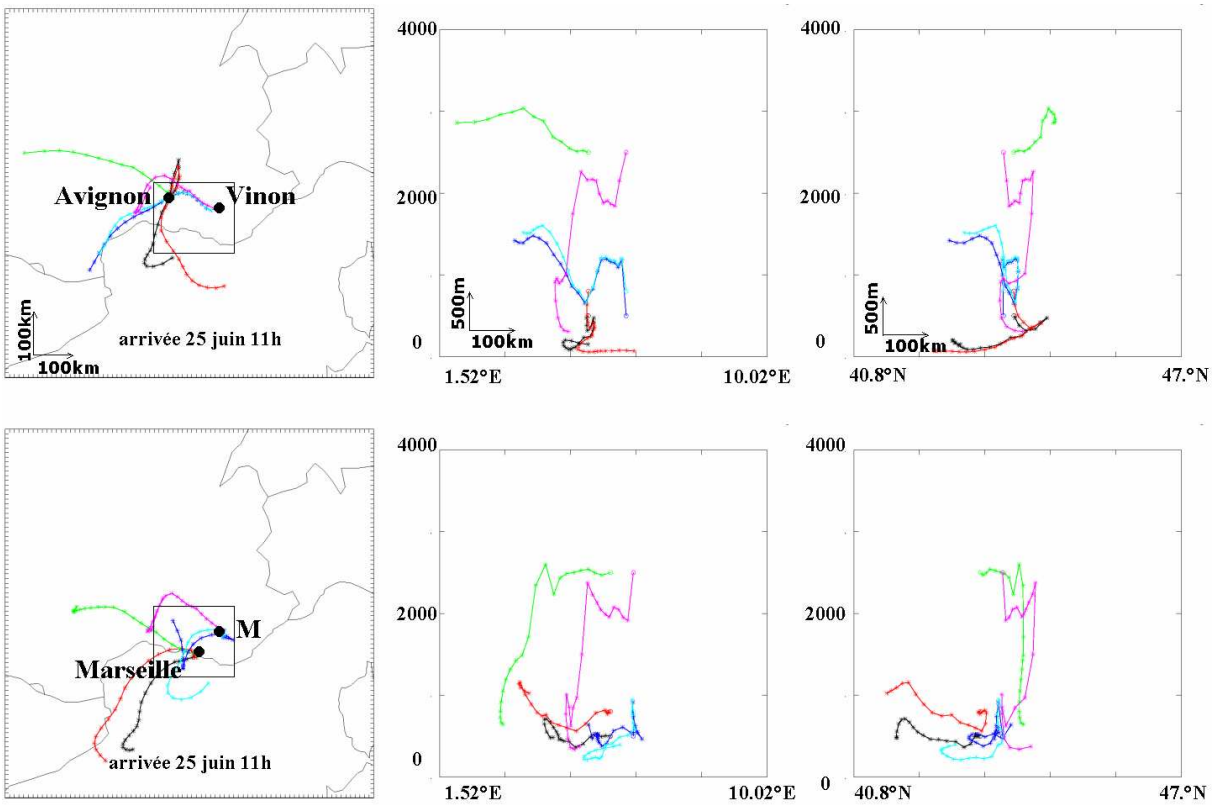

Figure 5.6c : même légende que la figure 5.6a pour le 25 juin

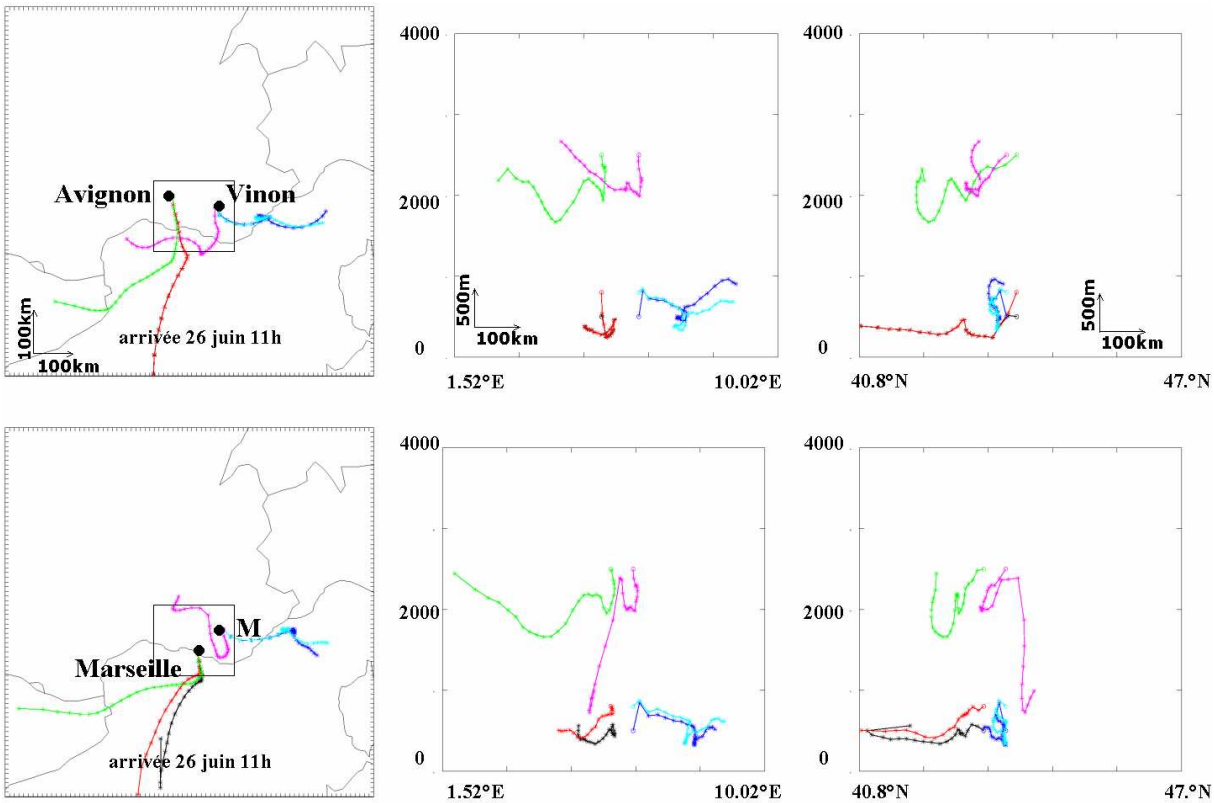

Figure 5.6d : même légende que la figure 5.6a pour le 26 juin.

Deux sortes de graphes ont été réalisées à partir des rétrotrajectoires arrivant à 11h et aussi à 14h. Un premier représentant le déplacement vertical dans l'heure précédant l'arrivée ceci afin de caractériser les échanges locaux. Un second correspondant au déplacement vertical des 13h précédant l'arrivée, qui sera caractéristique des échanges lointains (le calcul a été effectué pour les 13h précédant l'arrivée et non pas 28h, car certaines rétrotrajectoires sortent du domaine au bout de 14h).

Echanges locaux :

Les graphes de la figure 5.7a indiquent que pour ce qui est des particules arrivant dans la CLA (c'est-à-dire à 500 et 800m) on observe une subsidence importante sur Vinon et sur le site M pour les cinq jours de la POI2. Ceci corrobore bien le fait que, le développement de CLA étant plus important sur ces deux sites, un échange par entraînement dans la CLA de l'air des couches supérieures existe. En revanche, sur Avignon et Marseille on n'observe pas de subsidence importante donc peu de mélange sur ces deux sites (excepté le 22 pour Avignon). Ceci est également en accord avec ce que l'on avait trouvé au chapitre précédent : développement de CLA faible dans la vallée du Rhône et inversion de température potentielle importante.

Si on revient sur les résultats de la zone montagneuse, il convient de remarquer cependant que les vitesses verticales moyennes négatives rencontrées sur le relief (à Vinon et en M), mises en évidence

à travers la subsidence des rétrotrajectoires, sont en contradiction avec l'idée d'un développement privilégié des couches limites lié à la convection. Les calculs de vitesse verticale méso-échelle (Fig. 4.14) présentés dans le chapitre précédent ne nous éclairent pas plus : sur les deux localisations, la vitesse verticale à 11 h n'est pas très caractéristique : proche de zéro, en positif comme en négatif, pendant les 5 jours. Les rétrotrajectoires des figures 5.6 montrent par contre qu'il y a eu, dans la majorité des cas, soulèvement des particules sur leur trajectoire, puis presque systématiquement descente à Vinon ou en M. Ceci est-il un problème d'échelle ? Est-ce que les rétrotrajectoires sont bien représentatives localement du mouvement des masses d'air ? En fait pour lever le doute, il conviendrait de faire, avec le modèle, une analyse conditionnelle des mouvements ascendants et descendants. Ceci n'a pas pu être réalisé.

Hasel et al. (2005) ont par contre étudié le transport vertical d'ozone et d'oxydes d'azote pour quatre journées de l'expérience ESCOMPTE dont les 25 et 26 juin en mesurant avec le Dornier, les flux d'ozone et d'oxyde d'azote, à la fois dans la couche limite et à son sommet. Ils ont pu ainsi réaliser une étude conditionnelle pour distinguer les mouvements ascendants dans les thermiques et les mouvements descendants entre les thermiques. Ils ont trouvé en particulier que pour le 26, l'air était moins pollué dans les descendances que dans les ascendances, ce qui montrait que l'air des couches supérieures au moment de la mesure (entre 14 et 15h), était moins pollué que celui de la couche limite, et qu'il y avait mélange entre les deux couches, ceci en particulier sur les montagnes (Fig. 8 dans Hasel et al., 2005). Les calculs de flux ont aussi montré qu'au-dessus de la vallée du Rhône le flux moyen dominant dans la couche limite est le flux de dépôt de l'ozone à la surface mais que le flux des oxydes de carbone peut être dirigé vers le haut car la source est en surface (Fig. 10 dans Hasel et al. , 2005). Cette situation n'a rien d'exceptionnel au-dessus d'un terrain plat et ne permet pas de mettre en évidence un échange important entre couche limite et troposphère libre. Au-dessus de la montagne, les flux d'oxyde d'azote sont toujours dirigés vers le haut mais sont beaucoup plus forts. Les flux d'ozone sont dirigés indifféremment vers le haut ou vers le bas. Hasel et al. (2005) suggèrent donc l'existence d'échanges privilégiés au-dessus des régions montagneuses.

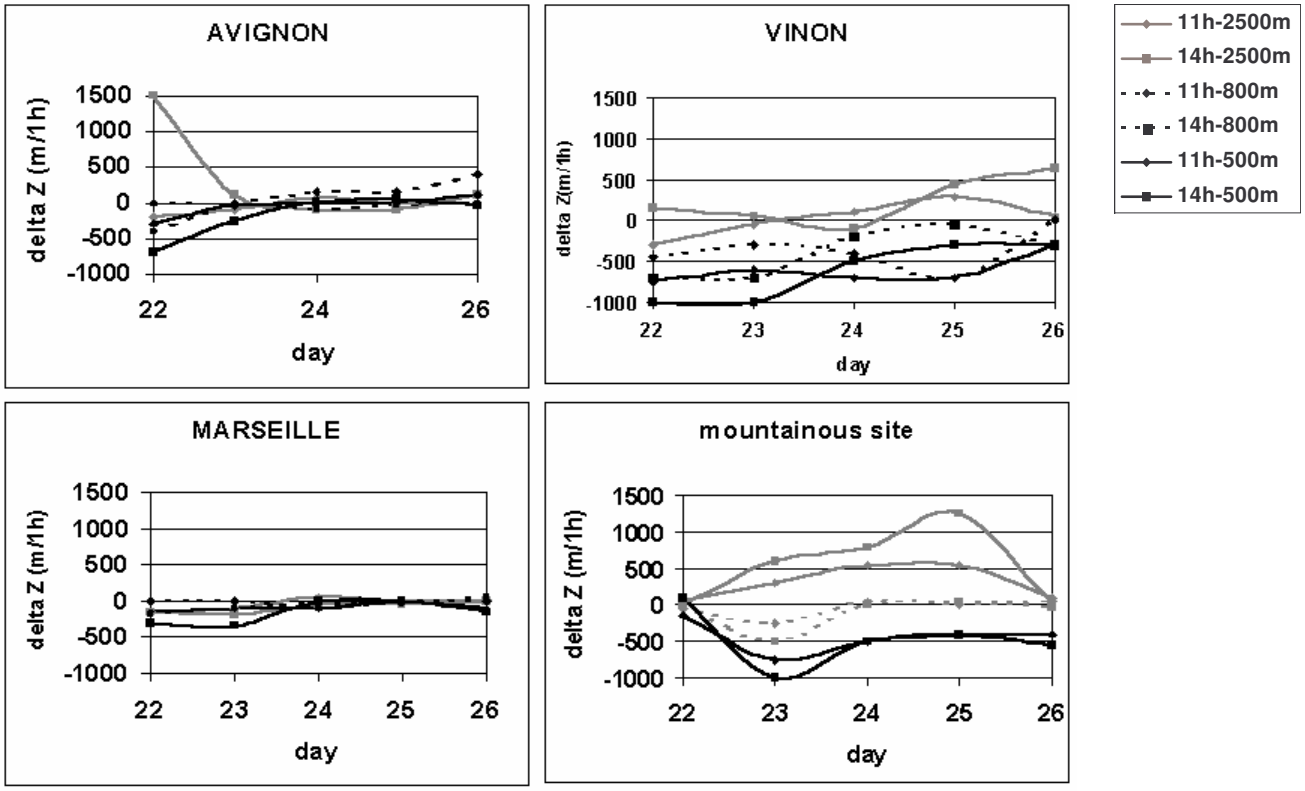

Figure 5.7a: Déplacement vertical d'air dans l'heure précédant l'arrivée à 500, 800 et 2500m, à 11h et 14h, sur 4 sites, Avignon, Vinon, Marseille et au point M de coordonnées 43.7°N, 6°E.

Echanges lointains :

De manière à détecter des échanges à plus grande échelle, nous avons appliqué la méthode précédemment expliquée sur des rétrotrajectoires remontant à 13h dans le temps. Ces graphes sont regroupés sur la figure 5.7b. On constate que les particules arrivant dans la CLA ont toutes subi une subsidence tout au long de la période sur tous les sites (plus sur Vinon que sur Avignon) excepté le 26 où on observe quelques ascendances. Cette subsidence de grande échelle permet d'advecter des couches limites lointaines ce qui peut entraîner un apport de polluants. Par exemple le 24 juin, les particules arrivant à 500m ou 800 m à Vinon ont subi une ascendance dans la vallée du Rhône au passage des Alpes et replongent en arrivant à Vinon (Fig 5.6b). Elles sont susceptibles de transporter à Vinon la pollution de la vallée du Rhône. Cousin et al. (2005) ont montré de même que pour le 24 juin, les couches limites lointaines développées sur Montpellier (à l'ouest du domaine ESCOMPTE) pouvaient affecter les couches limites se développant sur les reliefs du Lubéron.

.

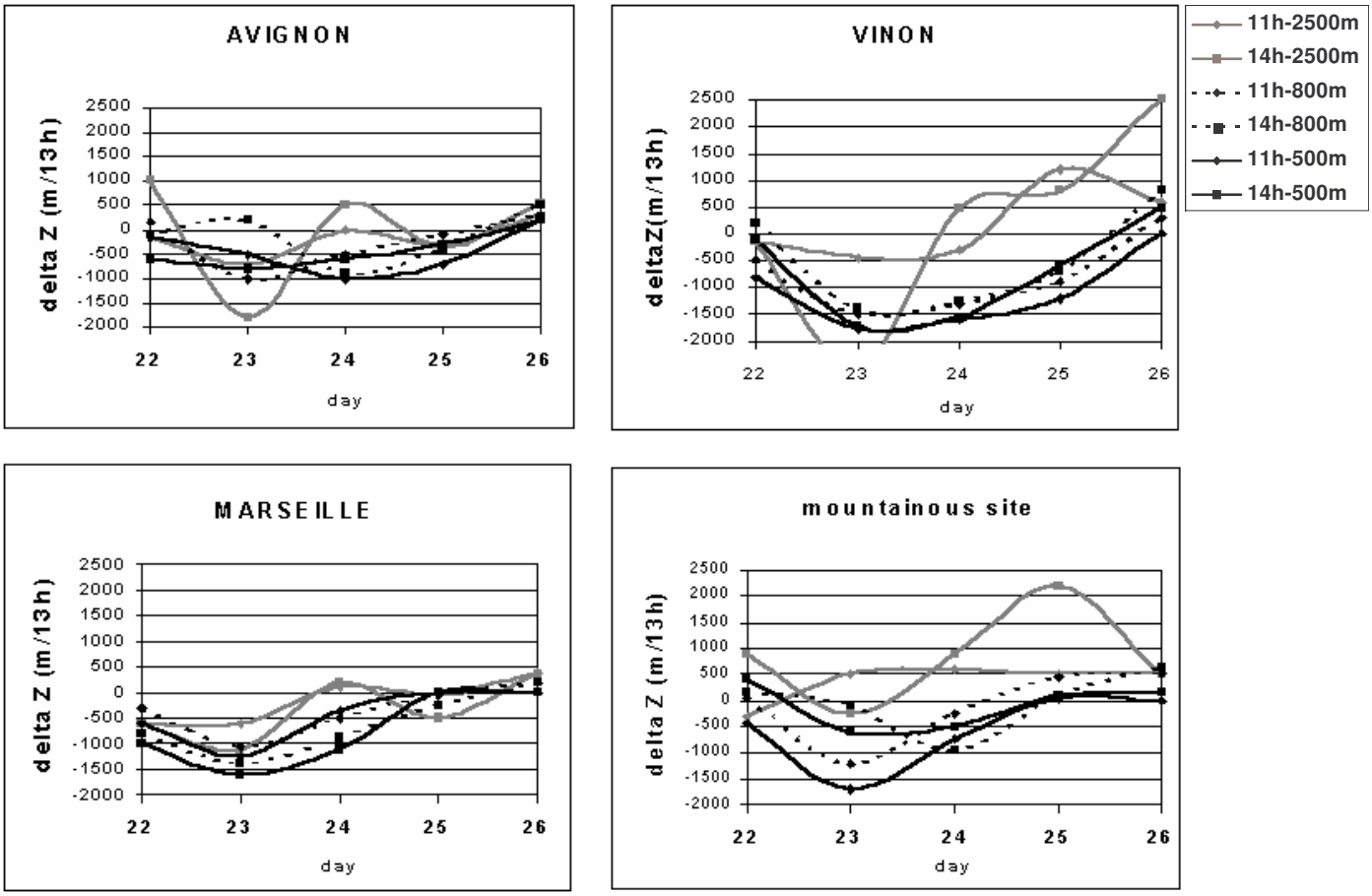

Figure 5.7b : Déplacement vertical d'air dans les 13h précédant l'arrivée à 500, 800 et 2500m, à 11h et 14h, sur 4 sites, Avignon, Vinon, Marseille et au point M de coordonnées 43.7°N, 6°E.

Pour affiner cette étude sur les échanges, nous avons tenté de calculer des bilans d'ozone, au niveau de vol de l'avion (800m). C'est l'objet du paragraphe suivant.

5.3 Production locale d'ozone

L'ozone est produit principalement dans la couche limite par photochimie lorsque l'atmosphère est polluée (NOx, COV, …). Il est détruit par réaction chimique principalement la nuit ou le jour près des sources et par dépôt. En plus de cette production/destruction, de l'ozone produit ailleurs peut être transporté et s'ajouter à la production locale. Les zones de mélange et d'apport d'ozone ont été localisées en début de chapitre. Le but de ce paragraphe est de suivre, pendant un intervalle de temps donné et en un lieu donné, l'évolution de la concentration d'ozone en haut de la CLA au niveau de vol des avions c'est-à-dire à 800m.

Les variations locales de concentrations en ozone (taux de production d'ozone : terme (1) dans l'équation 5.1) dépendent de plusieurs paramètres comme l'advection horizontale (2), le transport vertical (3), la divergence verticale du flux turbulent d'ozone (4) (la divergence horizontale du flux

turbulent pouvant être négligée) ainsi que les processus de production et destruction photochimiques et de dépôt (5). Ces termes sont reliés par l'équation suivante (Equation 5.1):

$$\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial t}+\overline{U}\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial x}+\overline{V}\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial y}+\overline{W}\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial z}+\frac{\partial\overline{w'O_3'}}{\partial z}=Sc \qquad \text{Equation 5.1}$$

(1) (2) (3) (4) (5)

L'étude qui va suivre, portera sur le calcul des termes (1), (2) et (3). Le terme (4) sera estimé dans un cas particulier et le terme (5) sera obtenu en tant que résidu de l'équation. L'objectif est de quantifier l'importance relative des différents termes, en diverses localisations de la zone ESCOMPTE et en fonction des jours.
Certains termes de ce bilan ont été calculés par Kalthoff et al (2005) et Thürauf (2002).

Advection horizontale

L'équation permettant d'estimer la part de l'advection dans les concentrations d'ozone est la suivante :

$$\overline{U}\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial x}+\overline{V}\frac{\partial[\overline{O_3}]}{\partial y} \qquad \text{Equation 5.2}$$

où U et V représentent le vent moyen suivant x ou y en un point p(n) et dO_3/dx et dO_3/dy représentent respectivement le gradient d'ozone suivant la direction x et y entre les point p(n-1) et p(n+1).

Cette équation a été appliquée au champ de vent et d'ozone kriggés (cf. chapitre 2) et a permis d'obtenir les champs d'advection horizontale (cf. figure 5.8 a et b).
Sur la figure 5.8a correspondant à l'advection d'ozone du 23 au 26 à 11hTU, on note des zones de forte advection (+de 30ppb/h) côtoyant des zones d'advection fortement négative, ce qui indique que le transport horizontal est loin d'être négligeable. L'advection est la plus importante, comme prévu, le 23 où le vent est le plus fort, mais il existe sur le champ du 23 deux zones où il n'y pas d'advection (près d'Aix et sud d'Arles, en bordure de côte).
On remarque sur les graphes à 11h, une orientation en bande le long de la deuxième diagonale juste au niveau de la transition entre la vallée du Rhône et la montagne. Ceci n'a rien d'étonnant, compte tenu de l'organisation en bandes que nous avions déjà observée sur les champs de vitesse verticale (Fig. 4.15) : dans les zones subsidentes, l'advection horizontale a tendance à être positive (accumulation d'ozone) alors que dans les zones ascendantes, elle est négative. A 14 h (Fig. 5.8b), l'advection est moins forte et pas organisée de la même manière.

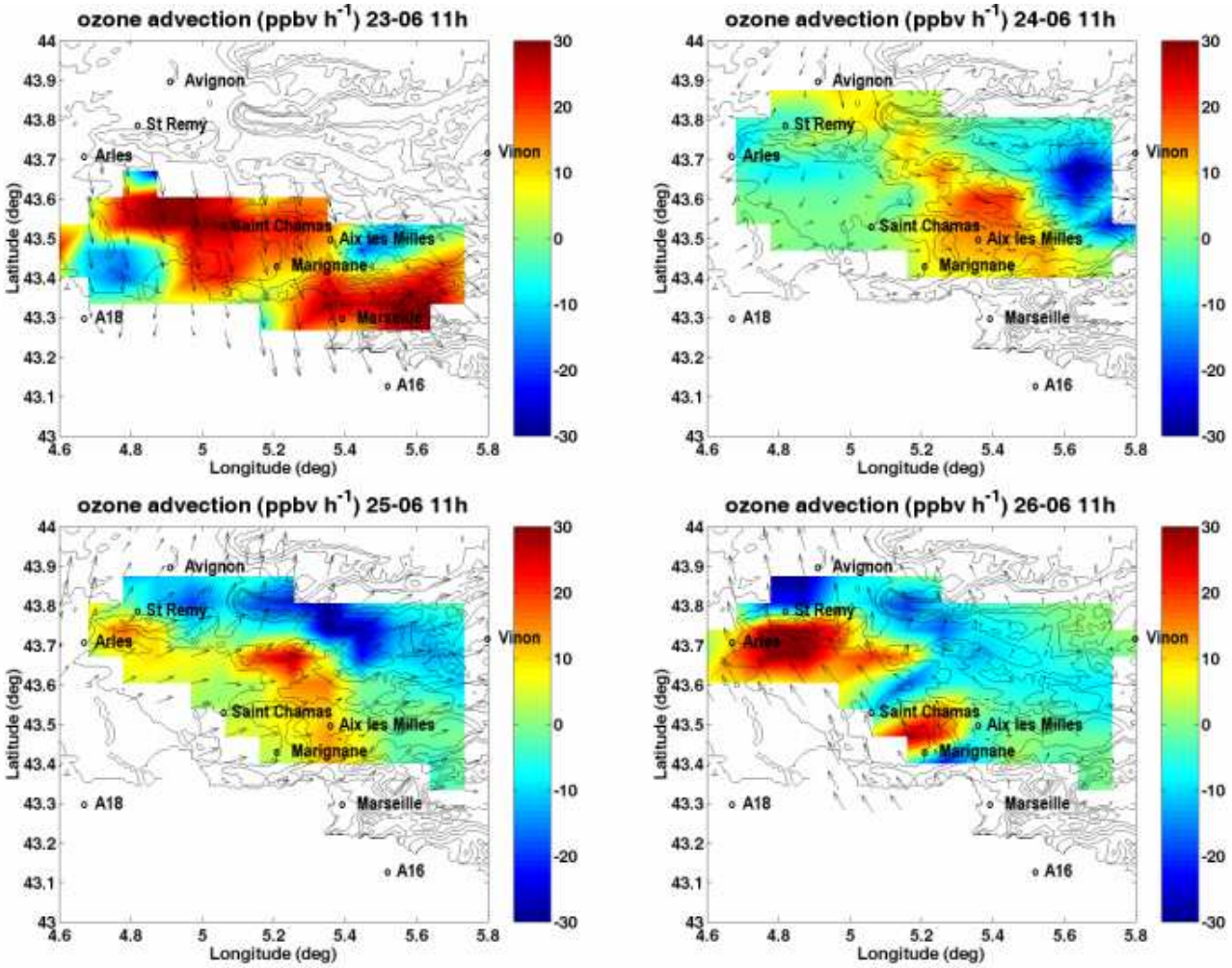

Figure 5.8a: Champ d'advection horizontale d'ozone à 800m du 23 au 26 juin à 11hTU

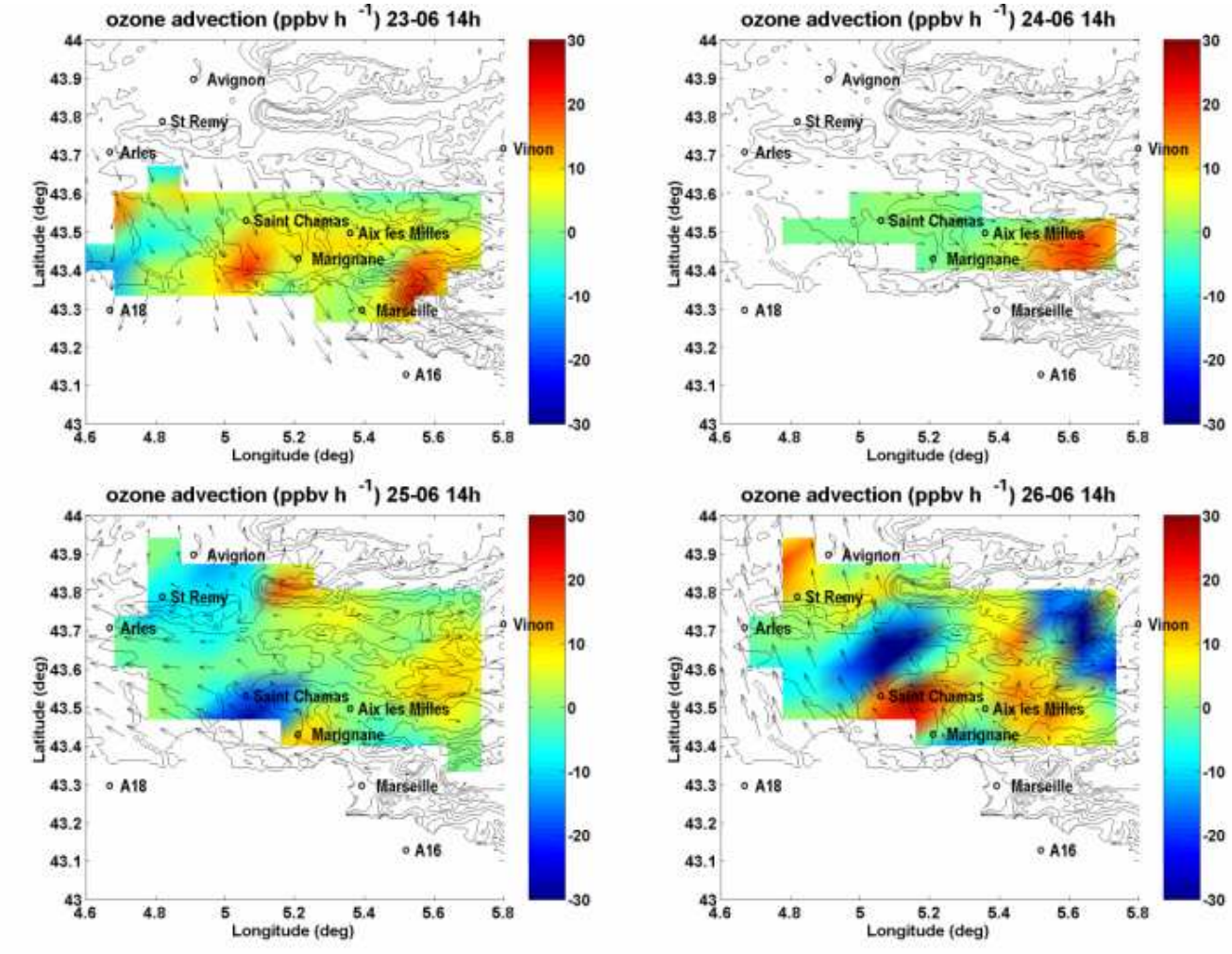

Figure 5.8b : même légende que figure 5.8a à 14hTU

Transport vertical :

Le transport vertical s'exprime par :

$$\overline{W}\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial z} \qquad \text{Equation 5.3}$$

où $\overline{W}$ est la vitesse verticale moyenne et $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial z}$ le gradient d'ozone moyen.

Pour estimer le second terme c'est-à-dire $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial z}$ les sondages d'ozone disponibles ont été utilisés à 11h et 14h en divers lieux. Malgré le nombre important de mesures à notre disposition, très peu de sondages d'ozone ont pu être effectivement utilisés. En effet, les sondages du lidar ALTO d'Aix-les-Milles démarrent à 800m et ne permettent pas de connaître les concentrations en ozone dans la CLA, ceux du lidar de l'EPFL de St-Chamas sont très bruités et donc difficilement exploitables. Seuls les

sondages bi-quotidiens de l'ARAT au-dessus d'Avignon et les données des lidars installés à Cadarache et au Vallon Dol permettent d'estimer le terme $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial z}$ en même temps que le terme $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial t}$ (exemple de calcul figure 5.9). Précisons que la référence est la couche limite : c'est là que se fait le calcul de $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial t}$. Le gradient vertical $\frac{\partial[\overline{O}_3]}{\partial z}$ est compté avec l'axe des altitudes orienté vers le haut et correspond au gradient à l'interface couche limite-troposphère libre. Les résultats des calculs de gradient vertical et de production nette d'ozone issus des radiosondages sont regroupés dans le tableau 5.1.

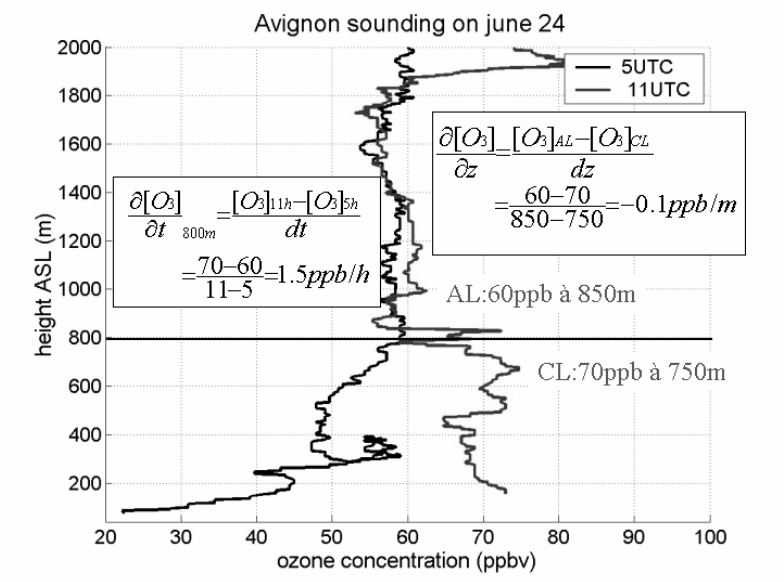

Figure 5.9: sondage d'ozone le 24 juin à 5h et 11h. Exemple de calcul de dO_3/dt et dO_3/dz

dO_3/dz (ppb/m)	23	24	25	26
Avignon 11h	-0,1	-0,05	-0,05	0
Cadarache 11h	-0,12	-0,1	-0,06	-0,14
Cadarache 14h			-0,06	-0,04
Vallon Dol 11h		-0,075	-0,09	-0,05
Vallon Dol 14h	-0,05	-0,16	-0,05	-0,08

dO_3/dt (ppb/h)	23	24	25	26
Avignon 11h	-2	2	1	6
Cadarache 11h	5	0	4	-16
Cadarache 14h			5	-15
Vallon Dol 11h		5	10	-5
Vallon Dol 14h	10	5	-5	0

Tableau 5.1: dO3/dt et dO3/dz calculés à partir des sondages avion sur Avignon et des lidars de Cadarache et Vallon Dol. Calcul effectué à 11h et 14h pour Cadarache et Vallon Dol

Les sondages des lidars et de l'ARAT utilisés pour ces calculs sont regroupés en annexe C. Les vitesses verticales calculées à l'aide des champs de divergence (cf. chapitre 4) sont présentées dans le tableau 5.2.

W (m/s)	23	24	25	26
Avignon 11h		0,0075	0,0375	0,0225
Cadarache 11h		-0,005	-0,0015	0,03
Cadarache 14h			-0,0005	0,065
Vallon Dol 11h	0,11	-0,075	-0,04	0,0175
Vallon Dol 14h	0,065	-0,005	0,01	0,02

Tableau 5.2: Vitesse verticale (m/s) calculée à partir de la divergence du champ de vent avion

Divergence du flux turbulent :

Le terme (4) de l'équation 5.1 correspondant au gradient du flux turbulent d'ozone peut-être estimé en paramétrant le flux turbulent à l'aide de l'équation 5.4 suivante :

$$\overline{w'[O_3]'} = -V\Delta[O_3] \quad \text{Equation 5.4}$$

où V est soit la vitesse d'entraînement au sommet de la CLA soit la vitesse de dépôt à la surface. Lorsqu'on a ces deux termes (flux turbulent au sol et au sommet de la CLA) le gradient peut être calculé.

La vitesse d'entraînement au sommet de la CLA peut être calculée à partir de l'équation suivante :

$$v_e = \frac{LE_{Zi}}{\rho L_v \Delta q} \qquad \text{Equation 5.5}$$

où LE_{Zi} est le flux de chaleur latente au sommet de la CLA, ρ la densité de l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation et Δq le gradient du rapport de mélange de l'humidité. Dans cette équation, les termes de flux et de gradient peuvent être remplacés respectivement par le flux de chaleur sensible et le gradient de température.

A condition de mesurer les flux de chaleur et en utilisant les radiosondages pour calculer les gradients des scalaires et de l'ozone, on peut donc obtenir une estimation du flux d'ozone au sommet de la couche limite. On trouve par exemple le 25 à Avignon vers 11h :

$$\overline{w'[O_3]'} = -0.016 * (80 - 70) = -0.16 ms^{-1} ppbv$$

où Ve=1.6 cm/s est la vitesse d'entraînement calculée pour le 25, sur une séquence de palier avion à peu près homogène, à partir du flux LE mesuré au niveau Zi.

Quelques exemples de calculs de flux turbulents sur Cadarache peuvent aussi être trouvés dans Hasel et al. (2005) : ils obtiennent par exemple à 900m à Cadarache :

$$\overline{w'[O_3]'} = -0.04 ms^{-1} ppbv$$

La mesure du flux d'ozone à la surface sur quelques sites d'ESCOMPTE par le laboratoire d'Aérologie et le CNRM a permis de fournir quelques termes pour la surface (Bouchou, 2004). Le problème est que la localisation (et donc le type de surface) ainsi que les jours de mesures ne correspondent pas à ceux des radiosondages. Ainsi, n'ayant pas d'exemple de flux d'ozone à la surface, le terme du flux turbulent d'ozone ne sera pas pris en compte dans le bilan.

Résultats

Les résultats des différents termes sont regroupés dans le tableau 5.3. Ces valeurs sont ponctuelles dans le temps et dans l'espace. Pour Avignon, elles correspondent à l'intervalle de temps 5h-11h tandis que pour Vallon Dol et Cadarache, l'intervalle de temps est de 1h avant 11h ou 1h avant 14h. Si l'on fait la somme des trois termes (1+2+3) calculés et que l'on néglige la divergence verticale du flux d'ozone, le résultat doit être égal à la production (qui sera soit une production, si le résultat est positif, soit une destruction, s'il est négatif).

		Avignon 11h	Cadarache 11h	Cadarache 14h	Vallon dol 11h	Vallon dol 14h
advection horizontale (ppb/h)	23				22	4
	24	-4	-7		7	2
	25	-11	-7	2	13	0
	26	-24	1	-1	-9	-10
advection verticale (ppb/h)	23					-12
	24	-1	2		20	3
	25	-7	0	0	13	-2
	26	0	-15	-9	-3	-6
variation d'ozone en fonction du temps (ppb/h)	23	-2	5			10
	24	2	0		5	5
	25	1	4	5	10	-5
	26	6	-16	-15	-5	0
somme	23					2
	24	-3	-5		32	10
	25	-17	-2	7	36	-7
	26	-18	-31	-25	-17	-16

Tableau 5.3: Récapitulatif des résultats

Ainsi, à Avignon par exemple, la destruction d'ozone est très importante les 25 et 26, à cause du déficit par advection horizontale. En revanche, sur Vallon Dol à 11h, il y a localement une production d'ozone les 24 et 25 juin qui tient à part sensiblement égale à la contribution de chacun des trois premiers termes.
Si on regarde maintenant termes à termes les résultats de ce tableau, on peut dire que sur Avignon le principal apport est horizontal. Il est du même ordre de grandeur (4 contre 3, 11 contre 17 et 24 contre 18 respectivement pour les 24, 25 et 26) que le terme de destruction et est plus important que l'advection verticale (surtout le 26). A Cadarache, le 26, on a globalement un puits d'ozone aussi bien à 11h qu'à 14h. Celui-ci est pour moitié dû à la production locale et au transport vertical.
Il est dommage que le terme d'advection horizontale ne puisse être calculé à Avignon le 23 (la trajectoire du vol était au sud d'Avignon) : il est probablement très fort à cause de l'intensité importante du vent en POI2a (cf résultats du 23 à 11h).

A titre d'indication, voici une comparaison de ces résultats aux calculs de production et destruction photochimique pour le 25 calculés par LeFoll (2003). Ces résultats sont regroupés dans le tableau 5.4.

Site	production (ppb/h)	destruction (ppb/h)
Avignon	23	-0,30
Aix en Provence (proche de Cadarache)	146	-0,30

Tableau 5.4: Données de production et destruction photochimique pour le 25 juin à 11h.

Le taux de destruction photochimique est négligeable. L'ordre de grandeur des taux de production obtenus et surtout leur signe n'est pas du tout comparable aux résultats obtenus avec notre bilan (tableau 5.3). Il est impossible que la différence soit imputable au terme de divergence verticale des flux turbulents. La destruction chimique par titration peut être importante en journée, mais près des sources. Or le calcul s'effectuant à 800m, les sources sont beaucoup trop éloignées pour permettre une destruction. Le bilan ne ferme donc pas, c'est un problème déjà noté par les chimistes (LeFoll, 2003).

Cette étude a permis de montrer que l'apport de la dynamique dans le bilan d'ozone était loin d'être négligeable. Cependant, on notera bien que dans ce calcul, si le terme (1) est une mesure directe, les termes (2) et (3) sont des mesures de gradients et le troisième est même un produit de deux gradients. D'autre part, la méthode de détermination de la variation d'ozone en fonction du temps n'est pas la plus appropriée. En effet, si on prend l'exemple d'Avignon où les sondages utilisés sont espacés de 6h, on n'a aucun moyen de savoir si la variation temporelle est homogène tout au long de ces 6h (elle ne l'est probablement pas compte tenu du fait qu'on passe d'un régime de destruction en début de journée à un régime de forte production photochimique en milieu de journée).

Les résultats obtenus à partir de ce bilan sont donc peu probants. La conclusion est que la détermination de bilan d'ozone à partir de données expérimentales est difficilement réalisable, notamment dans une zone telle que notre zone d'étude où la dynamique est si complexe.

5.4 Evolution des concentrations d'ozone lors de la POI2

Cette étude a permis d'une part de localiser les zones d'échanges privilégiées et d'autre part de montrer que dans certains cas l'advection horizontale et verticale sont loin d'être négligeables dans le bilan d'ozone. Par ailleurs, l'étude des hauteurs de CLA du chapitre 4, a montré un développement particulier des CLA suivant les lieux.

Ce paragraphe a pour but de suivre l'évolution des concentrations en ozone lors de la POI2 et d'estimer l'impact de la dynamique sur les concentrations d'ozone au sol. En effet, l'objectif de la campagne ESCOMPTE était de mieux comprendre quels processus étaient à l'origine des nombreux pics d'ozone observés l'été sur Marseille et ses alentours.

La figure 5.10 représente les champs d'ozone au sol mesurés et kriggés par AirMaraix à 12h, 14h et 16hTU afin de suivre l'évolution des concentrations en ozone au sol pendant ces 5 journées de la POI2.

La variation d'ozone pendant ces 5 journées est impressionnante. On passe de 90-100µg/m3 (45-50ppbv) les 22 et 23 aux alentours de midi à des concentrations de plus de 260µg/m3 (130ppbv) le 25 au niveau du Lubéron et de la vallée de la Durance. Il est intéressant de noter également que les maxima d'ozone de la POI2b ne se retrouvent pas au niveau des lieux d'émission de ses précurseurs (Marseille ou l'étang de Berre) mais sous le vent de ceux ci et surtout sur les montagnes. Le 24 le panache se situe vers Aix-en Provence, tandis que le 25 il est beaucoup plus étendu et s'étale d'Avignon à Vinon de l'ouest à l'est et du Lubéron à la Sainte-Victoire du nord au sud. Le 26, le panache est centré sur Vinon et le maximum est observé plus tard dans la journée vers 16h.

Pour les 22 et 23, les faibles valeurs d'ozone mesurées sur la zone sont dues à la présente de fort vent (Mistral) sur toute la zone. Les plus fortes concentrations d'ozone sont localisées sur la côte le 22 juin, tandis que le panache de la vallée du Rhône emmené par le Mistral se retrouve sur l'étang de Berre en fin de journée, le 23. Cependant, ces concentrations restent peu élevées globalement. A partir du 24, les concentrations sont beaucoup plus élevées. Le faible développement de CLA en zone côtière n'entraîne pas de plus fortes concentrations d'ozone. C'est l'effet d'advection par la brise qui est le plus important. Elle entraîne les panaches de Berre et Marseille vers le nord. Ces panaches sont bloqués au niveau des reliefs. Le 25, les concentrations sont encore plus élevées sur les montagnes. L'apport de polluants des strates supérieures au niveau des montagnes ajouté à un faible

vent a entraîné des concentrations très importantes. La brise a dégagé les zones côtières. Enfin, les plus faibles concentrations en ozone sur les montagnes le 26 juin peuvent également s'expliquer par la dynamique. En effet, le vent de sud associé à la brise est plus fort, donc permet une dispersion des polluants. Par ailleurs, le vent de sud a également empêché le développement de CLA plus important sur les montagnes en cassant l'effet du vent de pente. Ainsi, l'apport des strates supérieures en a été diminué.

Cette description des variations de concentrations en ozone mesurées au sol lors de la POI2 est purement dynamique. De nombreux autres phénomènes entrent en compte notamment dans la production photochimique qui dépend fortement du rayonnement et de la température. Néanmoins, dans une région aux écoulements si complexes telle que la zone ESCOMPTE, on voit que l'impact de la dynamique est loin d'être négligeable.

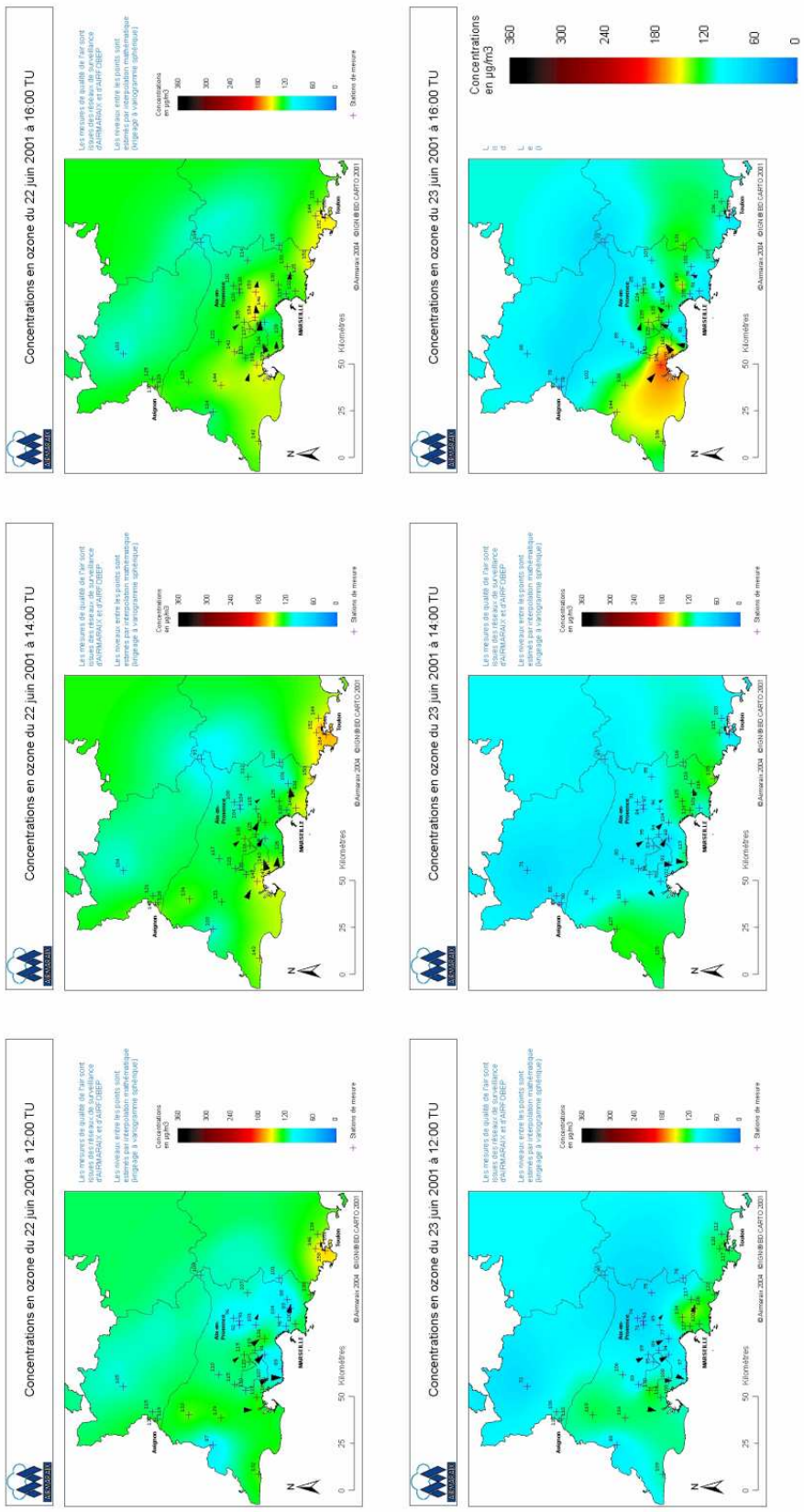

Figure 5.10a: Evolution des concentrations en ozone (en µg/m3) POI2a à 12h, 14h et 16h (Données Airmaraix)

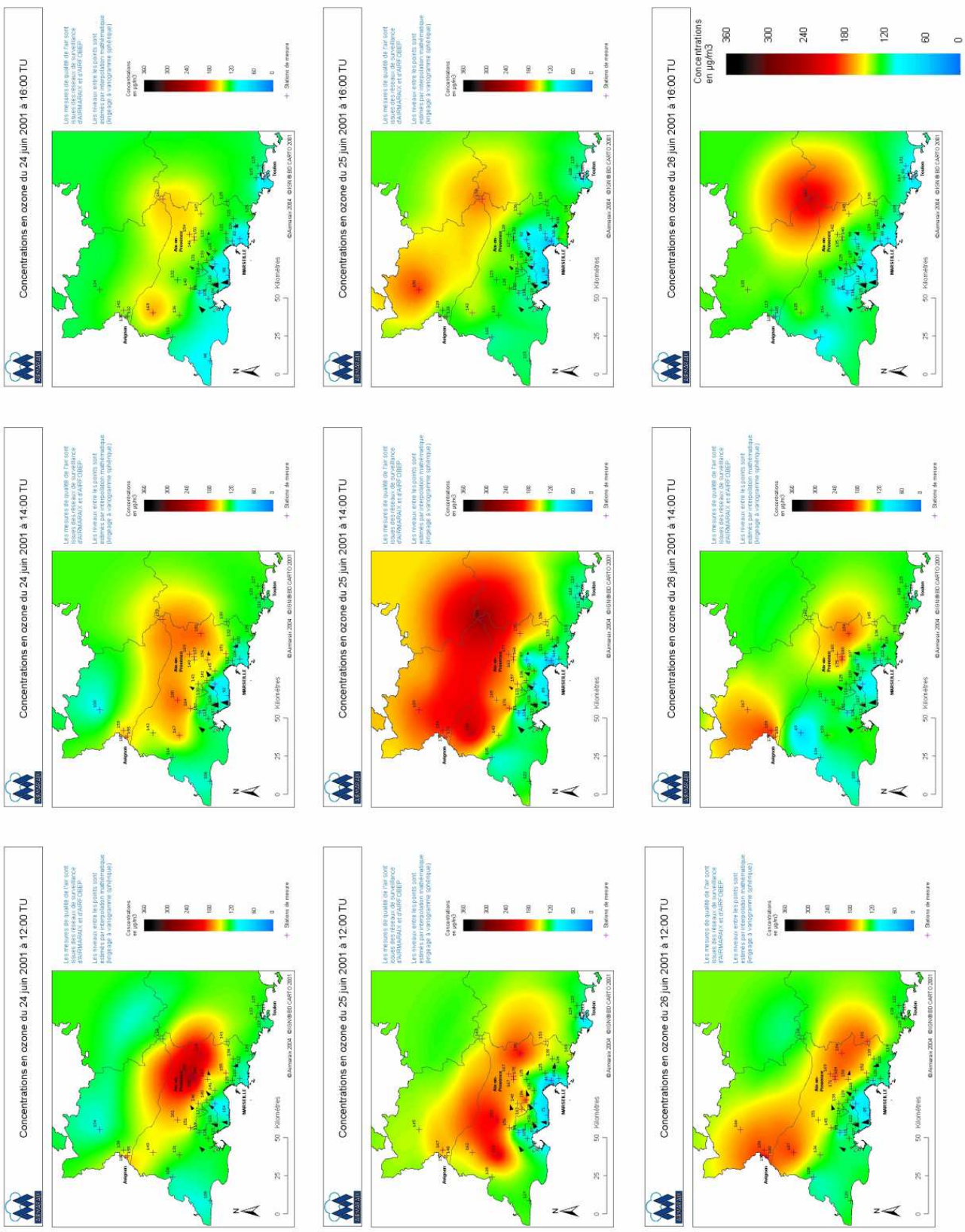

Figure 5.10b: même légende que figure 5.10a pour la POI2b

5.5 Conclusion

Cette étude a montré, sur deux cas représentatifs, la stratification verticale de la basse troposphère observée pendant la POI2. Au-dessus de la couche limite, on observe fréquemment une couche dont la concentration en ozone peut varier de 40 à 70 ppbv entre le début et la fin de la POI. Cette strate est susceptible de communiquer avec la couche limite, si cette dernière se développe assez pour dépasser la couche résiduelle de la veille. Si la basse troposphère est peu polluée (cas du 23 juin), le mélange des deux couches (ou d'une partie des deux) va limiter l'augmentation diurne potentielle de l'ozone de la couche limite. Par contre quand la strate supérieure est polluée (cas du 25 juin), l'ozone de cette strate vient s'ajouter à l'ozone produit dans la couche limite.

Pour essayer de systématiser l'étude des lieux possibles d'échange entre couche limite et basse troposphère, une étude des rétrotrajectoires arrivant sur la zone à trois niveaux différents (500, 800 et 2500m), à 11h et 14h pendant les cinq jours a été réalisée. Les lieux d'arrivée choisis sont représentatifs de la vallée du Rhône (Avignon), de la côte (Marseille), de la vallée de la Durance (Vinon) et de la montagne dans la partie Est du domaine ESCOMPTE (point M). Pour caractériser les échanges locaux, un calcul du déplacement vertical moyen des particules d'air dans l'heure précédent leur arrivée sur la zone a été fait. Il s'avère qu'il n'y a eu d'échange entre atmosphère et couche limite que dans deux cas de figure :

- le 22 sur Avignon, car la couche limite était bien développée
- dans la partie montagneuse à Vinon ou au point M, pendant toute la POI, du fait des développements plus importants des couches limites sur cette zone.

Par contre, les échanges sont restés très limités sur la côte, qui a subi l'influence de la brise de mer pendant toute la période, de même dans la vallée du Rhône où les couches limites sont restées très basses et bloquées à leur sommet par une forte inversion, même par écoulement de nord-ouest comme le 23.

Le calcul du déplacement moyen des particules d'air pendant les 13h avant leur arrivée sur la zone ESCOMPTE a montré qu'en moyenne les trajectoires sont descendantes, non sans avoir été, dans certains cas, auparavant ascendantes, et avoir permis le transport dans la zone ESCOMPTE de couches limites lointaines polluées comme celle de la région de Montpellier ou de la Catalogne.

La conclusion sur l'étude des lieux possibles d'échange avec la basse troposphère est donc que la partie montagneuse est la mieux à même d'échanger entre couche limite et basse troposphère, et que les échanges se font plutôt du haut vers le bas. Comme les strates supérieures montrent au cours de la POI2 une tendance à ramener des masses d'air de plus en plus polluées, les couches limites des régions montagneuses sont donc celles de la zone ESCOMPTE qui risquent d'être les plus chargées en ozone.

Afin d'affiner un peu plus cette étude sur les échanges, nous avons tenté de calculer des bilans de l'ozone au niveau du vol des avions (800m). N'ayant pas à disposition les termes de production et destruction (sauf pour le 24) et de dépôt, seul le calcul des termes de production nette, d'advection et de transport vertical ont été effectués. La conclusion est que le bilan mène, deux fois sur trois, à une disparition de l'ozone (par destruction chimique), dans les trois zones étudiées (Avignon, Cadarache et Vallon Dol), à 11 et 14h, ce qui est fort peu probable en pleine journée loin de sources de polluants (800m). Ces résultats sont peu convaincants et montrent la difficulté de déterminer un bilan d'ozone à partir des mesures expérimentales.

Enfin, bien que la remise en circulation de l'ozone ne puisse être responsable à elle seule des pics de pollution, dans certains cas elle y participe activement comme cela est le cas pour le 25 juin. Par ailleurs, on peut conclure que le faible développement de CLA à l'ouest du domaine ESCOMPTE, ce jour là, n'a pas entraîné de plus fortes concentrations dans la CLA et qu'au contraire ce faible développement, ne permettant pas d'atteindre la strate supérieure, a contribué à ne pas l'augmenter. Par ailleurs, la brise a dégagé les zones côtières aux dépends des zones rurales alentours. La pollution de Marseille et de l'étang de Berre se retrouve déplacée vers les montagnes alentours et s'ajoute à la pollution venue de couches limites lointaines, entraînant des pics d'ozone importants sur les reliefs.

Synthèse des résultats et conclusion générale

Ce travail de thèse a tout d'abord consisté en une étude bibliographique sur les transports de polluants lors de développements particuliers de CLA dus à des terrains complexes entraînant des écoulements locaux. On a pu résumer les études antérieures en terme d'impact de la dynamique sur la pollution de la façon suivante : il peut y avoir aggravation de la pollution, en général quand il y a peu de transport horizontal (vent faible), lorsque ce peu de vent est associé à une couche limite peu développée car peu énergétique et/ou avec une forte inversion au sommet, comme dans le cas des couches de brise, près des côtes. Un autre phénomène pouvant aggraver la pollution est la subsidence de méso-échelle liée à un courant de retour de la brise par exemple ou à un vent de pente, ou une subsidence d'échelle régionale liée à la circulation synoptique. Enfin, une injection de la pollution de la troposphère libre (plus polluée) dans une couche limite qui se développe bien verticalement et qui est assez énergétique pour permettre les échanges par entraînement peut également contribuer à augmenter les concentrations en polluants. A l'inverse, il peut y avoir diminution de la pollution lorsqu'un vent fort permet la dispersion des polluants ou dans le cas d'un vent faible, quand la turbulence est forte, à cause de l'orographie (convergence) ou à un cisaillement de vent (au niveau du front de brise par exemple). Dans ces deux cas, c'est le développement important de la couche limite qui permet de diminuer les concentrations en polluants. Par ailleurs ce développement important de la couche limite permet un mélange avec l'air de la troposphère libre qui peut se trouver moins polluée que la couche limite.

En deuxième partie, on a pu voir lors de la description de la POI2 que les régimes de vent, Mistral puis brise de mer et enfin brise associée à un vent synoptique de sud ont des conséquences différentes sur les panaches de pollution. Même dans les cas en apparence simples de circulation par Mistral, on a mis en en évidence l'hétérogénéité de la structure verticale de la colonne d'air : si la brise de mer apparaît sur la côte dès le premier jour de la POI2a, ce n'est pas le cas à 800m, au niveau de vol de l'avion, ce qui laisse présager une situation compliquée au niveau des transports et des échanges de polluants.

L'étude du chapitre 3 portant sur les CLA en zone côtière, a permis de montrer la complexité de la structure verticale de la basse troposphère lorsqu'elle est associée à des écoulements synoptiques

d'ouest, nord-ouest ou de sud-sud-est, ou pour des conditions synoptiques de sud-est avec vent fort. Des vols spécialement dédiés à l'analyse de la Couche Limite Urbaine (CLU) ont été étudiés. On a ainsi pu montrer une stratification particulière au-dessus de Marseille le 23, où l'on a observé que la couche de brise vient éroder par le bas la couche limite continentale. Le cas du 26 juin est encore plus complexe puisque la brise locale (d'ouest ou de sud) vient se superposer au vent synoptique de sud. La turbulence mesurée par l'avion d'une part et le radar d'autre part a permis de détecter la superposition des couches limites internes qui se développent à cause de la brise et du relief et a montré que le paramètre directeur n'est pas la convection urbaine. L'étude de trois autres vols de CLU, par le biais de l'étude de la turbulence a confirmé ce résultat. La présence d'ondes de gravité sur deux des vols de CLU, phénomène très rarement observé avec un avion, permet de localiser précisément la structure verticale de la transition entre couche marine et continentale. Ces ondes sont vraisemblablement générées par le relief des Calanques et elles peuvent être réfléchies par le relief de l'Etoile, au nord de Marseille. L'équilibre entre les masses d'air se fait donc par le biais de ces ondes de gravité qui engendrent elle-même de la turbulence en dégénérant, d'où le caractère hétérogène de la turbulence au-dessus de la ville.

L'étude des développements de CLA généralisée à toute la zone ESCOMPTE a permis dans le chapitre 4 de noter les différences de développements de CLA suivant les conditions météorologiques. On a vu l'impact de la brise en zone côtière, qui du fait de son apport d'air plus frais, limite la convection et donc le développement de CLA, ce qui est un résultat déjà connu. Indirectement, l'effet du Mistral est important puisqu'il peut empêcher le développement de la brise et donc permet des développements plus classiques de couche limite, ceci aussi bien en zone côtière que sur les montagnes. Cependant il existe des conditions de fin de Mistral (cas du 23 juin par exemple) où le développement des couches limites ne se fait pas facilement et où la brise parvient même à soulever localement la couche limite (près des côtes). Par ailleurs, les montagnes, par conditions de vent faible, peuvent générer un vent de pente, dans le même sens que la brise de mer. A cause de la turbulence liée à l'accélération du vent et au chauffage préférentiel des pentes, la couche limite a donc tendance à s'épaissir sur le relief. Par contre quand le vent est plus fort, la turbulence dynamique l'emporte sur la convection et les couches limites sont moins épaisses.
Cette étude des hauteurs de CLA a permis de définir avec précision l'épaisseur de la couche d'atmosphère dans laquelle les polluants de la couche limite vont stagner ou s'accumuler : en condition de Mistral, la couche limite est généralement épaisse et les polluants peuvent se diluer. Par temps de brise, l'accumulation est très forte près des côtes où Zi est faible. Par contre, une dilution se produit sur les montagnes où Zi est bien développée. Un autre critère important est l'efficacité de l'inversion au sommet de la couche limite qui va plus ou moins favoriser ou empêcher les échanges avec les couches supérieures. Cette inversion est très forte au sommet des couches de brise puisque l'air en surface s'est refroidi, alors qu'en altitude il est resté aussi chaud (ou s'est même réchauffé). Par conséquent, les échanges avec les couches supérieures se font essentiellement par Mistral (sur tout le domaine ESCOMPTE) ou bien sur les montagnes par conditions de brise.

Enfin l'étude du transport et des échanges de polluants, a montré, sur deux cas représentatifs, la stratification verticale de la basse troposphère observée pendant la POI2. Au-dessus de la couche limite, on a une couche dont la concentration en ozone peut varier de 40 à 70 ppbv entre le début et la fin de la POI. Cette strate est susceptible de communiquer avec la couche limite, si cette dernière se développe assez pour dépasser la couche résiduelle de la veille. Si la basse troposphère est peu polluée, le mélange des deux couches (ou d'une partie des deux) va limiter l'augmentation diurne potentielle de l'ozone de la couche limite. Par contre quand la strate supérieure est polluée, l'ozone de cette strate vient s'ajouter à l'ozone produit dans la couche limite.
La conclusion sur l'étude des lieux possibles d'échange avec la basse troposphère, qui résulte de l'analyse du développement des couches limites et aussi des rétrotrajectoires, est donc que la partie montagneuse est la mieux à même d'échanger entre couche limite et basse troposphère, et que les échanges se font plutôt du haut vers le bas. Comme les strates supérieures montrent au cours de la POI2 une tendance à ramener des masses d'air de plus en plus polluées, les couches limites des régions montagneuses sont donc celles de la zone ESCOMPTE qui sont les plus chargées en ozone.
Ainsi, bien que la remise en circulation de l'ozone ne puisse être tenue responsable à elle seule des pics de pollution, dans certains cas elle y participe activement. Par ailleurs, on peut conclure que le faible développement de CLA à l'ouest du domaine ESCOMPTE n'a pas entraîné de plus fortes concentrations dans la CLA et qu'au contraire ce faible développement, ne permettant pas d'atteindre la strate supérieure, a contribué à ne pas l'augmenter. Dans la plupart des cas, la brise a dégagé les zones côtières aux dépends des zones rurales alentours. La pollution de Marseille et de l'étang de Berre se retrouve donc déplacée vers les montagnes où elle s'ajoute à la pollution lointaine issue des couches supérieures, entraînant des pics d'ozone important.

Enfin, ce travail effectué pour une majeure partie à partir des données expérimentales a permis de trouver de nombreux résultats intéressants. Cependant, il montre aussi les limites d'une étude essentiellement dynamique. En effet, de nombreuses interrogations persistent quant à savoir en quelle proportion la production locale d'ozone par exemple est plus importante que l'apport extérieur. Une étude plus approfondie des précurseurs de l'ozone pourrait permettre de mieux évaluer l'impact de la dynamique. Par exemple en bord de mer, le fait d'observer de très faibles concentrations d'ozone, les jours où la CLA est très peu développée peut provenir soit d'une advection de l'ozone par la brise dans les terres, soit au contraire de fortes concentrations en NOx permettant alors une destruction chimique (par titration) de l'ozone. L'étude d'autres polluants tel que le CO comme traceur pourrait également permettre de quantifier la contribution de la dynamique. Enfin, l'apport de la modélisation par le biais de tests de sensibilité permettrait de quantifier ces contributions et d'effectuer le bilan d'ozone local que l'on n'a pas pu obtenir à l'aide des données expérimentales. Ceci permettrait de voir quels termes sont significatifs.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Affre, C. (1997) : Méthodologie de la mesure (aéroportée et au sol) des flux turbulents. Application à l'ozone aux échelles locale et régionale. *Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.*

Allwine, K. and Whiteman C. (1988) Ventilation of pollutants trapped in valleys: a simple parameterization for regional-scale dispersion models *Atmospheric environment 22, pp1839-1845*

Ancellet G and Ravetta F, (1998) a compact airborn lidar for tropospheric ozone (alto): description and fields mesurement, *appl Opt., 37:5509-5521*

Angevine W.M., White A. B., and Avery S. K., 1994: Boundary layer depth and entrainment zone characterization with a boundary layer profiler. *Boundary-layer Meteor.*, 68, 375-385.

Angevine W. A., M. Trainer, S.A. McKeen, C. M. Berkowitz, 1996: Mesoscale meteorology of the New England coast, gulf of Maine, and Nova Scotia: Overview. *J. Geophysical Research*, 101, D22, 28,893-28,901.

Angevine, W.M., C.J. Senff, A.B. White, E.J.Williams, J. Koermer, S.T.K. Miller, R. Talbot, P.E. Johnston, S.A. McKeen, and T. Downs, 2004: Coastal boundary layer influence on pollutant transport in New England. *J. Appl. Meteorol.*,.43, 1425-1437.

Arteta, J., Cautenet S., Covre M., (2005) : Meteorological fields performed by dynamical models used for air quality similations. *Proceedings of the 6th ESCOMPTE workshop, Marseille, France*.

Auvray, M., and I. Bey (2005), Long-range transport to Europe: Seasonal variations and implications for the European ozone budget, *J. Geophys. Res.*, *110*, D11303

Bastin, 2004, Circulation de brise thermique en terrain complexe: application à la campagne ESCOMPTE, *Thèse de doctorat de l'Université Paris VI.*

Bastin S., Drobinski P., Guenard, V., Caccia, J.L., Campistron, B., Dabas A., Delville P., Reitebuch O. and Werner C., 2005a: On the interaction between the sea-breeze and a summer Mistral event at the exit of the Rhône valley. *In press in Monthly Weather Rev*.

Bastin S., Drobinski P., Dabas A., Delville P., Reitebuch O., Werner C., 2005b: Impact of the Rhône and Durance valleys on sea-breeze circulation in the Marseille area. *Atm. Res.*, 74, 303-328.

Bernard-Trottolo S. (2001) Diagnostic de la présence de structures cohérentes au sein de la couche limite atmosphérique - campagnes trac 98 et map 99 *Thèse de doctorat Université Paul Sabatier Toulouse*

Bernard-Trottolo, S., Saïd, F., Campistron, B., Druilhet, A. and Lohou, F.. TRAC98, 2004 : Detection of coherent structures in a convective boundary layer using airborne measurements under fine weather conditions. *Bound. Lay. Meteorol., 111 (2), 181-224* .

Bouchou, 2004: Quantification et éléments de paramétrisation du dépôt sec de l'ozone à l'interface sol/végétation-atmosphère au-dessus de trois écosystèmes méditerranéens (programme ESCOMPTE), *Thèse de doctorat Université Paul Sabatier Toulouse*

Brut A. , F. Saïd, **C. Moppert**, B. Campistron and F. Cousin, Investigation of the atmospheric boundary layer dynamics and vertical exchanges during the ESCOMPTE campaign, *soumis à Annales Geophysicae*

Colette A, G.Ancellet, F. Ravetta, Analysis of the tropospheric ozone layering observed by Lidar during the ESCOMPTE campaign, *5th ESCOMPTE-Workshop, May 20-28, 2003 , Toulouse, France*

Corsmeier, U., Behrendt, R., Drobinski, Ph., Kottmeier, Ch., 2005. The mistral and ist effect on air pollution transport and vertical mixing. *Atmospheric Res.*, 74, 275-302.

Cotton, W. Alexander, G, Hertenstein R., Walko R. McAnelly R., Nicholls, 1995 :Cloud venting – a review and some new global annual estimates, *Earth Sciences reviews 39, pp 169-206*

Cousin, F (2004) Modélisation de l'interaction dynamique-chimie-aérosol: campagne ESCOMPTE 2001 *Thèse de doctorat université Paul Sabatier Toulouse*

Cousin F., Tulet P., Rosset R., 2005 : Interaction between local and regional polluted layers in the low troposphere : impact on surface ozone concentrations during ESCOMPTE 2001, IOP2. *Atmospheric Res.*, 74, 117-137.

Crassier V., Suhre K., Tulet P., and Rosset R., 2000: development of a reduced chemical scheme for use in mesoscale meteorological models. *Atmospheric Environment*, 34, 2633-2644.

Cros B. and co-authors, 2004: The ESCOMPTE program : an overview. *Atmospheric Research*, 69, 241-279.

Deardoff, J. W. (1969) : Numerical study of heat transport by internal gravity waves above a growing unstable layer. *Phys. Fluids, Suppl II*, pp 194-194

Delbarre H., Augustin P., Saïd F., Campistron B., Bénech B., Lohou F., Puygrenier V., **Moppert C**., Cousin F., Fréville P., Fréjafon E., 2005 : Ground-Based remote sensing observation of the complex behaviour of the marseille boundary layer during ESCOMPTE. *Atmos. Res.*, 74, 403-433.

Dufour A. , Amodei M. , Ancellet G. , Peuch V.-H., (2005) : Observed and modelled "chemical weather" during ESCOMPTE. *Atmospheric research.*, vol. 74 , no 1-4 , pp. 161 – 189

Dupont E. , L. Menut, B. Carissimo. J. Pelon, P. Flamant, (1999): Comparison between the atmospheric boundary layer in Paris and its rural suburbs during the ECLAP experiment. *Atmospheric environment* Vol.33, pp 979-994.

Fast J. et C. Berkowitz (1996): A modeling study of boundary layer processes associated with ozone layers observed during the 1993 North Atlantic Regional Experiment. *Journal of Geophysical Research, vol 101, n°D22*, pp 28683-28699.

Fehsenfeld F., A. Volz-Thomas, S. Penkett, M. Trainer et D. Parrish, North Atlantic Regional Experiment (NARE) 1993 summer intensive: foreword (1996), *Journal of Geophysical Research, vol 101, n°D22*, pp 28869-28875.

Gangoiti, G., Millàn, M.M., Salvador, R. and Mantilla, E., 2001. Long-range transport and re-circulation of pollutants in the western Mediterranean during the project REgional Cycles of Air Pollution in the west-central Mediterranean Area, Atmosp. Envir., 35, 6267-6276.

Garratt, J.R.,1990. The internal boundary layer – a review. *Cambridge Bound. Layer Meteorol.,* 50, 171-203.

Gryning, S. and E. Batchvarova (1990) : Analytical model for the growth of the coastal internal boundary layer during onshore flow. *Quarterly journal of the royal meteorological society* 116, pp 187-203.

Guénard V., Drobinski P., Caccia J.L., Campistron B., Benech B., 2005 : An observational study of the Mistral mesoscale dynamics. *Boundary Layer Meteor.*, 115, n°2, 263-288.

Gusten H., G. Heinrich, T. Cvitas, L.Klasinc, B. Ruscic and M. Lalas (1988) : Photochemical formation and transport of ozone in Athens, Greece. *Atmospheric environment* Vol.22, pp 1855-1861.

Hasel, M., Kottmeier, Ch., Corsmeier, U. and Wieser, A., 2005. Airborne measurements of turbulent trace gas fluxes and analysis of eddy structure in the convective boundary layer over complex terrain. *Atmos. Res.*, 74, 381-402.

Heo, B.K., Jacoby-Koaly S., Kim K. E., Campistron B., Bénech B., Jung E. S., 2003 : Use of the Doppler spectral width to improve the estimation of the convective boundary layer height from UHF wind profiler observations. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 20, 408-424.

Jacob D. , Crawford J. , Kleb M. , Connors V. , Bendura Ri. , Raper J. , Sachse G. , Gille J. , Emmons L , Heald C., 2003: Transport and Chemical Evolution over the Pacific (TRACE-P) aircraft mission: Design, execution, and first results, *Journal of geophysical research. 2003 , vol. 108 , no D20*

Jacoby-Koaly S., Campistron B., Bernard S., Bénech B., Girard F., Dessens J., Dupont E., and Carissimo B., 2002: turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler Doppler spectral width measurement. *Bound. Layer Meteor.*, 103, 361-389.

Kalthoff N., H-J. Binder, M. Kossman, R. Vogtlin, U. Corsmeier, F. Fiedler and H. Schlager (1998) Temporal evolution and spatial variation of the boundary layer over complex terrain. *Atmospheric environment* , Vol. 32, n°17, pp 1179-1194

Kalthoff N., Kottmeier C., Thürauf J., Corsmeier U., Saïd F., Fréjafon E., Perros P.E., 2005: Mesoscale circulation systems and ozone concentrations during ESCOMPTE : a case study from IOP2b. *Atm. Res.*, 74, 355-380.

Karaca M., M. Tayanç and H. Toros (1995) : Effects of urbanization on climate of Istanbul and Ankara. *Atmospheric environment* Vol.29, n°23, pp 3411-3421.

Klemm O., C. Ziomas, D. Balis, P. Suppan, J.Slemr, R. Romero, L. Vyras (1998) : A summer air-pollution study in Athens Greece, *Atmospheric environment* Vol.12, n°12, pp 2071-2087.

Kossmann M. , R. Vogtlin, U. Corsmeier, B. Vogel, F. Fiedler, H-J. Binder, N. Kalthoff And F. Beyrich, 1998, : Aspects of the convective boundary layer structure over complex terrain. *Atmospheric environment* Vol.32, n° 7, pp 1323-1348

Kukla G., J. Gavin and T. Karl (1986) : Urban warning American Meteorology Society Vol. 25, pp 1265-1270.

Lafore J.P., Stein J., Asencio N., Bougeault P., Ducrocq V., Duron J., Fischer C., Hereil P., Mascart P., Masson V., Pinty J.P., Redelsperger J.L., Richard E., Vila-Guerau de Arellano J., 1998 : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophysicae,* 16, pp 90-109.

Lalas D.P., D.N. Asimakopoulos, D. G. Deligiorgi, C. Helmis, (1983) : Sea-breeze circulation and photochemical pollution in Athens, Greece. *Atmospheric environment* Vol.17, n° 9 pp 1621-1632.

Lalas D.P., M. Tombrou-Tsella, M. Petrakis, D. Asimakopoulos, C. Helmis (1987) : An experimental study of the horizontal and vertical distribution of ozone over Athens, *Atmospheric environment* Vol.21, pp 2681-2693.

Le Foll K., Perros, P. and Saïd, F., 2003. The ozone budget in the Berre-Marseille area. 5th Workshop ESCOMPTE, 26-28 May, Toulouse, France.

Lehning M. , Richner H. , Kok G. L. , Neininger B. Vertical exchange and regional budgets of air pollutants over densely populated areas. 1998 *Atmospheric environment, vol. 32 , no 8 , pp. 1353 - 1363*

Lemonsu A, G. Pigeon, V. Masson et **C. Moppert**, 2005, Sea-town interaction over Marseille: 3D urban boundary layer and thermodynamic fields near the surface *Theoretical and Applied Climatology* (accepté)

Lemonsu A., Bastin, S., Masson V. et Drobinski, P., 2005 : Stratification of the urban boundary layer of Marseille under sea-breeze conditions. Submitted to *Bound. Lay. Meteor.*

Lenshow D. 1973, two examples of planetary boundary layer modification over the greater lakes *Journal of the atmospheric science 30, pp 568-581*

Lenschow D. H. and Stankov B. B., 1986: Length scales in the convective Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.,* 43, vol. 12, pp 1198-1209.

Ludwig F., Jih-yih Jiang and Jun Chen (1994) : Classification of ozone and weather patterns associated with high ozone concentrations in the San Francisco and Monterey bay areas. *Atmospheric environment* Vol.29, n°21, pp 2915-2928.

Melas D, and H. Kambezidis (1992) : The depth of the internal boundary layer at an urban area under sea breeze conditions. *Boundary-layer Meteorology* 61, pp247-264

Melas D., G. Abbate, D. Haralampopoulos. A. Kelesidis (2000) : Estimation of meteorological parameters for air quality management : coupling of sodar data with simple numerical models. *American Meteorological society*, pp509-515

Menut L, Coll I et S. Cautenet (2005)*:* Impact of meteorological data resolution on the forecasted ozone concentrations during the ESCOMPTE IOP2a and IOP2b*Atmospheric Research, Volume 74, Issues 1-4, Pages 139-159*

Mestayer P. G. ; P. Durand; P. Augustin; S. Bastin; J. -M. Bonnefond; B. Bénech; B. Campistron; A. Coppalle; H. Delbarre; B. Dousset; P. Drobinski; A. Druilhet; E. Fréjafon; C. S. B. Grimmond; D. Groleau; M. Irvine; C. Kergomard; S. Kermadi; J. -P. Lagouarde; A. Lemonsu; F. Lohou; N. Long; V. Masson; **C. Moppert**; J. Noilhan; B. Offerle; T. R. Oke; G. Pigeon; V. Puygrenier; S. Roberts; J. -M. Rosant; F. Saïd; J. Salmond; M. Talbaut; J. Voogt, 2005: The urban boundary-layer field campaign in marseille (ubl/clu-escompte): set-up and first results. *Bound. Layer Meteorol.*, 114, 315-365.

Miller, S, Keim B., Talbot R. , and Mao, H, 2003, Sea breeze: Structure, forecasting and impacts, *Review of geophysics, vol 41,n°3.*

Millàn M., Salvador R., Mantilla E., Artiñano B., 1996: Meteorology and photochemical air pollution in southern Europe : experimental results from EC research projects. *Atmos. Env.*, 30, 1909-1924.

Millàn M., Salvador R., Mantilla E., Kallos, G., 1997: Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer: results from European research projects. *Journ. Geophys. Res.*, 102, D7, 8811-8823.

Millàn M., Mantilla E., Salvador R., Carratala, A., Sanz, M.J., Alonso, L., Gangoiti, G. and Navazo, M., 2000. Ozone cycles in the western Mediterranean basin: interpretation of monitoring data in complex coastal terrain. *Journ. Appl. Meteorol.*, 4, 487-507.

Moussipoulos N. , 1985 : A numerical simulation of photochemical smog in Athens. *Pageoph 123, pp 314-327.*

Müller, H and Whiteman C. 1998: Break up of a nocturnal temperature inversion in the Dischma valley during DISKUS *Journ. Appl. Meteorol 27, pp 188-194*

Nielsen J., 1992: In situ observations of Kelvin Helmhotz waves along a frontal inversion. *Journal of Atmospheric Science, 49,pp 369-386.*

Oke T. R. (1982) : The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly journal of the royal meteorological society Vol. 108, n°455, pp 1-24.*

Orlanski, 1975 : A rational subdivision of scales for atmospheric processes *Bull. Amer. Meteor. Soc. 56 pp 529-530*

Pilinis C., P. Kassomenos, G. Kallos (1993) : Modeling of photochemical pollution in Athens, Greece. Application of the RAMS-CALGRID modeling system. *Atmospheric environment* Vol.27B, pp 353-370.

Puygrenier V., Lohou F., Campistron B., Saïd F., Pigeon G., Benech B., Serça D., 2004 : Investigation of the fine structure of sea-breeze during the ESCOMPTE experiment. *Atmospheric Res.*, 74, 329-353.

Saïd F., Corsmeier U., Kahltoff C., Kottmeier N. C., Lothon M., Wieser M., Hofherr T., Perros P., 2005: ESCOMPTE experiment : intercomparison of four aircraft dynamical, thermodynamical, radiative and chemical measurements. *Atmospheric Research*, 74, 217-252.

Shreffler, J 1979: Heat island convergence in St-Louis during calms periods *Journal of applied meteorolgy 18, pp1512-1520*

Shuttleworth W, 1988 : The new challenge for process hydrology. *Journal of Hydrology 100, pp31-56*

Singal S. P. , Gera B. S. , Pahwa D. R. 1994: Application of sodar to air pollution meteorology, *International journal of remote sensing. 1994 , vol. 15 , no 2 , pp. 427 - 441*

Stull R. B., 1988 : An introduction to Boundary Layer Meteorology. *Kluwer Academic Publishers*. Dordrecht, 666p.

Svensson G. and O. Klemm (1998) : Aircraft measurement and model simulations of the air quality in Athens, Greece. *Atmospheric environment* Vol.12, n°12, pp 2269-2290.

Taghavi S. M., 2003. Etude de la pollution en zone urbaine et péri-urbaine à l'aide d'une modélisation méso-échelle durant la campagne ESCOMPTE. Impact de la dynamique et des inventaires d'émission. *Thèse de l'université Blaise Pascal, Clermont Ferrand*.

Thürauf, J, 2002. Windsysteme und Spurenstoffausbreitung während ESCOMPTE. Thèse. Institüt für Meteorologie und Klimatforshung, Universität Karlsruhe.

Vogel, B., Fiedler F., Vogel H., 1995: Influence of toppography and biogenic volatile compounds emission in the state of Baden-Württemberg on ozone concentrations during episodes of high air temperatures. *J. Geo. Res.*, 100, 22907-22928.

Whiteman C., 1982: Breakup of temperature inversion in deep moutain valleys, part I:observations *Journ. Appl. Meteorol. 21, pp 210 289*

Whiteman C., and MacKee T. 1982: Breakup of temperature inversion in deep moutain valleys, part II:thermodynamic model *Journ. Appl. Meteorol. 21, pp 290-302*

Ziomas, I. (1998) : the Mediterranean campaign of photochemical tracers-transport and chemical evolution (MEDCAPHOT-TRACE) : an outline. *Atmospheric environment* Vol.12, n°12, pp 2045-2054.

ANNEXE A : CHAMPS DE VENT DU GRAND DOMAINE MESONH, POUR LA POI2 au sol et à 800m à 6h, 11h et 14hTU.

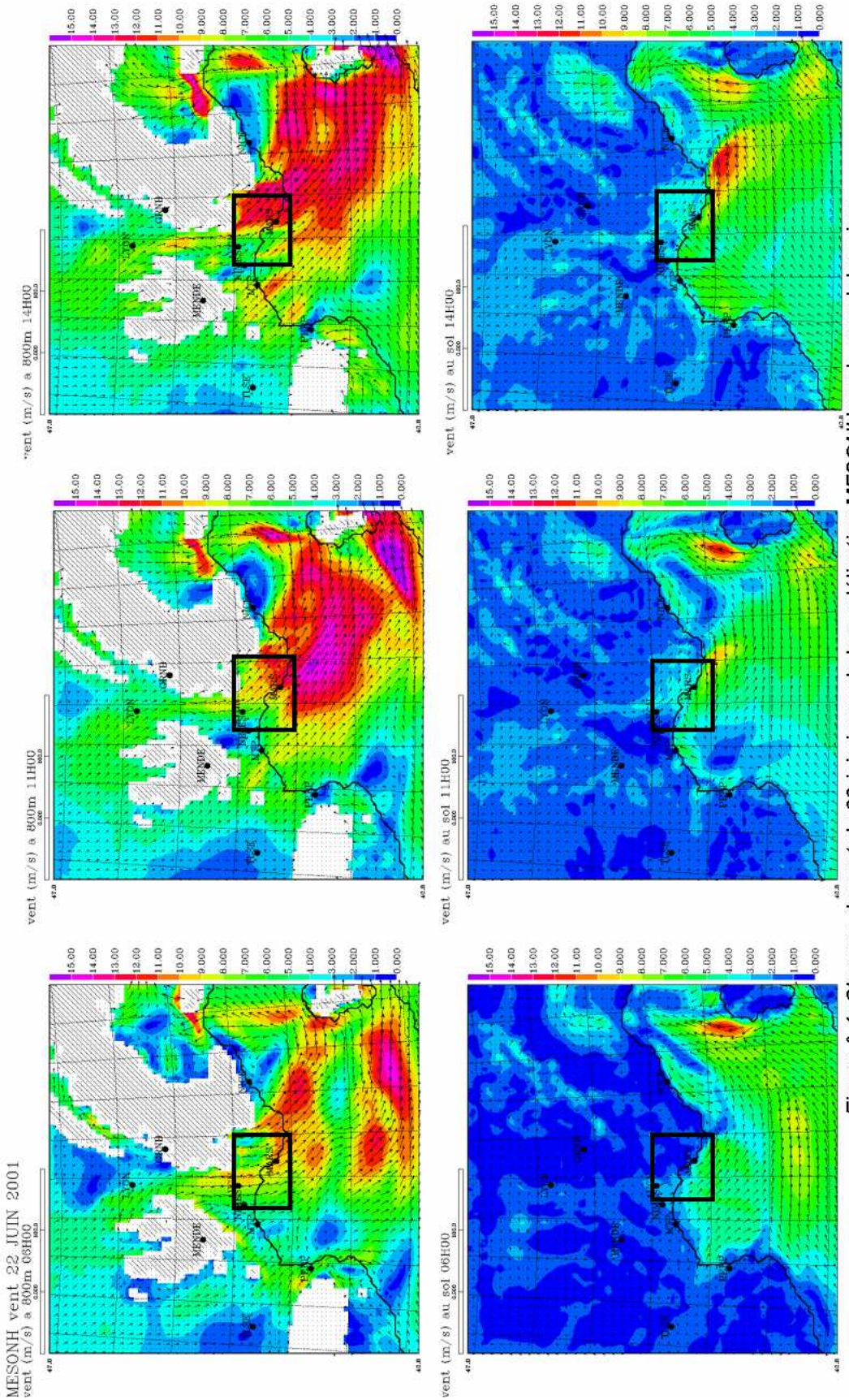

Figure A.1: Champs de vent du 22 juin issus de la modélisation MESONH sur le grand domaine A 6h (gauche), 12h (milieu) et 14hTU (droite) et à 800m (haut) et au sol (bas) Le carré noir représente la zone ESCOMPTE

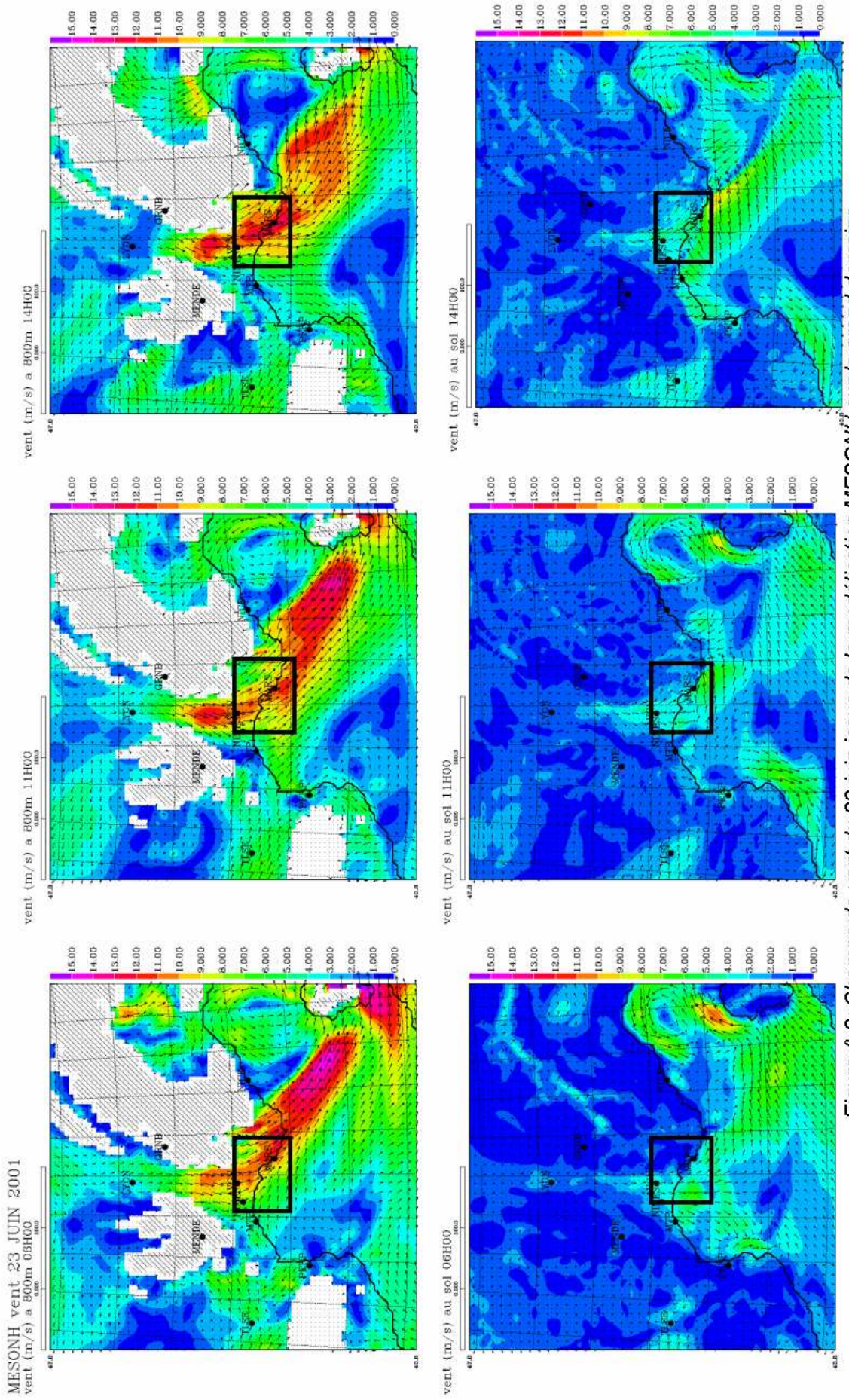

Figure A.2: Champs de vent du 23 juin issus de la modélisation MESONH sur le grand domaine A 6h (gauche), 12h (milieu) et 14hTU (droite) et à 800m (haut) et au sol (bas) Le carré noir représente la zone ESCOMPTE

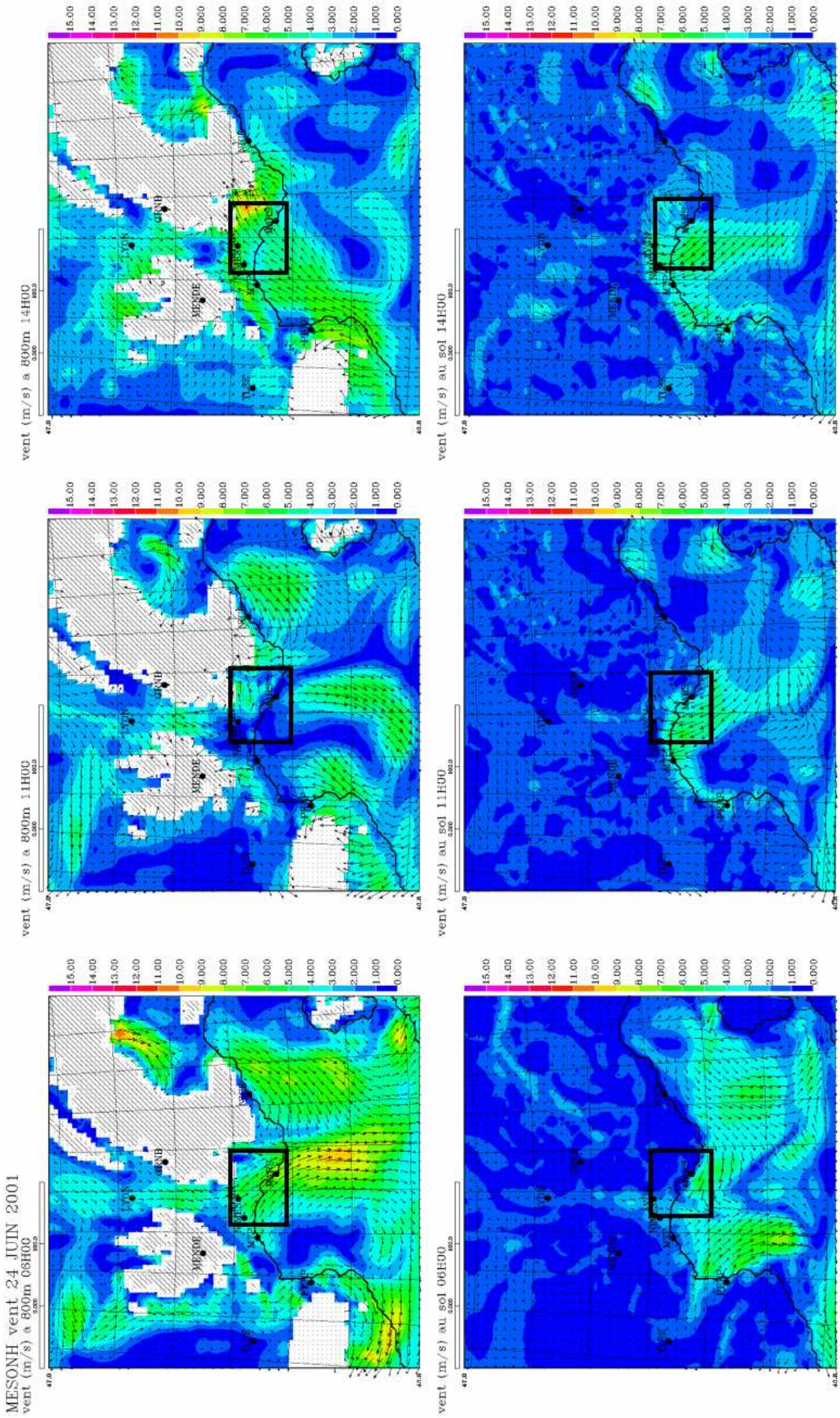

Figure A.3: Champs de vent du 24 juin issus de la modélisation MESONH sur le grand domaine A 6h (gauche), 12h (milieu) et 14hTU (droite) et à 800m (haut) et au sol (bas) Le carré noir représente la zone ESCOMPTE

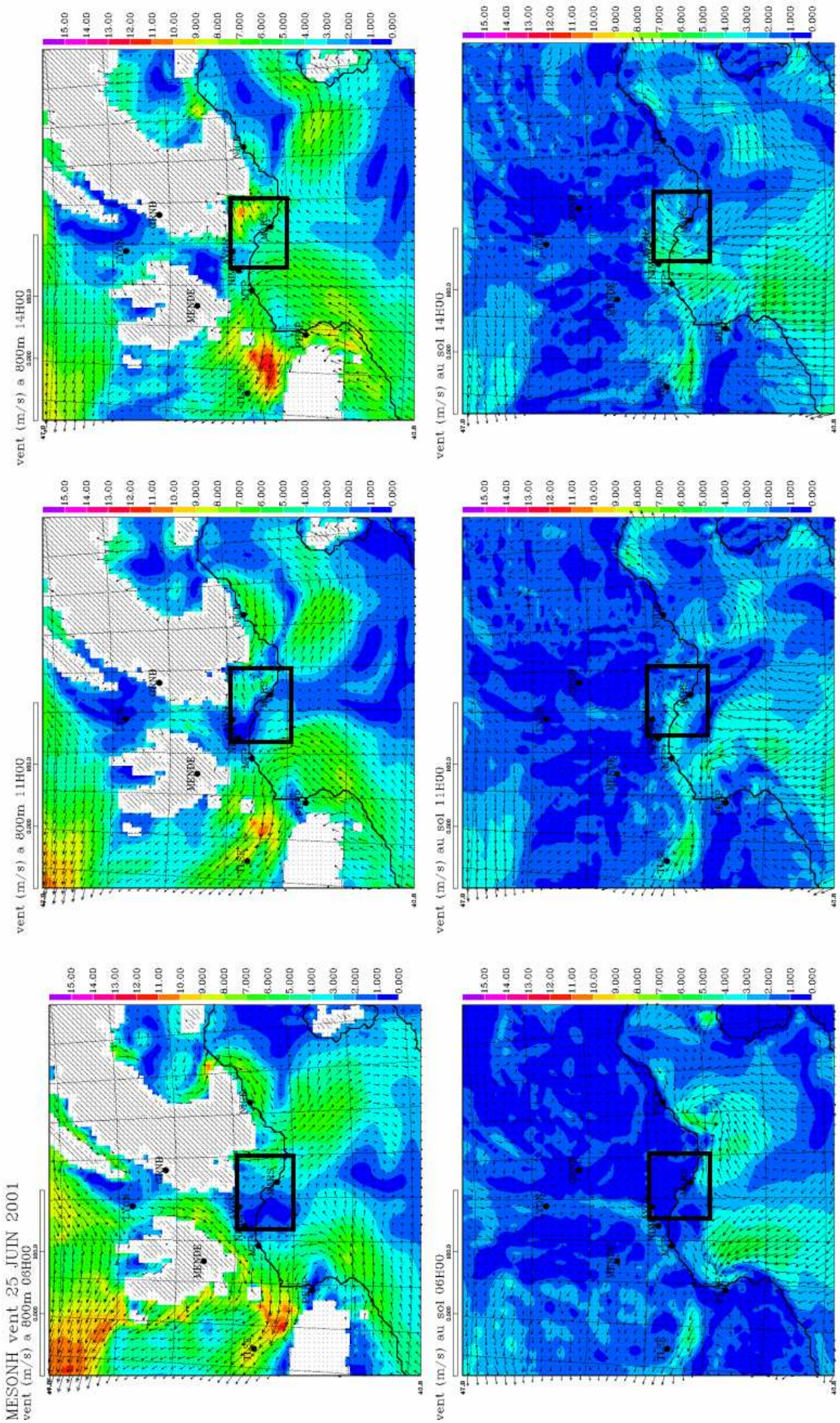

Figure A.4: Champs de vent du 25 juin issus de la modélisation MESONH sur le grand domaine A 6h (gauche), 12h (milieu) et 14hTU (droite) et à 800m (haut) et au sol (bas) Le carré noir représente la zone ESCOMPTE

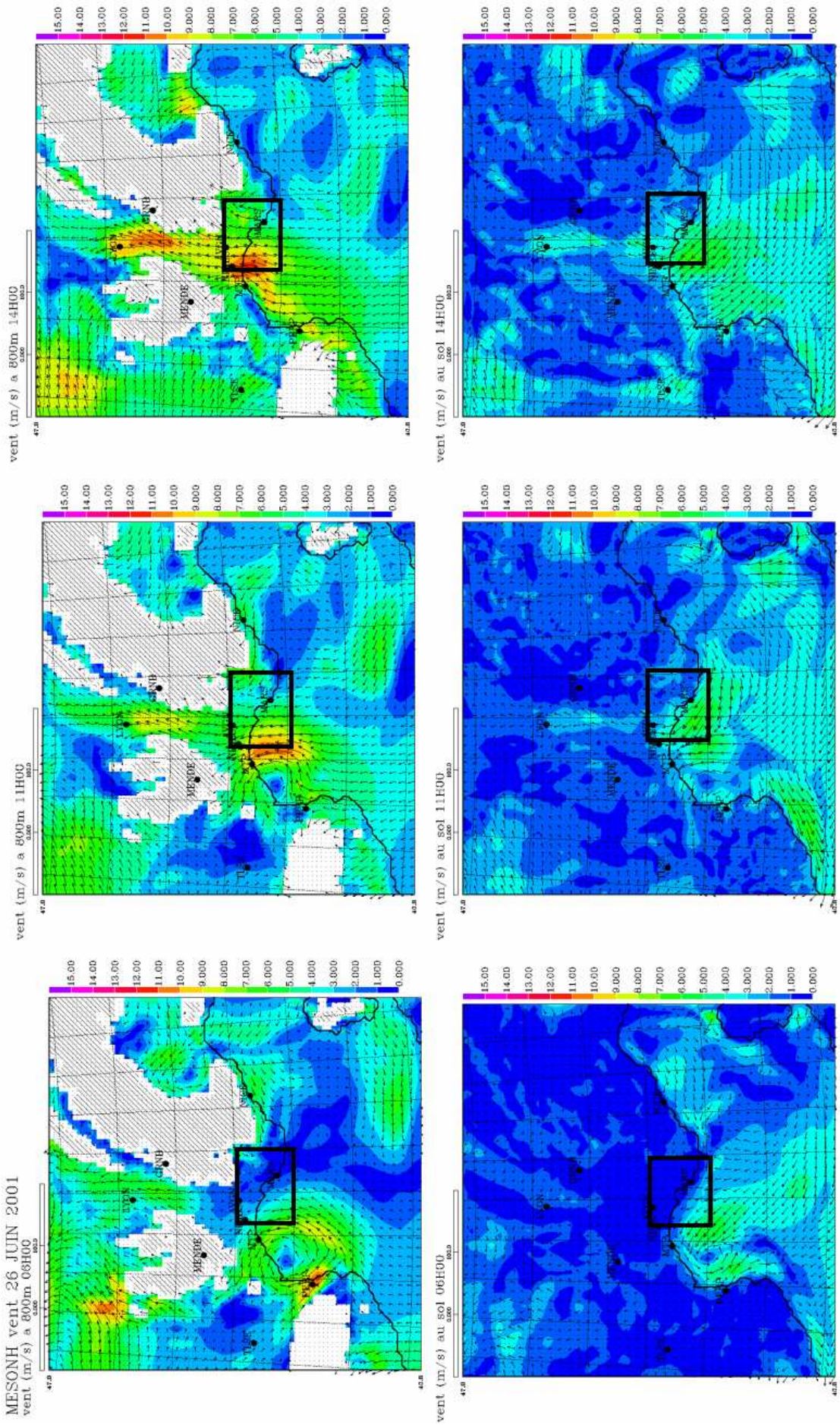

Figure A.5: Champs de vent du 26 juin issus de la modélisation MESONH sur le grand domaine A 6h (gauche), 12h (milieu) et 14hTU (droite) et à 800m (haut) et au sol (bas) Le carré noir représente la zone ESCOMPTE

ANNEXE B : RAYONNEMENT NET, VISIBLE ET INFRAROUGE MONTANT LE LONG DES PALIERS DES VOLS DE CLU

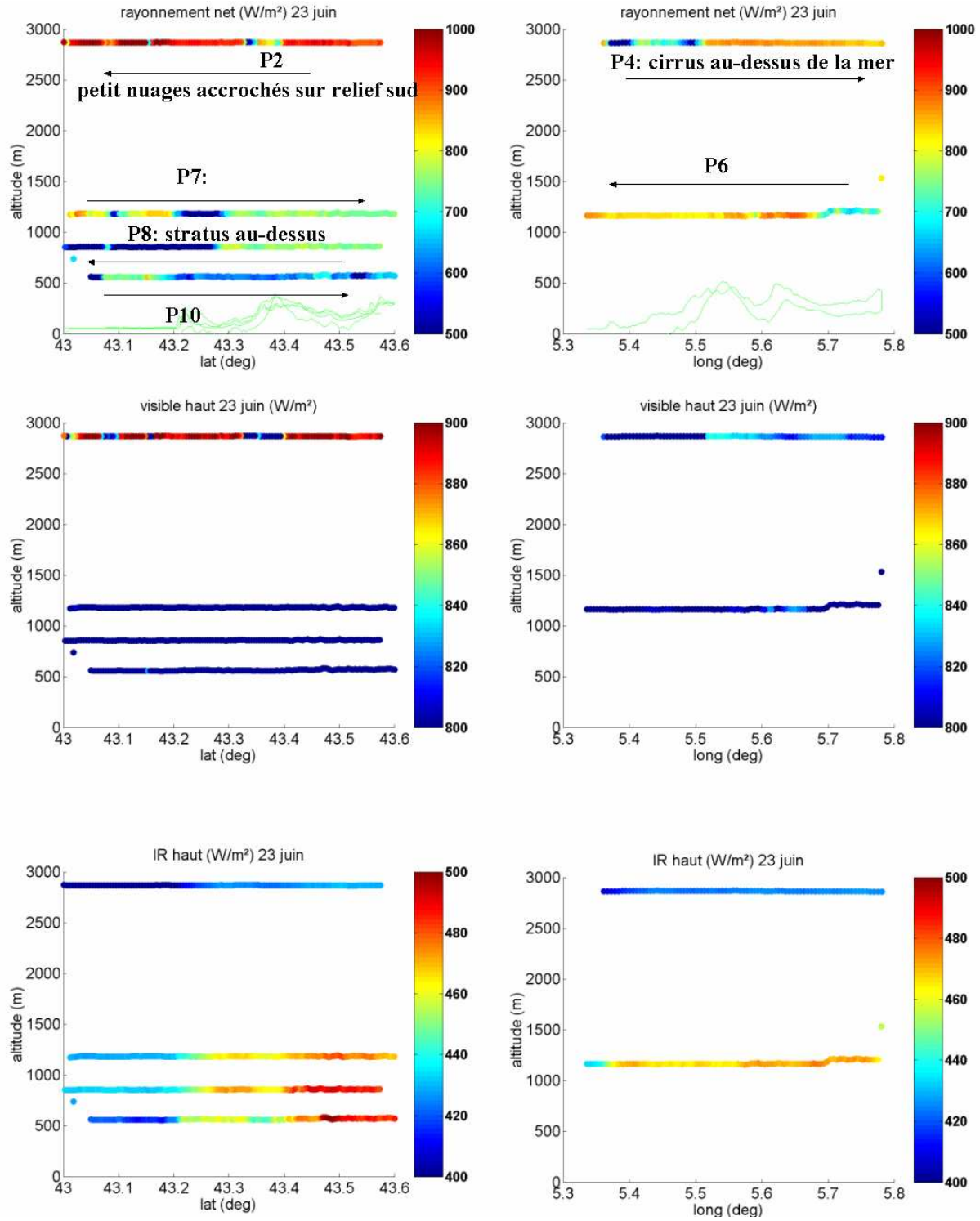

Figure B.1 : Rayonnement net, visible et infrarouge montants mesurés le 23 juin le long des paliers Nord-sud (à gauche) et Est-Ouest (à droite) du vol de CLU merlin16

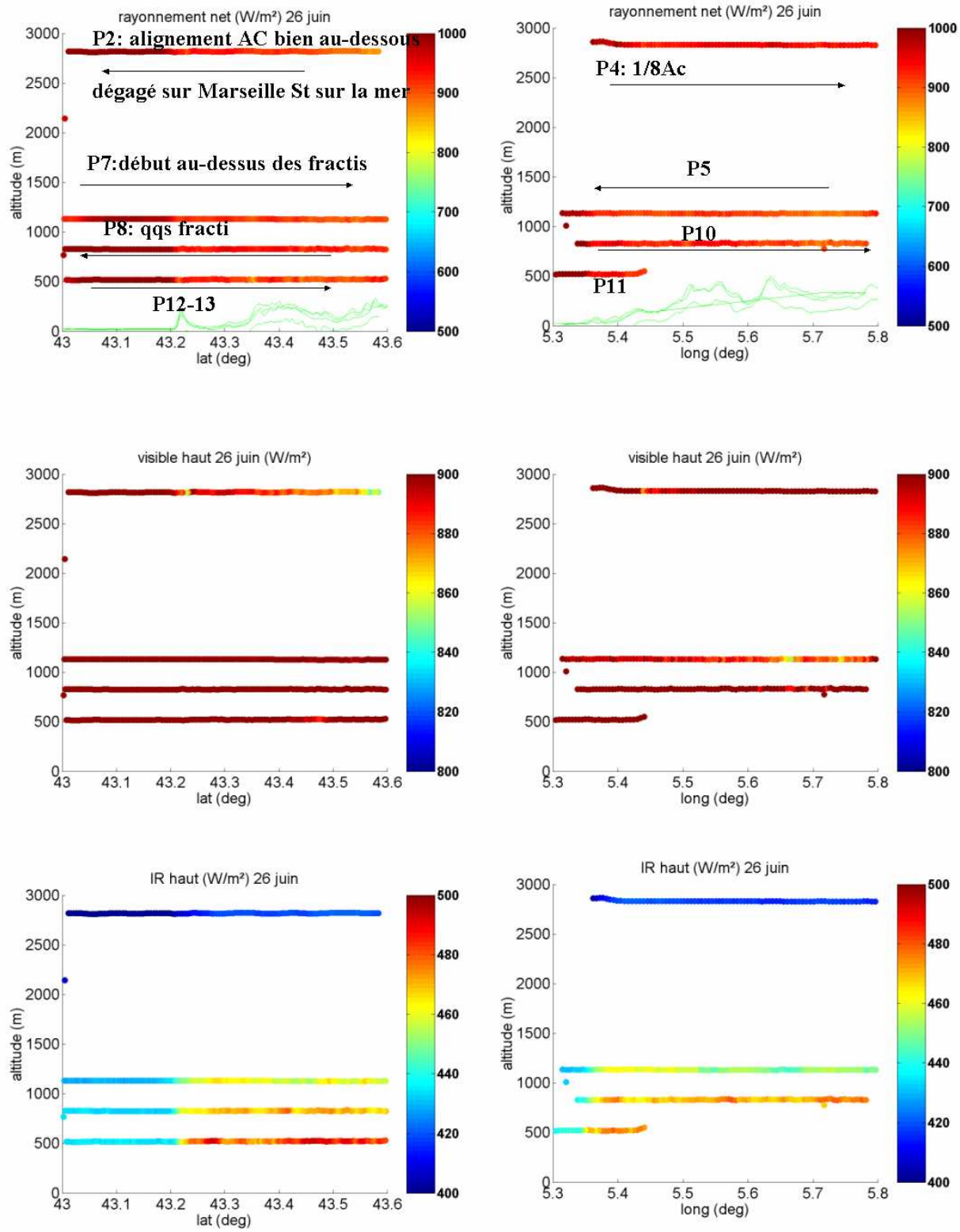

Figure B.2 :même légende que figure B.1 pour le 26 juin vol Merlin 19

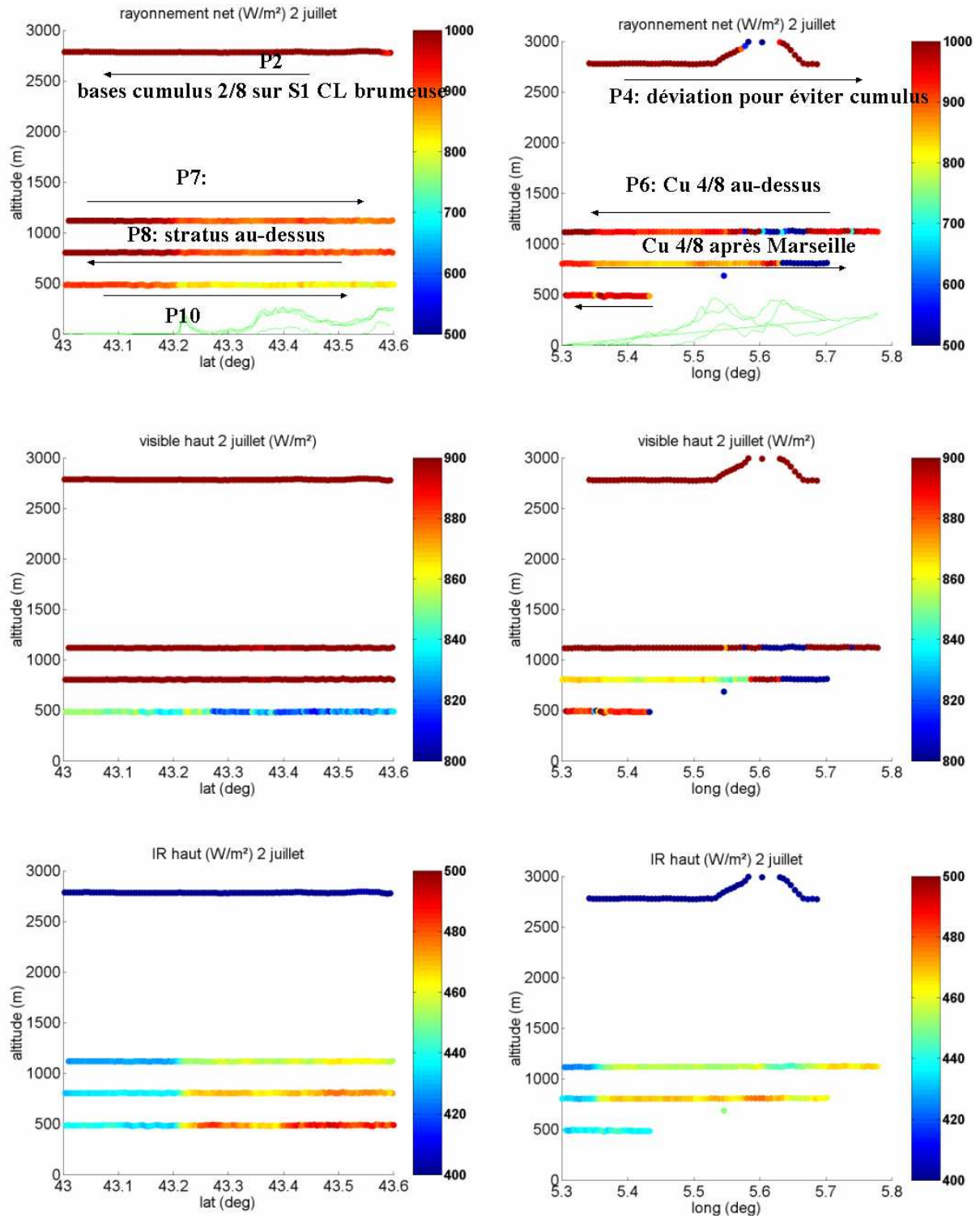

Figure B.3 :même légende que figure B.1 pour le 2 juillet vol Merlin 20

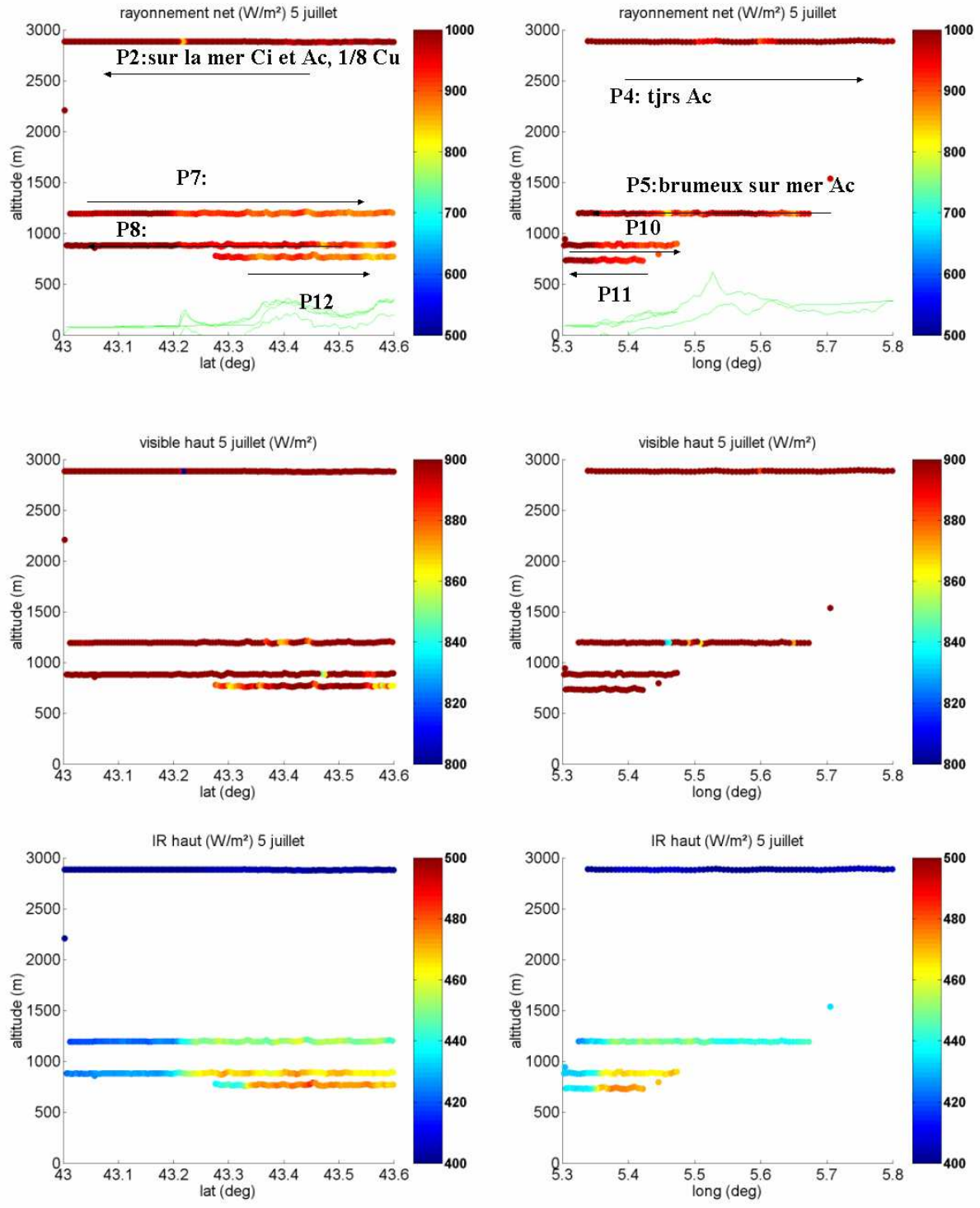

Figure B.4 :même légende que figure B.1 pour le 5 juillet vol Merlin 24

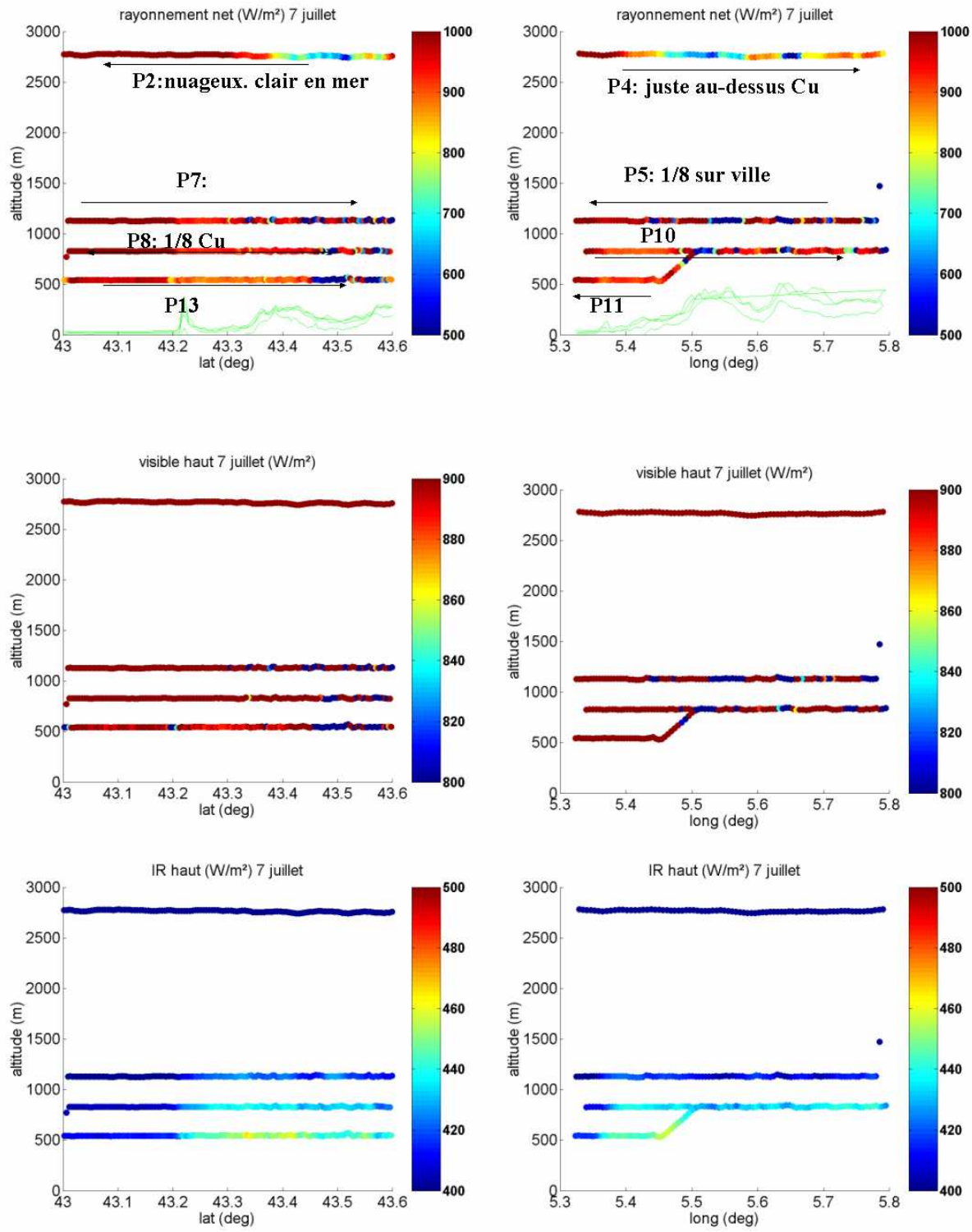

Figure B.5:même légende que figure B.1 pour le 7 juillet vol Merlin 25

ANNEXE C : Sondages d'ozone sur Avignon, Vallon Dol et Cadarache à partir des mesures avion et lidar

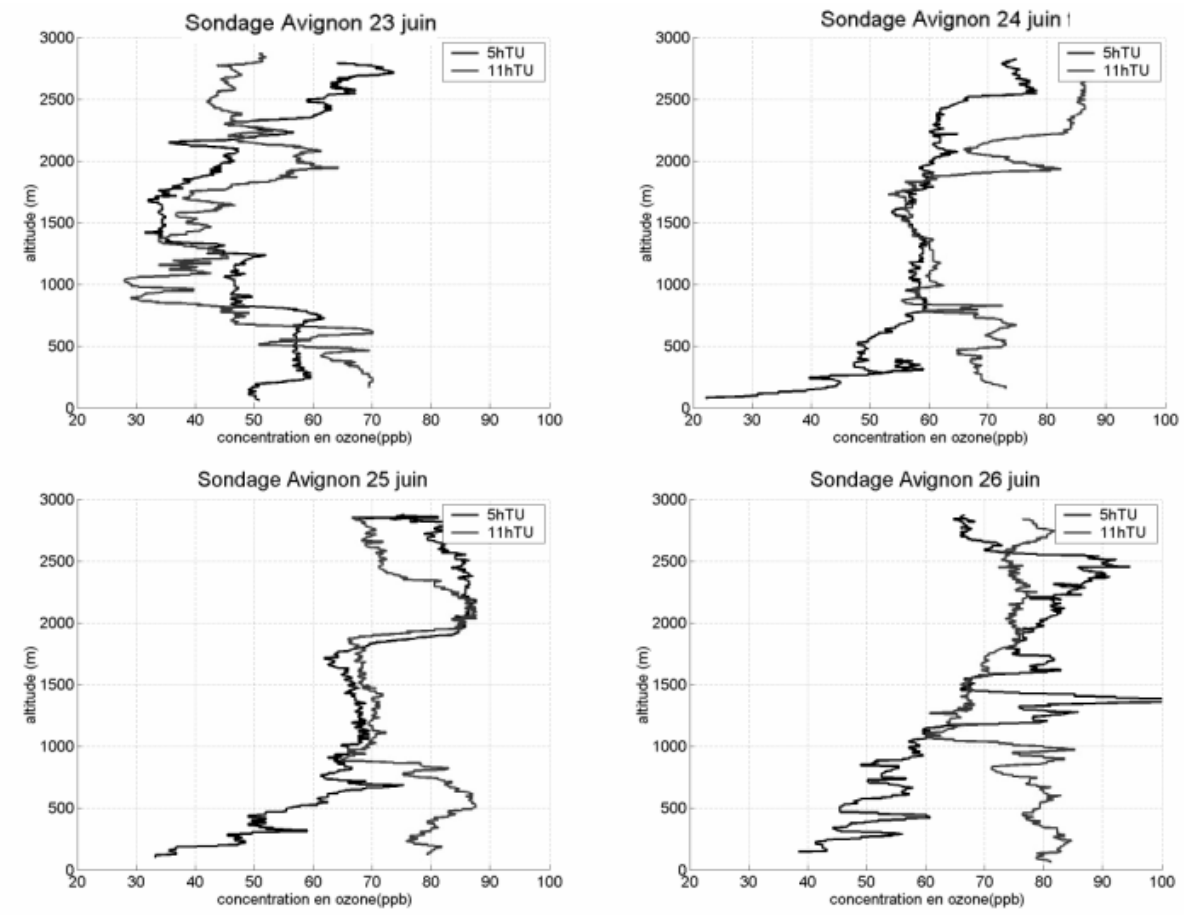

Figure C.1 Sondage d'ozone à Avignon du 23 au 26 juin à 5h et 11hTU.

Mesure avion

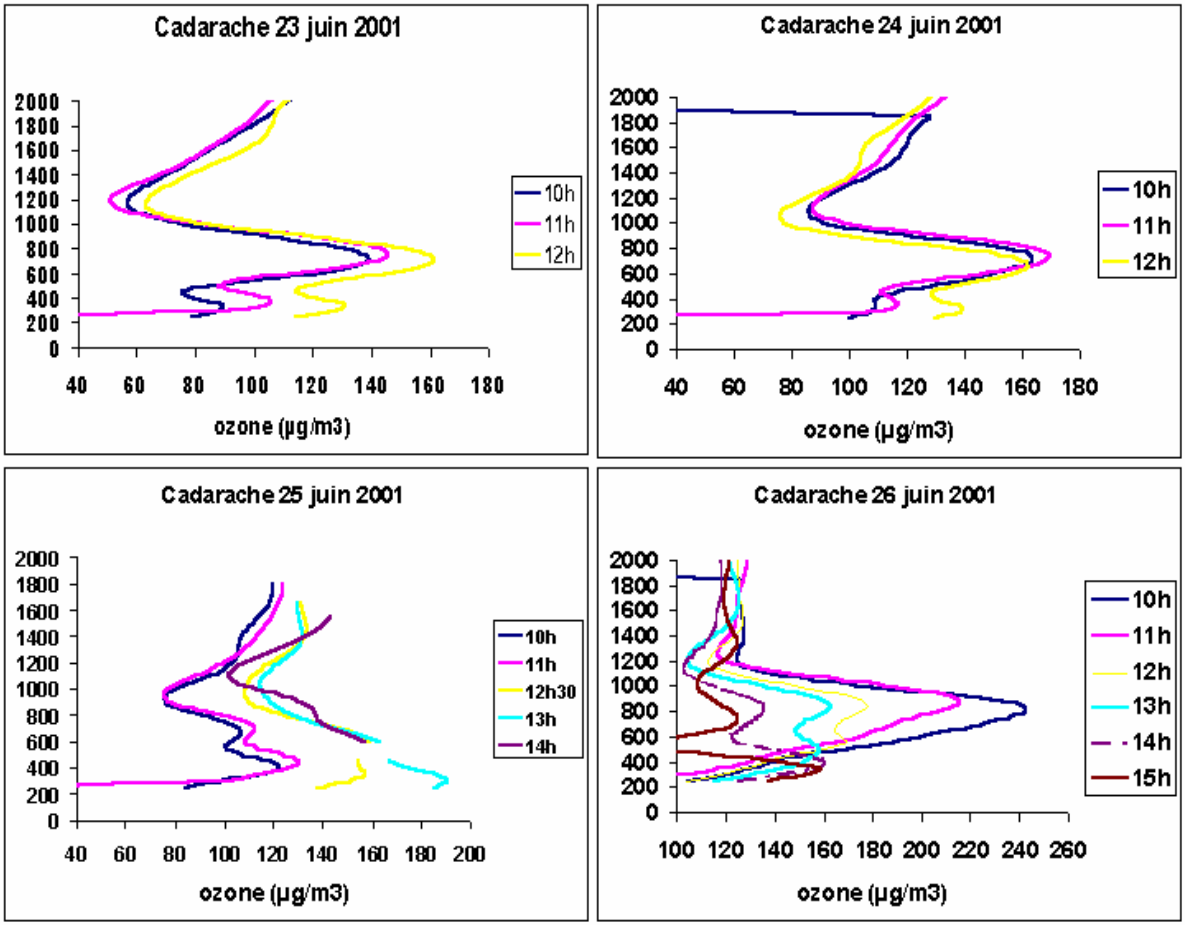

Figure C.2 :Sondage d'ozone Cadarache du 23 au 26 juin entre 10h et 14hTU.

Mesures du lidar de l'INERIS

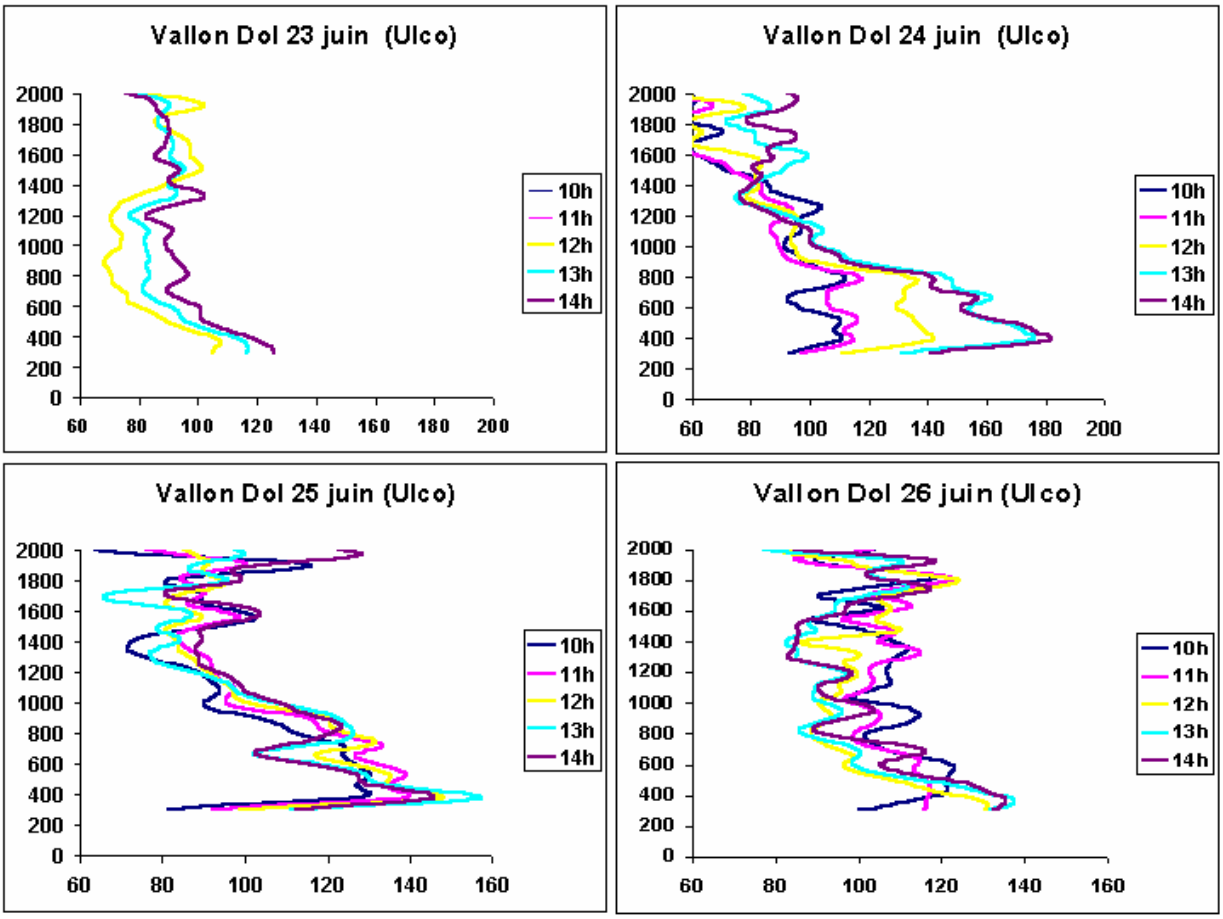

Figure C.3 Sondage d'ozone au Vallon Dol du 23 au 26juin entre 10h et 14hTU.

Mesures du lidar de l'ULCO

TABLE DES FIGURES :

CHAPITRE1 :

Figure 1.1 :Schématisation de la structure verticale de l'atmosphère 6
Figure 1.2: Schématisation de la troposphère 7
Figure 1.3: Exemple de détermination de Zi à l'aide d'un sondage de température potentielle. 8
Figure 1.4: Evolution diurne de la CLA 9
Figure 1.5: Spectre de la vitesse du vent horizontale d'après Van der Hoven (1957) 10
Figure 1.6 : Ordre de grandeur typique de temps et d'espace des phénomènes de micro à mésoéchelle. Classification d'Orlanski 10
Figure 1.7: Coupe hauteur temps de la vitesse verticale et du Cn^2 (observations du radar UHF à Marseille) 12
Figure 1.8 : Représentation schématique des écoulements de brise de mer (à gauche)et de pente (à droite) et des lignes d'isotempérature potentielle (d'après Kossman et al (1998)) 14

CHAPITRE 2 :

Figure 2.1 : Carte de la zone ESCOMPTE avec les différents sites de mesures et les paliers horizontaux des vols exploration des avions. 23
Figure 2.2 : Carte de toute la zone ESCOMPTE avec le petit domaine (A) et le grand domaine (B) 24
Figure 2.3 : Exemple de calcul d'interpolation à partir de la méthode de kriegage 28
Figure 2.4: Taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε à 800m le 25 juin à 11hTU. 30
Figure 2.5 : Deux domaines imbriqués de la modélisation MesonNhC 32
Figure 2.6: Exemple de champs kriggés effectué à partir des mesures avions 36
Figure 2.7a : paramètres thermodynamiques au-dessus de la zone ESCOMPTE du 22 juin à 5h et 11hTU issus des mesures avion à 800m. 37
Figure 2.7b à e : paramètres thermodynamiques au-dessus de la zone ESCOMPTE des 23 juin au 26 juin à 5h, 11h et 14hTU issus des mesures avion à 800m. 38
Figure 2.8: Concentration en ozone (à gauche) et en monoxyde d'azote (à droite) en ppvb. 41

CHAPITRE 3 :

Figure 3.1 : Trajectoire des vols de couche limite urbaine (CLU) 45
Figure 3.2: Force et direction du vent mesurées par le Laboratoire d'Aérologie, à la station sol de l'Observatoire les 23, 26 juin, 2, 5 et 7 juillet 47
Figure 3.3: Rayonnement net (rouge), flux de chaleur latente (bleu) et sensible (vert) et température de surface (noir) 48
Figure 3.4: Vent horizontal mesuré pendant le vol CLU du 23 juin entre 13UTC et 15UTC. La figure a été réalisée du palier haut vers le bas 49
Figure 3.5 : Comparaison des vecteurs vent et module de vent obtenus avec l'avion (à gauche), le modèle (en haut à droite) et le réseau de profileurs (en bas à droite) (niveau 1000m) 50
Figure 3.6: Comparaison des vecteurs vent et module de vent obtenus avec l'avion (en haut à gauche), le modèle (en haut à droite) et le réseau de profileurs (niveau 500m). 51
Figure 3.7: Comparaison des champs horizontaux du modèle (à gauche) et de l'avion (à droite) pour la température potentielle (en haut) et le rapport de mélange de l'humidité (en bas) 52
Figure 3.8: coupe nord-sud du rapport de mélange de la vapeur d'eau (a), de la température potentielle (b), des concentrations en ozone (c) et du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente ε en échelle logarithmique (d) 53
Figure 3.9: coupes "hauteur-temps" du 23 Juin issues des mesures du profileur UHF de l'Observatoire de Marseille: réflectivité Cn^2 (a), vecteur vent (b), taux de dissipation de l'énergie cinétique e (c) et vitesse verticale (d) 54
Figure 3.10: Localisation des stations sol dans la ville de Marseille. L'altitude des stations (asl) et la distance la plus courte à la côte sont précisées dans les parenthèses. 55
Figure 3.11: Vitesse (points) et direction (carrés) du vent horizontal mesurés le 26 juin dans les stations de (a) Vallon Dol, (b) St Jérôme, (c) Observatoire, (d) Cour d'Appel, (e) hippodrome et (f) Groupement des Laboratoires marseillais 56
Figure 3.12: Gauche : vitesse (points bleus) et direction (carrés noirs) du vent horizontal ; droite : température potentielle (points bleus) et rapport de mélange de l'humidité (carrés noirs), mesurés le 26 juin à 14 :00UTC au cours de la phase ascendante du BVC. 57
Figure 3.13: température potentielle (cercles pleins) et rapport de mélange de l'humidité (cercles évidés), mesurés le 26 juin à 12, 14 et 16hTU 58
Figure 3.14: coupe "hauteur-temps" issues des mesures du profileur UHF de l'Observatoire de Marseille du coefficient de structure Cn2 (a), du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente (b) du vecteur vent horizontal (c), et de la vitesse verticale (d) mesurés par le radar profileur de l'observatoire le 26 juin. Les traits noirs représentent le développement de la couche limite. 59

Figure 3.15: Coefficient d'extinction (gauche) et concentration d'ozone en ppbv (droite), obtenus avec le lidar de Vallon Dol. 60
Figure 3.16: Coupe NS verticale du taux de dissipation de l'énergie cinétique turbulente les 23 juin (a), 26 juin (b), 2 juillet (c), 5 juillet (d) et 7 juillet (e) 62
Figure 3.17: Paramètres turbulents U' (m/s) V' et W', T' (°C) et Q' (g/kg) le long des paliers du vol CLU merlin 19 du 26 juin 64
Figure 3.18: Paramètres turbulents U' , V', W', T' et Q' le long des paliers du vol CLU merlin 20 du 2 juillet 65
Figure 3.19 : Fluctuations du rapport de mélange de la vapeur d'eau le long des paliers des vols merlin 19 (gauche) et merlin 20 (droite) 66
Figure 3.20: fluctuations de T, Q, U, V et W le long du palier à 500m du vol merlin 16 du 23 juin 69

CHAPITRE 4 :

Figure 4.1: Sondage de température potentielle le 22 à Saint Rémy 73
Figure 4.2: Coupe hauteur temps du Cn^2 du 24 juin à Marseille 74
Figure 4.3 : Coupe verticale de température potentielle et estimation de Zi 74
Figure 4.4 : Comparaison des hauteurs de CLA modèle et expérimentale à 11hTU. 76
Figure 4.5: Comparaison des hauteurs de CLA modèle et expérimentales à 14hTU. 77
Figure 4.6a :Champs de vitesse verticale calculés directement par le modèle (à gauche) et calculés par la méthode de la divergence du champ de vent du modèle (à droite) pour la POI2a 79
Figure 4.6 b : même légende que figure 4.6a pour la POI2b 80
Figure 4.7: Comparaison champ de divergence avion et modèle 81
Figure 4.8: Cartes des épaisseurs de CLA modèles des 22,23,24,25 et 26 juin à 11hTU 83
Figure 4.9: Cartes des épaisseurs de CLA des 22,23,24,25 et 26 juin à 14hTU 86
Figure 4.10: Profils de température potentielle issus des radiosondages de Saint-Rémy (a) et Vinon (b) le 22 (trait plein) et le 23 (pointillé) à 6, 9 et 12h 87
Figure 4.11: Flux de chaleur sensible et latente sur La Crau les 22 et 23 juin. 88
Figure 4.12: Champ à 800m du vent et de la température potentielle pour le 22 juin (à gauche) et le 23 (à droite) à 11hTU 89
Figure 4.13 : Coupe hauteur-temps du coefficient de structure Cn2 (a) et du vecteur vent horizontal (b), mesurés par le radar UHF profileur de St-Chamas du 21 juin au 23 juin. Les traits rouges représentent le développement de la couche limite. 90
Figure 4.14: Champs de divergence issus des champs de vent MESONH sur le grand domaine (résolution dégradée à 9km), pour les 5 jours de la POI2, à 11HTU. 94
Figure 4.15 : Epaisseurs de CLA et champs de vitesse verticale à 800m du 22 au 26 juin à 11h 95

CHAPITRE 5 :

Figure 5.1: Sondage d'ozone (ppbv) sur Avignon à 11hTU du 23 au 26 juin 101
Figure 5.2: Sondage d'ozone à 5h et 11h à Avignon pour le 23 (à gauche) et le 25 (à droite) 102
Figure 5.3: Sondage de température potentielle à 5h et 12h au-dessus de Vinon le 25 juin 102
Figure 5.4: Ozone en fonction de l'altitude (à gauche) et en fonction de la température potentielle à droite à 5h et 11h (Avignon), à 7h et 12h (au-dessus de la mer) et à 14h (Arles) 103
Figure 5.5: Rétrotrajectoires de particules arrivant à 15hTU sur Avignon et Vinon à 500, 800 et 2500m 104
Figure 5.6a à d: Rétrotrajectoires arrivant à Avignon, Vinon, Marseille et au point M à 11h à 500, 800 et 2500m du 23 juin au 26juin. Pas de temps de 1h, départ 28h auparavant. 106
Figure 5.7a: Déplacement vertical d'air dans l'heure précédant l'arrivée à 500, 800 et 2500m, à 11h et 14h, sur 4 sites, Avignon, Vinon, Marseille et au point M de coordonnées 43.7°N, 6°E 110
Figure 5.7b: Déplacement vertical d'air dans les 13h précédant l'arrivée à 500, 800 et 2500m, à 11h et 14h, sur 4 sites, Avignon, Vinon, Marseille et au point M de coordonnées 43.7°N, 6°E 111
Figure 5.8a: Champs d'advection horizontale d'ozone à 800m du 23 au 26 juin à 11hTU 113
Figure 5.8b: Champs d'advection horizontale d'ozone à 800m du 23 au 26 juin à 14hTU 114
Figure 5.9: sondage d'ozone le 24 juin à 5h et 11h. Exemple de calcul de dO3/dt et dO3/dz 115
Figure 5.10a: Evolution des concentrations en ozone (en µg/m3) pour la POI2a 121
Figure 5.10b : même légende que pour la figure 5.10a pour la POI2b 122

Tableaux :

Tableau 2.1 : Récapitulatifs de tous les vols avion de la campagne de mesure 26
Tableau 3.1 : Caractéristiques des 5 journées où un vol de CLU a été réalisé 46
Tableau 3.2 : Caractéristiques des oscillations observées le long des vols de CLU 68
Tableau 4.1 : Lieux et heures des sondages et radiosondages lors de la POI2 73
Tableau 4.2 : Ecarts moyens entre Zi mesurés et Zi modèle hors Vinon et sur Vinon 75
Tableau 4.3 : Taux d'inversion au sommet des CL à St-Rémy et Vinon 91
Tableau 4.4 : Moyenne et écart-type sur tout le domaine des vitesses verticales à 11hpour la POI2 93
Tableau 5.1 : dO3/dt calculé à partir des sondages avions sur Avignon et des lidars de Cadarache et Vallon Dol 115
Tableau 5.2 : Vitesse verticale calculée à partir de la divergence des champs de vent avion 117
Tableau 5.3 : Récapitulatifs des résultats 118
Tableau 5.4 : Données de production et destruction photochimique pour le 25 juin à 11hTU 118