

Université Fédérale



Toulouse Midi-Pyrénées

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *09/03/2015* par :

CLARA DARBIEU

**Processus turbulents dans la couche limite atmosphérique
pendant la transition d'après-midi**

JURY

SYLVAIN COQUILLAT	LA, Toulouse	Président du Jury
SOPHIE BASTIN	LATMOS, Guyancourt	Rapporteur
CHRISTOPHE BRUN	LEGI, Grenoble	Rapporteur
JORDI VILÀ-GUERAU DE ARELLANO	WUR, Wageningen	Examineur
FABIENNE LOHOU	LA, Toulouse	Co-directrice de thèse
MARIE LOTHON	LA, Toulouse	Co-encadrante de thèse
BERTRAND CARISSIMO	CEREA, Marne la Vallée	Invité
FLEUR COUVREUX	CNRM-GAME, Toulouse	Invitée

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales, Physique de l'atmosphère

Unité de Recherche :

Laboratoire d'Aérodynamique (UMR 5560)

Directeur(s) de Thèse :

Pierre Durand, Fabienne Lohou et Marie Lothon

Rapporteurs :

Sophie Bastin et Christophe Brun

Remerciements

C'est avec beaucoup d'émotion et de reconnaissance que j'écris mes remerciements aux personnes qui m'ont entourée et soutenue tout au long de ma thèse.

J'adresse tout d'abord mes plus intenses remerciements à mes directrices de thèse, Fabienne Lohou et Marie Lothon. Ce fut un immense privilège que de travailler avec vous. Merci pour la confiance que vous m'avez accordée en me proposant ce sujet de thèse à la suite du stage de master. Je ne pourrai jamais assez vous remercier pour tout ce que vous m'avez apporté : la qualité de votre encadrement, votre soutien, (votre patience!), vos encouragements permanents ont eu raison de mes états d'âme, et ont fait de ces trois années de thèse une expérience inoubliable : une aventure scientifique mais avant tout humaine! J'en frissonne. Je tiens également à vous remercier pour votre grande rigueur scientifique, votre ouverture d'esprit ainsi que pour m'avoir transmis une partie de vos connaissances avec autant de pédagogie. Du fond du coeur, merci.

Je remercie Pierre Durand d'avoir accepté de diriger ma thèse. Merci pour les discussions intéressantes, ton recul et bien entendu pour ta grande sympathie.

Un grand merci à tous mes collaborateurs de thèse. Je pense notamment à Jordi Vilà Guerau de Arellano, que je remercie pour son accueil chaleureux lors de mon séjour au MAQ à Wageningen, pour sa disponibilité, ses remarques pertinentes et son intérêt porté tout au long de ma thèse. J'en profite pour remercier l'ensemble du MAQ, notamment les doctorants qui m'ont accueillie dans leur openspace, ainsi que Bert, pour les promenades à vélo, en kayak et pour les séances d'escalade.

Je tiens à remercier Fleur Couvreur, pour nous avoir fourni les données d'AROME ainsi que les résultats de la simulation Méso-NH, mais aussi pour son intérêt porté dans nos résultats, ses divers retours toujours pertinents et complets.

Je tiens également à remercier chaleureusement tous les membres de mon jury de thèse. Merci à Sophie Bastin et Christophe Brun, qui ont bien voulu juger mon travail en tant que rapporteurs. Merci également pour vos commentaires qui m'ont permis d'améliorer la qualité de ce travail. Je remercie Sylvain Coquillat d'avoir accepté de présider cette soutenance, mais aussi pour sa sympathie et son éternel enthousiasme lors de nos croisements dans les couloirs du LA!

Je remercie tout le personnel du CRA, pour l'accueil chaleureux dont j'ai bénéficié et pour m'avoir offert de très bonnes conditions de travail. Merci à Solène pour toutes nos discussions intéressantes, tes invitations à dîner, ton amitié. Merci Marcel et Guillaume

pour les dépannages lorsque la machine à raclette fait tout disjoncter, Régine pour ta gentillesse et pour les papiers administratifs, Jean-Bernard et Eric pour toute la logistique et dépannages de voiture, Erwan pour mes problèmes d'ordinateur capricieux, et Yannick pour tes conseils en nouvelles technologies ! Je remercie également Cheikh pour ton soutien tout au long de ma thèse et Erik pour l'intérêt que tu as de suite porté à ma thèse et aux suggestions riches que tu m'as faites. Je remercie également Jean Dessens, qui lors de ses visites ponctuelles, a toujours montré son intérêt pour mes recherches et toujours beaucoup de sympathie.

Je remercie également le Laboratoire d'Aérodynamique pour m'avoir accueillie dans ses locaux en cours de thèse à la fois en me trouvant un bureau (merci Corinne et Pierre d'avoir bien voulu partager votre bureau avec moi !), mais également en m'intégrant au groupe toulousain. Merci à Maryse pour ses sourires et sa gentillesse au quotidien. Merci à tous les doctorants du LA, en particulier à Lucie, Thibaut et Flore. Merci également au SILA.

Merci à toute l'équipe de BLLAST pour l'énergie positive qui ressort de chaque workshop. Pour leur intérêt et les échanges fréquents durant ma thèse, je remercie tout particulièrement David Pino et Eric Pardyjak. Merci également à tous les étudiants : Henk, Olivier, Anneke, Estel, Mariano, Carlos, Marius.

Je remercie le centre de calcul Calmip pour m'avoir permis d'effectuer mes simulations sur ses supercalculateurs.

Durant ces trois années de thèse, j'ai beaucoup apprécié effectuer ma charge d'enseignement au sein de la Licence Physique Chimie et Application à la Météorologie à Tarbes. Merci à toute l'équipe pédagogique, qui m'a très bien accueillie pendant mes trois années de monitorat. Un grand merci à Frédérique d'avoir été ma tutrice d'enseignement. Merci pour toutes nos discussions, pour tes précieux conseils pédagogiques et pour transmettre autour de toi cette passion de l'enseignement.

Je souhaite également remercier l'association Planète Sciences avec qui j'ai participé à plusieurs animations scientifiques de météorologie, astronomie, climatologie. Ces animations ont aiguisé ma curiosité scientifique grâce à l'énergie et la perspicacité des enfants et des plus grands.

Je remercie évidemment ma famille, notamment mes parents pour leur fort soutien tout au long de mes études. Merci aussi à Carmen pour sa gentillesse. Merci à mon frère, à tous mes oncles et tantes, cousins et cousines. Amanda, tous ces voyages et 400 coups avec toi m'ont permis de sortir le nez de mes études et de tenir le cap. Ton optimisme et ta peur de rien m'accompagnent souvent ! Magali, Delphine, Thomas, Luc, malgré la distance géographique, les études ou les enfants, votre soutien a aussi beaucoup compté, merci !

Merci à Swan et à toute sa famille. Merci Swan d'avoir été là, de croire en moi, de m'avoir écoutée et épaulée. Sans ton soutien, est-ce que je l'aurais vraiment finie cette thèse ?

Merci aussi à tous les copain(g)s du Legos, avec qui j'ai partagé mes derniers mois de thèse, la cantine, les cafés, les pauses au Soleil : Marie, Hela, Oscar, Christine, Virginie, Cori, Marine, Vanessa et Haizéa ! Merci à mes autres amis de la fac, Pierre, Marc et Laurent pour tous ces bons moments passés ensemble sur les bancs universitaires.

Un merci tout particulier à Séverin, Antoine et Paul. Je suis très heureuse de vous avoir rencontrés à la fac, et vous recevez la palme du coaching de thèse. La thèse : Quel bon sujet pour alimenter nos discussions de psychologie de comptoir ! Nous en avons tellement parlé (pardon pour ça...) : votre soutien a plus que compté. Ca vous ferait plaisir d'être co-auteurs de la thèse ? Encore merci !

Je tiens également à remercier tous mes amis du sport à la fac. Toutes mes activités de montagne ont fortement contribué à mon épanouissement et au maintien de mon équilibre durant ces longues années d'étude. Merci à l'association sportive Glissalafac de l'Université Paul Sabatier de m'avoir permis d'exercer ma double passion de l'enseignement et du snowboard. Merci Petit Pierre pour tout ce que tu m'as appris et merci à tous mes copains moniteurs, notamment Alice, Chris, Nico, Mat, Vincent, Léo, Boris...

Merci à mes amis grimpeurs pour leur soutien et leur énergie positive : Quentin, Jérémy, Ludovic, Wannès et Coralie, Tanya, Laureline, Olivier et Julie, Antoine, Mika, Rodrigo...

Merci également au club de ski de randonnée et particulièrement à Serge pour avoir partagé la passion de la montagne et m'avoir initiée à mes premières notions de météorologie en montagne ! Merci à Jean Alvarez, Claire, Domi, Gauthier, Jackie et tous les autres patients qui ont su m'écouter râler pendant les montées interminables. Malgré ce grand moment de douleur et d'injustice que la montagne a causé l'an dernier, je préfère voir en elle toutes les couleurs, les paysages, les leçons de vie, d'amitié et de bonheur qu'elle me procure, à la mémoire de Léa et d'Yvan.

Je souhaite remercier très chaleureusement Ivetta Dimcevska, pour tous nos moments musicaux. Ces 11 années (déjà !) de travail ensemble ont été mon école de la rigueur, de la persévérance, mais aussi le lieu de mon expression. Merci d'avoir toujours cru à ma réussite, aussi bien dans mes études qu'en piano, et de m'avoir donné confiance en moi.

Enfin, un très grand merci à mes best friends EVER, celles (et celui) qui m'ont soutenue jusqu'au bout, fidèles malgré la distance et mon manque de disponibilité. Alice, Joséphine, Maud, Marie, Olivier, Gazou, vous êtes celles et celui qui m'ont toujours fait tellement rire, ceux aussi à qui je me suis toujours confiée. Je vous dois ma personnalité, mes valeurs et mes repères. Vous êtes irremplaçables.

Un dernier merci à vous tous, et aussi à tous ceux qui ont croisé ma route pendant ces années de thèse et qui m'ont aidée d'une manière ou d'une autre, en espérant qu'ils se reconnaîtront.

Résumé

Cette thèse porte sur l'étude de la transition d'après-midi (TA) de la couche limite atmosphérique (CLA). La TA est une période complexe du cycle diurne, de par son manque de stationnarité et parce qu'elle est régie par un ensemble de forçages qui faiblissent et dont les rôles respectifs changent par rapport à ce qu'ils ont pu être durant la période convective. Il résulte une moins bonne compréhension de cette période que des régimes quasi-stationnaires convectifs, neutres ou stables. La TA pourrait conditionner l'établissement du brouillard nocturne, influencer le développement de la couche limite du lendemain et être une phase clé du cycle diurne pour la ventilation des espèces en trace vers l'atmosphère libre. Par conséquent, de meilleures description et compréhension de la TA pourraient améliorer les modèles météorologiques et de qualité de l'air.

Les principaux objectifs de la thèse ont été de mieux comprendre comment la turbulence décroît pendant la TA en mettant l'accent sur l'évolution de la structure verticale de la turbulence lorsque les transferts d'énergie en surface diminuent progressivement, et sur le rôle que joue la surface à ce moment particulier du cycle diurne. Le projet international BLLAST (Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence) a servi de cadre à cette thèse. La campagne de mesures qui s'est déroulée en été 2011 sur le Plateau de Lannemezan, au nord de la chaîne Pyrénéenne, a fourni les nombreuses observations utilisées dans cette thèse. Une approche complémentaire aux observations est l'utilisation d'un modèle atmosphérique permettant de résoudre explicitement les échelles de la turbulence (LES). Cette approche a permis d'améliorer la compréhension du devenir des définitions et des lois d'échelles, de l'évolution des caractéristiques turbulentes et du rôle des différents processus de couche limite pendant la TA.

L'ensemble des moyens expérimentaux a permis d'établir une vue d'ensemble des TA de BLLAST, en fonction des différentes conditions météorologiques et des types d'évolution de la structure moyenne et turbulente de la CLA : il existe une grande variabilité de la durée des TA en fonction du type de surface et des conditions météorologiques.

L'évolution des caractéristiques turbulentes pendant la TA a été étudiée en surface et in situ grâce aux observations aéroportées, ainsi qu'avec une LES. Nous avons relevé la bonne capacité de la LES à reproduire les observations de la turbulence au cours de l'après-midi. En se basant sur une analyse spectrale de la vitesse verticale du vent, il a été mis en évidence que la TA est constituée de deux périodes nommées "Early Afternoon" et "Late Afternoon". La "Early Afternoon" est caractérisée par une diminution lente de l'énergie cinétique turbulente (ECT) dans la CLA sans que cela affecte les caractéristiques fondamentales de la turbulence. Durant la "Late Afternoon", l'ECT diminue fortement, accompagnée de modifications de la répartition de l'énergie sur les différentes échelles des tourbillons et surtout de la façon dont l'énergie cascade vers la dissipation. C'est aussi durant cette période que les échelles de normalisation classiquement utilisées en régime convectif ne sont plus valides. Ces modifications sont plus

marquées et apparaissent plus tôt dans la partie supérieure de la CLA.

La compréhension de l'évolution des caractéristiques turbulentes pendant la TA a ensuite été approfondie à l'aide de plusieurs tests de sensibilité. L'évolution de la turbulence est sensible au cisaillement, celui-ci retardant le processus de décroissance de turbulence et d'évolution des échelles. On suspecte le processus d'entraînement au sommet de la CLA d'être à l'origine de l'augmentation des échelles intégrales. Les structures cohérentes jouent également un rôle important sur la modification des spectres de la turbulence par rapport à la théorie de Kolmogorov. Enfin, l'anisotropie peut également modifier la pente spectrale du domaine inertiel.

L'heure d'initialisation d'une simulation joue également un rôle. La période de six fois l'échelle de temps convective généralement supposée être suffisante pour reproduire la turbulence dans un modèle atmosphérique ne permet pas de créer les plus grandes échelles, ce qui modifie la décroissance de la turbulence pendant la TA.

Abstract

This thesis focuses on the afternoon transition (AT) of the atmospheric boundary layer (ABL). This transitional period is complex, because it is non-stationary and most of the forcings, though smaller than during the previous convective period, may come into play. Thus, this transitional period is less understood than the quasi-stationary convective, neutral or stable regimes. Yet, the AT could impact on the nocturnal fog set up, influence the boundary-layer development on the following day and play a crucial role in the transport and dispersion of pollutants and trace species towards the free troposphere. Therefore, a better understanding of the AT could improve the meteorological models.

One of the main objectives of the thesis is to improve the knowledge of the decay of turbulence during the AT, when the surface energy transfers are gradually decreasing. We especially put emphasis on the evolution of the ABL turbulence vertical structure. This work is in the core of the BLLAST (Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence) international project. A field campaign took place in summer 2011 in France, on the northern side of the Pyrenean foothills (at "Plateau de Lannemezan"), providing numerous observations used in the thesis. In addition, we also used a Large-Eddy Simulation (LES) with which the turbulent scales can be explicitly resolved. Thanks to this approach, the evolution during the AT of the scale definitions, scaling laws, turbulence characteristics and of the role of the boundary layer processes are now better understood.

Thanks to the set of observations, an overview of the BLLAST ATs has been done, according to the various meteorological conditions as well as the structure and evolution of the mean and turbulence structure of the ABLs. A large variability of the AT duration was observed, depending on the surface characteristics and atmospheric conditions.

The evolution of the turbulent characteristics during the AT has been studied at the surface and higher in the ABL by means of aircraft measurements and LES data. The study points out the LES ability to reproduce the turbulence evolution throughout the afternoon. A spectral analysis of the vertical wind from LES data, airborne and surface measurements reveals that the afternoon transition can be divided in two periods : a first period, called "Early Afternoon Period", during which the turbulence kinetic energy (TKE) decays with a slow rate, with no significant change in the turbulence characteristics, and a second period, called "Late Afternoon Period", characterized by a larger TKE decay rate and a change of its spectral shape, translating as an evolution of eddy size distribution and energy cascade from low to high wavenumbers. Moreover, the midday convective scaling laws are not valid anymore during this latter period. These changes occur first in the upper part of the ABL. The higher in the PBL, the stronger the spectra shape changes. Some sensitivity analyses have also been performed to improve the understanding of the evolution of the turbulence characteristics during

the AT. The evolution of turbulence is sensitive to wind shear, which delays the decay and the scale evolution. Entrainment is suspected to increase the integral scales and anisotropy to play a role in the change of the inertial spectral slope.

Coherent structures have shown to have a strong impact on the spectra, and make them significantly depart from the Kolmogorov theory.

The starting time of the simulation also plays a role in the evolution of the turbulence characteristics. Though it is often assumed in the literature that a period of time equal to six times the convective time scale is long enough to generate a fully built turbulence field in meteorological models, we found that the largest scales need more time to be created, which also impacts the decay of turbulence during the AT.

Sommaire

Sommaire	ix
1 Introduction générale	1
2 La couche limite atmosphérique (CLA) et sa transition d'après-midi	5
2.1 La couche limite atmosphérique	5
2.2 Evolution diurne de la CLA	6
2.3 La turbulence dans la CLA	10
2.3.1 Energie cinétique de la turbulence	11
2.3.2 Anisotropie de la turbulence	13
2.3.3 Spectres d'énergie de la turbulence	13
2.4 Les échelles de normalisation	22
2.5 Les questions posées par la transition de fin d'après-midi	23
2.5.1 Quelles définitions et quelles lois d'échelle pour la transition d'après-midi?	24
2.5.2 Décroissance de la turbulence dans la couche limite convective	24
2.5.3 Apports de la thèse	29
3 Moyens expérimentaux et numériques	31
3.1 Le projet BLLAST	32
3.1.1 Stratégie expérimentale	32
3.1.2 Description du site accueillant la campagne : géographie, orographie, végétation et régimes de vent	34
3.2 Les moyens d'observation utilisés dans la thèse	36
3.2.1 Les radiosondages	36
3.2.2 Les ballons captifs	39
3.2.3 Avions	40
3.2.4 Les stations de mesures en surface	40
3.3 Modélisation numérique avec une LES	43
3.3.1 Généralités sur les LES	43
3.3.2 Modèle LES utilisé	43
3.4 Utilisation de ces moyens	45
4 Vision d'ensemble de la transition d'après-midi durant BLLAST	47
4.1 Caractérisation des Périodes d'Observations Intensives (POI)	47
4.1.1 Conditions météorologiques	47
4.1.2 Classification de l'évolution diurne de la CLA	52
4.2 Durée des transitions d'après-midi	56

4.3	Décroissance de l'ECT	57
4.4	Evolution des échelles intégrales	59
4.5	Synthèse de la vue d'ensemble de la TA pendant BLLAST	61
5	Hétérogénéité de surface et transition d'après-midi	63
5.1	Caractérisation de l'hétérogénéité de surface du site 2	63
5.1.1	Bilan radiatif	64
5.1.2	Bilan d'énergie	66
5.1.3	Instabilité dynamique et thermique	67
5.1.4	Synthèse des différences observées sur les trois surfaces du site 2	70
5.2	Effet de la couverture végétale sur la couche de surface en transition d'après-midi	70
5.2.1	Comparaison des couches de surface sur la lande et le maïs . . .	70
5.2.2	Synthèse sur l'étude de la différence de stabilisation sur la lande et le maïs	77
5.3	Rôle de la flottabilité sur la décroissance de l'ECT en surface	79
5.4	Synthèse du rôle de l'hétérogénéité de surface sur la transition d'après-midi	83
6	Evolution de la structure verticale turbulente de la CLA	85
6.1	Article Darbieu et al. (2014)	85
6.1.1	Résumé de l'article	85
6.1.2	Article	86
6.1.3	Résultats et hypothèses à approfondir	103
6.2	Résultats de l'analyse spectrale pour d'autres journées	105
6.3	Analyse par tests de sensibilité	107
6.3.1	Rôle de l'heure d'initialisation de la simulation	107
6.3.2	Rôle du cisaillement	113
6.4	Bilan d'énergie cinétique turbulente	125
6.4.1	Evolutions temporelle et verticale des termes du bilan d'ECT pour les 4 simulations	125
6.4.2	Evolution du bilan en fonction du cisaillement de vent	129
6.4.3	Les deux étapes de la transition d'après-midi	131
6.5	Synthèse sur l'évolution de la structure verticale turbulente pendant la TA136	
7	Conclusion, perspectives	139
7.1	Apports et limites des observations et de la modélisation	139
7.2	Synthèse des résultats	141
7.3	Perspectives	144
	Annexes	149
	A Positionnement de la thèse dans le projet BLLAST	149
	B Précisions des instruments utilisés dans la thèse	151

C	Intercomparaison et corrections effectuées sur les sondes des ballons captifs	155
C.1	Correction de l'altitude des sondes	155
C.1.1	Correction de l'altitude initiale à partir de la pression au sol . .	156
C.1.2	Altitude des sondes corrigée à partir des données des stations en surface	157
C.1.3	Lissage des données	158
C.1.4	Espacement des sondes	158
C.1.5	Prise en compte du cycle diurne des variations de pression . . .	159
C.1.6	Correction de l'offset	161
C.2	Corrections de température, d'humidité et de vent	162
D	Interpolation et comparaison des données des ballons captifs	165
D.1	Durée des expériences des ballons captifs pour chaque POI	165
D.2	Sondes utilisées sur les deux ballons captifs pour chaque POI	166
D.3	Interpolation et comparaison des profils des deux ballons captifs	168
E	Compléments des tests de sensibilité	173
E.1	Heure d'initialisation	173
E.2	Cisaillement	176
	Bibliographie	181
	Table des figures	195
	Liste des tableaux	203

Chapitre 1

Introduction générale

L'étude de la couche limite atmosphérique (CLA), i.e. la partie basse de l'atmosphère influencée par les forçages de la surface terrestre à des échelles de temps de moins d'une heure, est avant tout motivée par la présence de la quasi totalité de la biosphère et en particulier de l'activité humaine. Lieu de vie de la plupart des être vivants et des écosystèmes, elle conditionne beaucoup les échanges entre la biosphère et l'atmosphère. Elle joue un rôle important sur la prévision météorologique, qui influe par exemple sur le transport aéronautique ou l'agriculture. Sa compréhension est également importante pour des questions d'intérêt sociétal relatives :

- à la sécurité (pour la prévision des vents violents, des inondations,...),
- à la construction des bâtiments,
- à l'économie d'énergie (dépendant de la température, du vent et de l'état du ciel),
- au domaine de la télécommunication (la propagation des ondes radio ayant lieu en son sein),
- à la qualité de l'air et de la vie terrestre, pour son influence directe sur l'émission et la dispersion des polluants d'origine anthropique et biogénique.

D'un point de vue fondamental, en étant le siège des échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère libre, la CLA offre des conditions particulières de turbulence. La CLA est ainsi considérée comme un laboratoire naturel pour l'étude des phénomènes de micro-échelle. Parmi les différents axes de recherche atmosphérique, un des objectifs importants de l'étude de la CLA est la compréhension des processus de transfert et de transformation d'énergie : cet axe de recherche, visant à comprendre l'évolution des processus turbulents, contribue fortement à l'amélioration de la prévision météorologique, à travers l'amélioration de leur paramétrisation.

L'écoulement turbulent très complexe qui caractérise la CLA s'étudie la plupart du temps à l'aide d'une approche statistique, en décomposant les variables de l'écoulement en une partie moyenne et une partie turbulente, permettant de mieux comprendre la dynamique des processus à petite échelle (i.e. de tailles très inférieures à l'échelle de l'écoulement moyen). L'étude de la turbulence s'appuie également sur le concept d'une interaction des différentes échelles des tourbillons entre elles, en terme d'énergie. Ce concept constitue un des fondements de la turbulence et propose que les échelles soient liées les unes aux autres, l'énergie turbulente étant transférée depuis le domaine d'apport (les grandes échelles, de l'ordre de l'épaisseur de la CLA) vers le domaine visqueux (les micro échelles, de l'ordre du millimètre), où l'énergie est ensuite dissipée sous forme de chaleur. En se basant sur le concept de "cascade d'énergie", Kolmogorov (1941) a établi la loi de puissance qui régit les échanges d'énergie en fonction des différentes échelles

contenues dans la CLA.

La description de la structure dynamique de la CLA a suscité de très nombreuses études expérimentales et numériques, pour la plupart focalisées sur les régimes quasi-stationnaires, tels que le régime convectif ou neutre en milieu de journée, ou le régime stable nocturne. Il en résulte une bonne compréhension des propriétés de la turbulence pour ces régimes mais souvent sous certaines hypothèses (comme par exemple l'homogénéité de la surface, en négligeant l'impact de l'entraînement dans la couche stable,...). Par contre, tous ces régimes suscitent encore un certain nombre de questions quand on les considère dans toute leur complexité.

Entre ces régimes quasi-stationnaires, surviennent des régimes transitoires, pouvant s'étaler sur plusieurs heures. Il s'agit de la transition du matin entre une couche stable nocturne et une couche mélangée convective de milieu de journée, et la transition d'après-midi d'une couche limite convective mélangée où la turbulence est bien développée vers une couche stable nocturne, très peu turbulente. Ces régimes sont complexes et plus difficiles à étudier, notamment de par leur caractère transitoire. En effet, en régime stationnaire, un échantillon est représentatif de l'écoulement, et l'expérience peut être reproduite un grand nombre de fois, améliorant ainsi la statistique. En revanche, en période transitoire, les hypothèses d'homogénéité et de stationnarité ne sont plus respectées : un échantillon étudié n'est plus forcément caractéristique de l'écoulement et les expériences sont plus difficilement reproductibles. De ce fait, ces périodes transitoires sont moins bien connues et il n'existe à ce jour pas de lois d'échelles universelles et de paramétrisation évoluant dans le temps pour représenter ces périodes dans les modèles de prévision météorologique. Une difficulté supplémentaire provient de la faible intensité des forçages. Concernant la période de transition d'après-midi, il est difficile de prévoir le devenir d'une couche convective qui s'est progressivement construite, lorsque les flux en surface sont trop faibles pour l'entretenir. Il apparaît que même définir la couche limite devient délicat : les différents critères généralement utilisés en période convective ne s'accordent plus nécessairement pendant l'après-midi et il n'est pas rare d'obtenir une estimation différente selon les critères thermodynamiques et les critères turbulents. Aussi, de nombreux pilotes de planeur, deltaplane et de parapente ont observé la présence de mouvements verticaux d'environ 1 m s^{-1} , s'étendant sur plusieurs kilomètres en fin de journée (Aupetit, 1989). La raison de la présence de ces grandes échelles n'est pas claire, puisque cela va à l'encontre de la théorie classique de la turbulence, selon laquelle l'énergie cascade de manière très progressive à travers des tourbillons aux échelles de plus en plus petites, jusqu'à être détruite par les processus visqueux.

La période de transition d'après-midi nécessite d'être mieux comprise car elle pourrait jouer un rôle important sur les circulations de méso-échelle. Une meilleure représentation dans les modèles est sans doute nécessaire pour améliorer la prévision de la dynamique atmosphérique des journées futures. Elle conditionnerait aussi l'apparition du brouillard nocturne et jouerait un rôle important pour le transport et le mélange des polluants émis au cours de la journée et pouvant se trouver ventilés vers l'atmosphère libre. De ce fait, ses impacts et l'ensemble des questions qu'elle soulève ont motivé la mise en place d'une campagne expérimentale, spécialement dédiée à l'étude de la transition d'après-midi. Ainsi, dans le cadre du projet international intitulé BLLAST (Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence) et initié en 2009 par le Laboratoire d'Aérodynamique, une campagne expérimentale a été effectuée durant l'été 2011

sur le Plateau de Lannemezan, au nord de la chaîne Pyrénéenne. Cette campagne a regroupé un grand nombre de techniques d'observations complémentaires pour documenter le mieux possible l'évolution de la structure verticale de la CLA ainsi que le rôle de l'hétérogénéité de surface pendant cette période du cycle diurne. Outre les nombreux instruments déployés, étaient aussi disponibles les sorties de deux modèles numériques de prévision météorologique de Météo France, AROME et ARPEGE.



Figure 1.1 – *De nombreux pilotes de planeur, deltaplane et de parapente ont ressenti la présence de mouvements verticaux de l'ordre du mètre par seconde, s'étendant sur plusieurs kilomètres en fin de journée, leur permettant de s'élever dans les airs et de ne pas perdre d'altitude. C'est ce que les pilotes appellent la "restitution". Photographie : Antoine Houdouin*

Les principaux objectifs de la thèse portent sur l'évolution de la structure verticale de la CLA et sur l'impact des forçages sur cette évolution (notamment le rôle de l'hétérogénéité de surface et du cisaillement de vent). Un intérêt particulier sera porté sur l'évolution de la structure turbulente de la CLA, notamment sur la façon dont se déroule la décroissance de la turbulence en terme d'énergie et d'échelles. L'étude du rôle de la surface sur la décroissance de la turbulence sera également abordé.

Pour cela, notre analyse reposera à la fois sur l'utilisation des observations de la campagne BLLAST et sur l'emploi d'une simulation permettant de résoudre les échelles de la turbulence. La campagne BLLAST avait deux sites :

- l'un regroupant de nombreuses mesures de la structure verticale de la CLA soit in-situ, soit télédéfectées,
- et l'autre dédié à l'étude de l'impact de l'hétérogénéité de surface, avec plusieurs stations de surface sur différents couverts végétaux.

Pour compléter ce jeu de données expérimentales, nous utiliserons une simulation des grands tourbillons (LES, de l'anglais Large-Eddy Simulation), qui résout explicitement

les échelles de la turbulence. La simulation permettra d'accéder à l'évolution des processus turbulents avec une meilleure couverture spatiale et temporelle que les observations. Elle permettra également d'accéder à des paramètres turbulents que les observations, aussi bonnes et précises soient-elles, ne permettent pas d'obtenir, et également d'effectuer un ensemble de tests de sensibilité pour mieux comprendre le rôle de différents processus sur la transition d'après-midi, comme par exemple le cisaillement de vent.

Le chapitre 2 présente d'abord les définitions et les principales caractéristiques de la CLA, ainsi que l'état des connaissances actuelles de la période de transition d'après-midi.

Le chapitre 3 présente l'ensemble des moyens expérimentaux et numériques qui seront utilisés dans cette thèse. Les trois chapitres suivants présenteront les analyses.

Avant d'orienter notre travail sur un cas d'étude, il paraît important d'effectuer en amont une caractérisation générale de l'ensemble des transitions d'après-midi de la campagne BLLAST : c'est l'objectif du chapitre 4. Après avoir caractérisé les journées aux observations intensives de façon classique (en fonction des conditions météorologiques, de la hauteur de la couche limite, ...), nous aborderons les points clés de la transition d'après-midi tels que les différentes durées des transitions d'après-midi, la décroissance de l'énergie cinétique de la turbulence ainsi que l'évolution des échelles caractéristiques de la turbulence. Les notions de définitions et de normalisations seront introduites.

Le chapitre 5 est dédié à l'étude de l'hétérogénéité de surface, considérée comme un forçage potentiel de la transition d'après-midi. Au travers des observations de la campagne BLLAST, une caractérisation de l'hétérogénéité de surface sur un site spécialement instrumenté pour cette étude sera conduite. Ensuite, l'effet de la couverture végétale sur la couche de surface sera présenté. Enfin, l'instrumentation de huit surfaces aux couverts végétaux différents permettra d'établir une relation entre la flottabilité et la décroissance de l'intensité de la turbulence en surface.

Les principaux efforts de la thèse ont porté sur le chapitre 6, dédié à l'étude de l'évolution verticale turbulente de la CLA, à partir d'un cas d'étude. En utilisant à la fois les observations (aéroportées et en surface) et une LES d'un cas semi-idéalisé, plusieurs aspects seront discutés : tout d'abord, la capacité de la LES à reproduire l'évolution observée de la turbulence durant BLLAST (en terme d'intensité et de transfert d'énergie). Pour cela, une analyse spectrale approfondie sera menée. La LES nous permettra d'étudier l'évolution des différentes sources de production et de dissipation d'énergie, à travers l'analyse du bilan d'énergie cinétique de la turbulence. Enfin, elle permettra également d'étudier l'impact de l'heure d'initialisation de la simulation et le rôle du cisaillement de vent sur l'évolution des caractéristiques turbulentes.

Enfin, les conclusions de ce travail ainsi que ses perspectives seront présentées dans le chapitre 7.

Chapitre 2

La couche limite atmosphérique (CLA) et sa transition d'après-midi

Ce chapitre a pour but de décrire l'état des connaissances actuelles sur la transition d'après-midi de la couche limite atmosphérique et les problématiques qu'elle soulève. Avant cela, les principales caractéristiques physiques de la couche limite atmosphérique seront rappelées : son évolution diurne, ses interactions avec la surface terrestre et ses caractéristiques turbulentes.

2.1 La couche limite atmosphérique

La couche limite atmosphérique constitue la partie basse de l'atmosphère, en contact avec la surface terrestre continentale et qui répond aux forçages de cette dernière avec des temps caractéristiques de l'ordre de l'heure ou moins, tandis que le reste de l'atmosphère réagit plus lentement. Au-dessus de la CLA se trouve l'atmosphère dite "libre", l'ensemble des deux définissant la troposphère, épaisse d'une dizaine de kilomètres.

En contact avec la surface terrestre, la CLA est sensible au réchauffement et au refroidissement du sol ainsi qu'au cisaillement de vent en surface : elle possède donc un cycle diurne marqué en température, vent et autres variables. Une autre caractéristique importante de la CLA, également une conséquence de l'interaction entre la surface et l'atmosphère, est la présence permanente de turbulence tridimensionnelle, générant la superposition de mouvements tourbillonnaires d'échelles spatiales et temporelles diverses, du centimètre à des échelles parfois plus grandes que la taille de la CLA. La production de turbulence a deux origines : la flottabilité, générée par la différence de température entre le sol et l'air et la source dynamique, créée par le cisaillement de vent, en intensité et en direction. La CLA peut donc servir de laboratoire de turbulence en plein air !

2.2 Evolution diurne de la CLA

Le rayonnement solaire atteignant la surface est en partie absorbé par le sol (à travers le flux de chaleur dans le sol G), qui restitue une partie de l'énergie à l'atmosphère, sous forme de flux de chaleur et d'humidité, i.e. les flux de chaleur sensible (H) et latente (LE). Le bilan d'énergie en surface peut s'écrire ainsi :

$$Rn \approx H + LE + G, \quad (2.1)$$

où Rn est le rayonnement net en surface, correspondant aussi à la somme des rayonnements solaire et infrarouge thermique vers la surface, à laquelle les rayonnements solaire et infrarouge vers l'atmosphère sont soustraits. A partir du rayonnement solaire montant et descendant, on peut également définir l'albédo α comme le rapport entre le rayonnement solaire montant et le rayonnement solaire descendant. En fonction du pouvoir réfléchissant de la surface, α varie entre 0 et 1.

La répartition de l'énergie redistribuée à l'atmosphère par la surface sous forme de chaleur sensible ou latente (équation 2.2) est primordiale car elle conditionne la façon dont va évoluer la CLA. Cette répartition peut s'exprimer de deux façons : soit par le rapport de Bowen B , soit par la fraction évaporative, FE . Le rapport de Bowen B est défini comme étant le rapport entre les flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente en surface. Lorsque LE est très faible, par exemple pour le cas de surfaces arides, la fraction évaporative FE , liée au rapport de Bowen ($\frac{H}{LE}$) par l'équation :

$$FE = \frac{LE}{H + LE} = \frac{1}{1 + B} \quad (2.2)$$

est plus appropriée pour étudier la contribution relative des différents flux énergétiques au bilan d'énergie en surface.

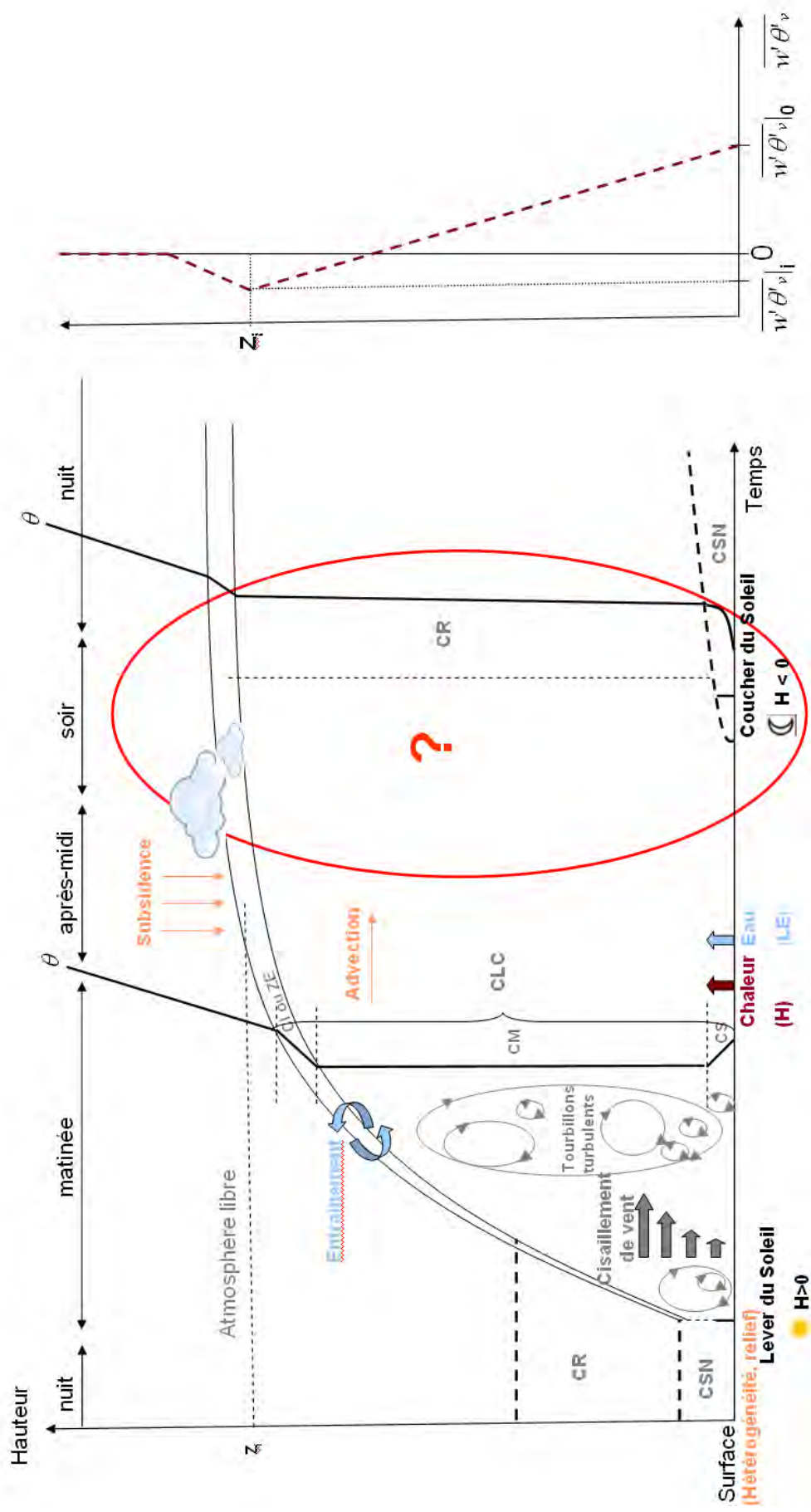


Figure 2.1 – Représentation schématique du cycle diurne de la CLA et du profil vertical de flottabilité dans la CLA.

La figure 2.1 représente l'évolution temporelle schématique de la CLA. Lors d'une journée de beau temps, le soleil réchauffe la surface terrestre et H et LE augmentent la flottabilité de l'air près de la surface, qui, par brassage adiabatique, permet la formation d'une couche limite convective (CLC). Celle-ci se développe donc dans la matinée jusqu'à atteindre quelques centaines de mètres à quelques kilomètres en milieu de journée. Cette CLC est composée de trois couches observables sur un profil de température potentielle (Fig. 2.1). La couche de surface (CS) est directement en contact avec la surface : c'est la couche dans laquelle le profil de température potentielle (θ) est suradiabatique. Son épaisseur atteint environ 10 % de l'épaisseur de la CLA, soit typiquement une centaine de mètres. La turbulence y est générée par des gradients verticaux de température et de vent, et contrôle les transferts d'énergie et de matière entre la surface et l'atmosphère. C'est dans cette couche d'air plus chaud que naissent les "thermiques", mouvements d'air ascendants transportant adiabaticquement la chaleur jusqu'au sommet de la CLA. Cette transformation adiabatique est à l'origine des profils neutres ou mélangés de température potentielle θ et d'humidité spécifique observés au-dessus de la CS. On parle de couche mélangée (CM). D'un point de vue dynamique, en milieu de journée, le vent y est relativement constant et décroît logarithmiquement dans la CS, jusqu'à s'annuler en surface. Au-dessus de la CM, le gradient positif de θ constitue la couche d'inversion (CI), aussi appelée la zone d'entraînement (ZE). Dans cette zone, de l'air de la troposphère libre (au-dessus de la CI) peut être entraîné dans la couche limite et est susceptible de modifier ses caractéristiques moyennes (Canut et al., 2010; van Heerwaarden et al., 2010) et même de modifier la turbulence au sein de la CS (Lohou et al., 2010; van de Boer et al., 2014). L'entraînement d'air au sommet de la CLA contribue au taux d'accroissement de la CLA et pourrait y contribuer jusqu'à 30 % (Garratt, 1992). On définit le taux d'entraînement β tel que :

$$\beta = -\frac{\overline{w'\theta'_{vi}}}{\overline{w'\theta'_{vs}}} \quad (2.3)$$

où $\overline{w'\theta'_{vi}}$ et $\overline{w'\theta'_{vs}}$ sont les flux de flottabilité (i.e. une combinaison linéaire de H et de LE) au niveau de l'inversion (indiquée "i") et en surface (indiquée "s"). Une représentation schématique du profil vertical de flux de flottabilité est également donnée sur la figure 2.1. Les notations $\overline{w'\theta'_v}$ seront discutées plus loin dans ce chapitre, lorsqu'on introduira les notions de covariances.

Une variable importante pour rendre compte des échanges entre la couche limite et l'atmosphère est l'épaisseur de la couche limite, z_i . En période convective, z_i peut être définie de plusieurs manières (Angevine et al., 1994; Moeng and Sullivan, 1994; Seibert et al., 2000; Zhu and Albrecht, 2002; Brooks and Fowler, 2011). Par exemple, on peut considérer z_i comme la hauteur du sommet de la CM (i.e. la hauteur de l'inversion de θ) ou comme l'altitude du minimum du flux de flottabilité.

Au cours de l'après-midi, quand les flux de chaleur en surface commencent à diminuer, de moins en moins d'énergie est disponible pour maintenir les mouvements turbulents. Plus tard, quand les flux en surface deviennent négatifs, la surface terrestre se refroidit par rayonnement radiatif et l'air à son contact se refroidit. L'inversion sous-adiabatique qui se forme au-dessus de la surface se développe progressivement jusqu'à former une couche stable d'une centaine de mètres la nuit, la couche stable nocturne (CSN). Au-dessus de la CSN, une couche résiduelle (CR) constitue une réminiscence de la CLC de la journée précédente et peut avoir une forte influence sur le développement

de la CL du lendemain (Blay-Carreras et al., 2014b).

Evidemment, toutes ces définitions sont valables pour une CLA idéale. En réalité, les advections ou subsidences à grande échelle, l'hétérogénéité de surface, la présence de relief ou de nuages complexifient les processus atmosphériques thermodynamiques et turbulents décrits ci-dessus.

Les premières études portant sur l'évolution de la CLA datent des années 1950. Les études des processus de la CLA ont généralement porté sur le développement de modèles théoriques de turbulence (Batchelor, 1967; Tennekes and Lumley, 1973; Pope, 2000; Wyngaard, 2010) pour développer et améliorer les modèles numériques (Lilly, 1967; Deardorff, 1972; Lenschow, 1974; Stull, 1976; Moeng, 1984; Jacobson, 2000; Pielke, 2002; Stensrud, 2007). Elles s'appuient aussi sur les observations, comme les campagnes de Wangara 1967, Kansas 1968 ou Minnesota 1973, décrites dans Hess et al. (1981) et Kaimal and Wyngaard (1990). Au grand nombre de campagnes de mesures réalisées, s'ajoutent maintenant les observations faites en continu par certains observatoires, tels que ceux de Lindenberg en Allemagne (Beyrich and Engelbart, 2008), Cabauw aux Pays-Bas (Van Ulden and Wieringa, 1996; Hurley and Luhar, 2009; Baas et al., 2009; Bosveld et al., 2014), CIBA en Espagne (Yagüe and Cano, 1994) et SIRTA en France (Haeffelin et al., 2005).

La plupart des travaux portant sur la CLA a été effectuée en milieu de journée en conditions convectives ou neutres (Kaimal et al., 1976; Mahrt and Lenschow, 1976; Stull, 1988; Moeng and Sullivan, 1994; Cuijpers and Holtslag, 1998) ou bien la nuit, en conditions stables (Nieuwstadt, 1984; Derbyshire, 1990; Garratt, 1992; Cuxart et al., 2000; Poulos et al., 2002; Van de Wiel et al., 2003; Mahrt, 2014). En effet, les études numériques ou expérimentales sont plus faciles à mener en conditions stationnaires lorsque les processus acteurs de ces régimes sont mieux identifiés. Le régime stable soulève tout de même un certain nombre de questions difficiles à étudier (Holtslag et al., 2013; Angevine, 2008), notamment concernant les phénomènes de turbulence intermittente dus à la propagation d'ondes de gravité.

Entre ces régimes quasi-stationnaires, surviennent des régimes transitoires, pouvant s'étaler sur plusieurs heures. Il s'agit de la transition du matin entre une couche stable nocturne et une couche mélangée convective de milieu de journée, et la transition d'après-midi d'une couche limite convective mélangée où la turbulence est bien développée vers une couche stable nocturne, très peu turbulente.

Plusieurs études ont tenté d'étudier l'évolution de la CLA sur l'ensemble du cycle diurne. André et al. (1978) ont été les premiers, en comparant un modèle (où la turbulence est paramétrée jusqu'à l'ordre 3 des corrélations) à des observations faites en surface et à des radiosondages tout au long du cycle diurne. Des différences surviennent à partir de la transition d'après-midi et pendant la nuit. Plusieurs études récentes ont essayé d'étudier tout le cycle diurne à l'aide de simulations LES (Kumar et al., 2006; Basu et al., 2008) ou de modèles 1D (Svensson et al., 2011; Edwards et al., 2006). Certains processus parviennent à être reproduits, tels que la croissance de la CLC due à l'entraînement, la génération du jet nocturne et l'écoulement stratifié en régime nocturne. En revanche, l'heure à laquelle la transition commence est difficile à reproduire, du fait du grand nombre de forçages (néanmoins tous faibles) entrant en jeu.

Ainsi, les modèles ne parviennent pas à reproduire la totalité du cycle diurne car les changements de fonctionnement de la CLA survenant lors de la transition du régime

convectif en journée au régime stable nocturne ne sont pas pris en compte dans les paramétrisations.

La période de transition d'après-midi soulève un grand nombre de questions et nécessite une étude à part entière pour mieux comprendre son fonctionnement et parvenir à une meilleure description dans les modèles atmosphériques. Peu de campagnes ont été spécifiquement dédiées à la transition d'après-midi. Les observations acquises lors des campagnes de mesures LIFT/FLATLAND (Cohn et al., 1998) dans les plaines de l'Illinois, LITFASS (Beyrich and Mengelkamp, 2006) sur une surface hétérogène en Allemagne et CASES-99 (Poulos et al., 2002) dans le Kansas (pour l'étude de la couche stable nocturne) ont fourni certaines bases pour des études ultérieures portant sur les transitions de fin de journée. D'autres études ont porté sur la transition nocturne, lorsque les flux en surface changent de signe. Par exemple, Grant (1997) (à Cardington, en Angleterre) a étudié la structure de la turbulence pendant la transition nocturne à l'aide de ballons captifs. Brazel et al. (2005) ont étudié les brises de pentes générées pendant la transition nocturne pendant la campagne et Fernando et al. (2013) présentent une campagne expérimentale en terrain complexe, focalisée sur la transition nocturne (The Phoenix Evening Transition Flow Experiment). Récemment, la campagne de mesures BLLAST 2011 (Lothon et al., 2014) a porté spécifiquement sur la transition d'après-midi et a fourni des observations intensives de cette période.

La période de transition d'après-midi fait l'objet de cette thèse. Une description détaillée des connaissances actuelles et des questions posées par cette période transitoire fera l'objet de la partie 2.5. La campagne de mesures BLLAST 2011 sera décrite dans la partie 3.1.

2.3 La turbulence dans la CLA

En mécanique des fluides, la turbulence représente l'état d'agitation observé dans un écoulement lorsque ses forces d'inertie dépassent les forces de viscosité, i.e lorsque $Re = \frac{Ul}{\nu} \gg 1$, Re étant le nombre de Reynolds, U et l respectivement les vitesse et longueur caractéristiques de l'écoulement, et ν la viscosité cinématique du fluide. Lorsque $Re \gg 1$, l'écoulement est constitué d'une large gamme de tourbillons de tailles très inférieures à l'écoulement moyen, dont leurs mouvements sont imprévisibles et chaotiques. Dans la CLA, la viscosité cinématique de l'air est très faible, de l'ordre de $1.5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, U est généralement supérieur à 1 m s^{-1} , et l est de l'ordre de la hauteur de la couche limite, d'environ 1000 m. Re est donc très grand, de l'ordre de 10^8 , et l'écoulement est turbulent.

En physique de l'atmosphère, on utilise plus généralement le nombre de Richardson "gradient" (Ri_g) pour mesurer la stabilité de l'écoulement. C'est un paramètre sans dimension, représentant l'importance relative de la flottabilité et du cisaillement dans la production de turbulence. Il est défini ainsi :

$$Ri_g = \frac{(g/\bar{T}_v)(\partial\bar{\theta}_v/\partial z)}{(\partial\bar{u}/\partial z)^2}, \quad (2.4)$$

où g est l'accélération due à la gravité (le terme g/\bar{T}_v est défini comme le paramètre de flottabilité), \bar{T}_v la température virtuelle absolue moyenne et \bar{u} le vent moyen dans la couche. Ri_g est positif en atmosphère stable stratifiée (par exemple dans la CSN, lorsque $\partial\bar{\theta}_v/\partial z > 0$, cf. Fig. 2.1), nul en atmosphère neutre ($\partial\bar{\theta}_v/\partial z = 0$), et négatif en

atmosphère instable (lorsque $\partial\bar{\theta}_v/\partial z < 0$, par exemple dans la CS, cf. Fig. 2.1). Lorsque Ri_g est compris entre 0 et 0.25 (défini comme le nombre de Richardson critique Ri_c), la turbulence est d'origine principalement dynamique, générée par un cisaillement de vent. Lorsque $Ri_g < 0$, la turbulence est générée à la fois par la convection et par le cisaillement.

A cause du caractère non déterministe de la turbulence, son étude nécessite l'utilisation de méthodes statistiques, reposant sur la séparation de l'écoulement suivant une composante moyenne et une fluctuation par rapport à cette moyenne : la décomposition de Reynolds. Pour une variable ψ , on peut écrire :

$$\psi = \bar{\psi} + \psi' \quad (2.5)$$

où $\bar{\psi}$ est la valeur moyenne de ψ et ψ' sa fluctuation. $\bar{\psi}$ peut être une moyenne dans le temps ou dans l'espace, i.e sur une période ou une longueur donnée. Les échelles de temps (ou les échelles spatiales) associées à $\bar{\psi}$ sont bien plus grandes que celles associées à ψ' .

L'hypothèse de Taylor permet de considérer sous certaines hypothèses la turbulence comme "gelée", i.e. que les caractéristiques de la turbulence ne varient pas dans l'écoulement moyen et peuvent être considérées de manière équivoque dans le temps ou dans l'espace.

La turbulence peut être quantifiée à travers les moments statistiques comme la variance $\sigma_\psi^2 = \overline{\psi'^2}$, ou la covariance $\overline{\phi'\psi'}$ de deux variables ϕ et ψ , indiquant le degré de dépendance de deux variables. Le calcul de covariance permet notamment de définir les flux, comme les flux H ou LE (en $W\ m^{-2}$), évoqués précédemment, s'écrivant respectivement :

$$H = \rho C_p (\overline{w'\theta'})_s, \quad (2.6)$$

et

$$LE = \rho L_v (\overline{w'q'})_s, \quad (2.7)$$

où ρ est la masse volumique de l'air, C_p la capacité calorifique de l'air, L_v la chaleur latente de vaporisation d'eau, et w' , q' et θ' les fluctuations de vitesse verticale du vent, d'humidité spécifique et de température potentielle. L'indice "s" précise qu'il s'agit de flux calculés en surface. On définit également le flux de flottabilité comme $\frac{g}{T_v} (\overline{w'\theta'_v})_s$ (exprimé en m^2s^{-3}), où θ'_v sont les fluctuations de la température potentielle virtuelle, et où g/\bar{T}_v est le paramètre de flottabilité (défini avec le coefficient d'accélération gravitationnelle g et la température virtuelle moyenne de la CLA, \bar{T}_v). Ainsi, dans le bilan d'énergie en surface (éq. 2.2), l'accès aux flux H et LE se fait en mesurant les fluctuations w' , q' et θ' près de la surface.

2.3.1 Energie cinétique de la turbulence

L'intensité de la turbulence est estimée à travers l'énergie cinétique de la turbulence (ECT), notée e , correspondant à la demi-somme des variances des fluctuations des trois composantes du vent :

$$e = \frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2 + \sigma_w^2), \quad (2.8)$$

où σ_u^2 , σ_v^2 et σ_w^2 sont les variances des composantes horizontales u , v , et de la composante verticale w du vent. L'équation bilan de l'ECT permet d'accéder aux différents termes de production et de dissipation de l'ECT et permet d'étudier son évolution. En faisant l'hypothèse d'homogénéité horizontale, l'équation de la variation temporelle de l'ECT s'écrit :

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \underbrace{-\overline{u'w'}}_I \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v}}_{II} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'p'}}_{III} - \underbrace{\frac{\partial}{\partial z} \overline{ew'}}_{IV} - \underbrace{\epsilon}_V \quad (2.9)$$

où p est la pression atmosphérique et ϵ le taux de dissipation de l'ECT. Les termes I et II correspondent respectivement aux taux de production de turbulence par cisaillement et par flottabilité. Le terme III correspond au terme de transport par corrélations de pression. Le terme IV correspond au terme de transport turbulent, i.e au taux auquel l'ECT est transportée par les fluctuations de vitesse verticale. Enfin, le terme V correspond à la dissipation de l'énergie, i.e au taux auquel l'ECT est convertie en chaleur par la viscosité. L'importance de ces différents termes évolue au cours du cycle

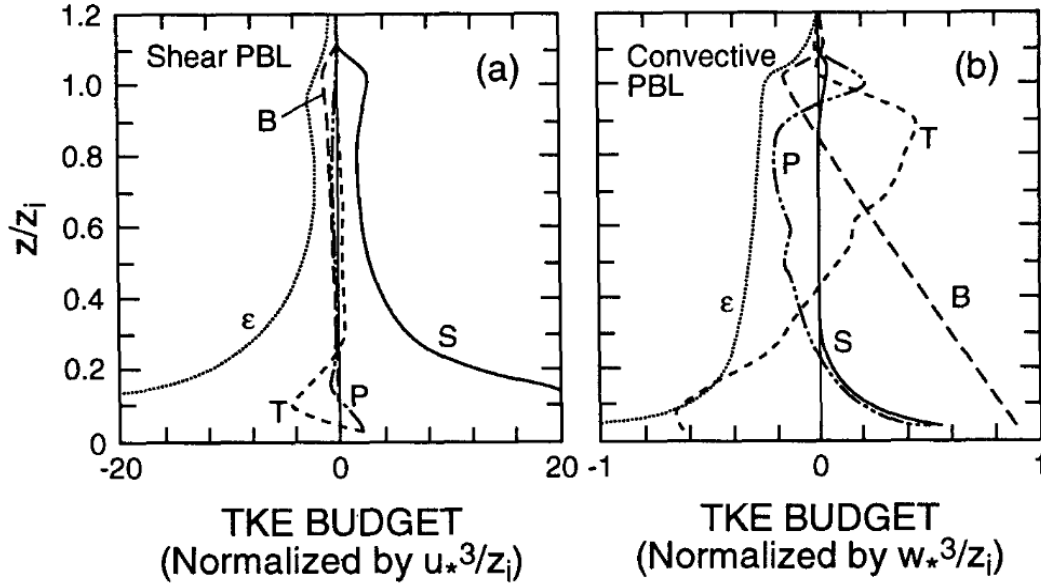


Figure 2.2 – Profils verticaux des termes du bilan d'ECT simulés pour une couche limite cisailée (a) et convective (b), selon Moeng and Sullivan (1994). B = flottabilité, S = cisaillement, T = transport turbulent, P = transport par corrélations de pression et ϵ = dissipation de l'énergie.

diurne et en fonction des conditions météorologiques. A titre d'exemple, la figure 2.2

représente les profils verticaux des différents termes du bilan d'énergie cinétique pour deux types de couche limite : cisailée (a) et convective (b), selon Moeng and Sullivan (1994). Dans la couche limite cisailée, la production dynamique (S) est prédominante et est contrebalancée par la dissipation (ϵ), les termes de transport (P et T) et même la flottabilité étant négligeables. Dans la couche limite convective, c'est la flottabilité (B) qui prédomine mais les termes de transport et la dissipation sont également importants, tandis que la production dynamique est négligeable.

2.3.2 Anisotropie de la turbulence

De nombreuses études sont fondées sur l'hypothèse d'une turbulence isotrope, signifiant que les propriétés de la turbulence sont les mêmes quelle que soit la direction de l'écoulement dans laquelle on se place. Cependant, la turbulence atmosphérique n'est pas toujours isotrope et il existe différentes manières pour quantifier son anisotropie. L'anisotropie peut être définie en fonction de la répartition de l'énergie de la turbulence : ici, nous utiliserons la définition simple de l'anisotropie comme étant le rapport de la demi somme des variances des composantes horizontales du vent sur la variance de la composante verticale du vent. Elle s'écrit :

$$anisotropie = \frac{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}{2\sigma_w^2}. \quad (2.10)$$

En cas d'isotropie de la turbulence, ce rapport est égal à 1. Lorsque la convection est prédominante, ce rapport est inférieur à 1 car l'énergie est principalement contenue dans les fluctuations de la composante verticale du vent. En revanche, près des interfaces ou lorsque le cisaillement prédomine, l'anisotropie est supérieure à 1 car l'énergie de la convection se transfère en fluctuations des composantes horizontales du vent.

L'anisotropie peut aussi se quantifier statistiquement par une analyse des invariants du tenseur de Reynolds (Lumley, J.L., Newman, 1977; Simonsen and Krogstad, 2005), ou s'étudier qualitativement à partir de visualisations 3D d'un écoulement turbulent (critère Q ou Λ_2 de vorticité, (Jeong and Hussain, 1995; Hunt et al., 1988)). Ces définitions de l'anisotropie pourraient être utilisées sur des sorties de modèles mais il serait très difficile voire impossible de les utiliser pour quantifier l'anisotropie à partir de données expérimentales.

2.3.3 Spectres d'énergie de la turbulence

Richardson (1922) a observé qu'un écoulement en régime turbulent est constitué de tourbillons de différentes tailles et suggère que ces échelles intéragissent entre elles en terme d'énergie. Un concept (qui constitue un des fondements de la turbulence) propose que l'énergie turbulente est transférée des grandes échelles vers les petites échelles, jusqu'à être totalement dissipée sous forme de chaleur (au taux ϵ) : on parle de "cascade d'énergie". Pour étudier ces structures turbulentes qui fluctuent dans l'espace, on calcule un spectre d'énergie d'une variable turbulente, qui permet d'accéder à la décomposition de sa variance en termes de contribution par échelle (ou nombre d'onde). Les spectres permettent en particulier de repérer les échelles qui contribuent le plus à l'énergie totale. Pour calculer la densité spectrale $S_\psi(k)$ représentant la distribution énergétique d'une

variable ψ en fonction du nombre d'onde k , on fait appel à une Transformée de Fourier rapide (FFT). $S_\psi(k)dk$ représente alors l'énergie des fluctuations de ψ comprises dans l'intervalle de nombres d'onde $[k, k + dk]$. Ainsi, l'intégration de $S_\psi(k)$ sur l'ensemble des nombres d'onde représente la variance de ψ :

$$\int_0^\infty S_\psi(k)dk = \sigma_\psi^2. \quad (2.11)$$

Spectre théorique, observé et simulé

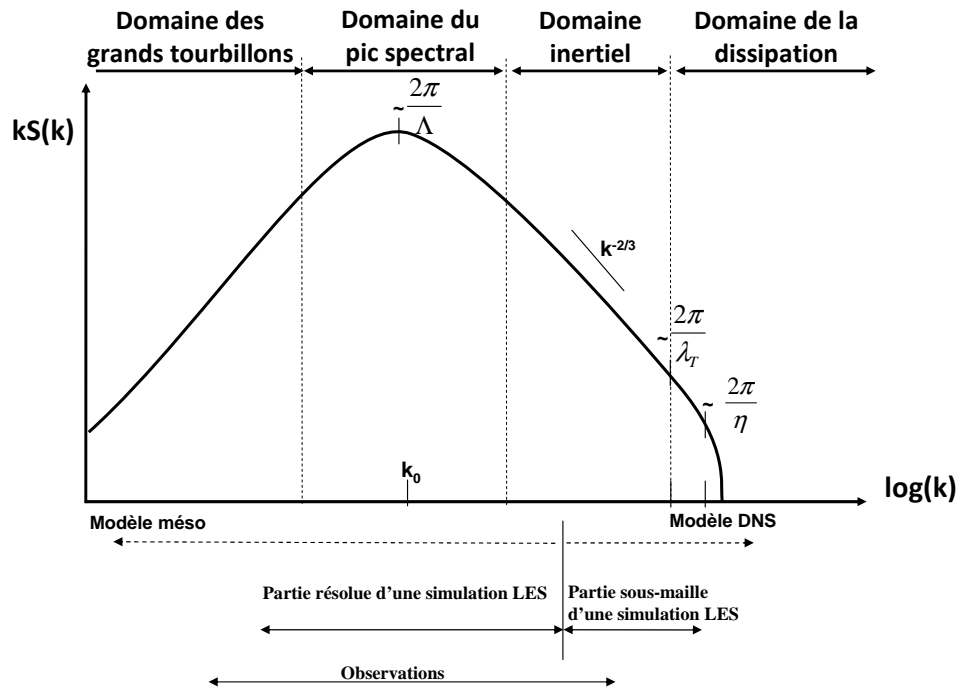


Figure 2.3 – Représentation schématique du produit du nombre d'onde par la densité spectrale d'une variable ψ dans la CLA. Différents domaines de nombres d'onde sont décrits.

La figure 2.3 représente un schéma théorique du produit du nombre d'onde k par la densité spectrale $S(k)$ d'une variable ψ dans la CLA. Le domaine du pic spectral contient le maximum d'énergie et contribue le plus à la variance de ψ . Dans la littérature, une vision courante est que le pic spectral d'une variable turbulente se situe généralement à un nombre d'onde inversement proportionnel à la hauteur de la couche limite ($\Lambda \approx z_i$) (Tennekes and Lumley, 1973; Stull, 1988; Garratt, 1992). À droite de la région du pic spectral, ie. à plus petite échelle, se trouve le domaine inertiel. Kolmogorov (1941) a étudié la structure de la turbulence en terme d'échelles et a établi une loi en puissance régissant le transfert de l'énergie en fonction des différentes échelles de l'écoulement. Dans ce domaine, l'énergie turbulente n'est ni produite ni dissipée, mais est transférée aux échelles de plus en plus petites en suivant la "cascade d'énergie" de Kolmogorov, telle que $kS(k)$ soit proportionnelle à $k^{-2/3}$ dans ce domaine et ce, indépendamment de la direction (identique pour les trois composantes du vent) et des forçages. L'énergie turbulente transférée aux toutes petites échelles est alors convertie en énergie interne (i.e. en chaleur), dans le domaine de la dissipation. Enfin, la zone à gauche du pic spectral correspond au domaine des faibles nombres d'onde, comprenant les grands tourbillons : on parle de région de production d'énergie turbulente. Pour la variable

w , l'énergie turbulente dans ce domaine dépend en théorie de la taille des tourbillons, de manière à ce que $kS(k)$ soit proportionnel à k . Cependant, des grands tourbillons organisés, nommés "structures cohérentes", ont été observés et complexifient le transport turbulent (et donc la forme du spectre) dans la CLA. Ces structures cohérentes ont été observées à l'aide de nombreuses analyses théoriques (Raupach et al., 1980, 1996), expérimentales (Gao et al., 1989; Paw et al., 1992; Chen et al., 1997; Drobinski et al., 1998; Krusche and Oliveira, 2002; Drobinski et al., 2004; Lohou et al., 1998; Weckwerth et al., 1999), et numériques (Su et al., 1998; Drobinski et al., 2006, 2007; Foster et al., 2006; Horiguchi et al., 2014), en période convective, mais aussi en conditions faiblement stable à neutre (Gao et al., 1989; Paw et al., 1992). De par la présence de ces structures cohérentes, des échelles de taille supérieure à z_i peuvent donc être observées dans le domaine turbulent des processus de CLA et si ces structures ont un caractère périodique, elles sont représentées par un pic spectral bien défini, d'échelle plus grande que celle du pic. Ces structures cohérentes pourraient contribuer à 50 % du transport turbulent (Barthlott et al., 2007).

Certaines observations ont trouvé un minimum d'énergie séparant la contribution des processus turbulents de la couche limite et ceux de la méso-échelle. Ce minimum est appelé le "trou spectral", de l'anglais "spectral gap" (Van der Hoven, 1957; Fiedler and Panofsky, 1970). L'existence de ce trou spectral serait très commode puisqu'il permettrait de traiter séparément les processus de couche limite avec les processus de méso-échelle. Cependant, l'existence d'un trou spectral est controversée, n'ayant pas été observée lors de différentes campagnes fournissant des observations aéroportées (par exemple GATE (Nicholls and LeMone, 1980), FIRE I (Nucciarone and Young, 1990), ASTEX (Jonker et al., 1997)) : en fonction des conditions et des régions considérées, des structures sub-mésoéchelles peuvent se produire.

Pour calculer un spectre sans que les erreurs statistiques soient trop élevées, les mesures doivent s'effectuer sur des séries longues de plusieurs fois la taille des plus grandes échelles (Lenschow et al., 1994). Malgré cette précaution, dans les spectres calculés à partir de mesures (par exemple par avion ou en surface) ou par simulation, on n'observe jamais un spectre dans son intégralité, puisque la taille de l'échantillon reste finie. Les simulations utilisées pour les études de CLC résolvent généralement les échelles allant de quelques kilomètres à quelques dizaines de mètres, les plus petites échelles étant paramétrées. Cela signifie que les plus grandes échelles observées ne permettent pas d'atteindre le trou spectral et que les plus petites échelles observables n'atteignent pas le domaine de la dissipation. Ces simulations dites des grands tourbillons ou LES (de l'anglais Large-Eddy Simulation) se situent entre les simulations méso-échelle, où la plupart des échelles turbulentes sont paramétrées, et les simulations numériques directes (DNS) effectuées sur des domaines beaucoup plus petits, mais permettant de résoudre les plus petites échelles. Les domaines de ces trois types de simulations sont indiqués sur la figure 2.3.

Echelles caractéristiques des spectres

Les différentes régions du spectre peuvent être décrites par différentes échelles caractéristiques. La région du pic spectral est caractérisée par l'échelle de longueur Λ , qui correspond au maximum d'énergie (Fig. 2.3). A noter que d'autres échelles dites "intégrées" existent pour caractériser ce pic. Jonker et al. (1999) puis Pino et al. (2006a)

définissent un nombre d'onde "moyen" calculé à partir d'une intégration pondérée du spectre d'énergie, afin d'éviter les erreurs de nature stochastique.

Le domaine de la dissipation est caractérisé par la microéchelle de Kolmogorov, η , indiquant le début du domaine gouverné par la viscosité. η , qui est l'échelle des plus petits mouvements possibles dans l'écoulement, correspond à :

$$\eta = \left(\frac{\nu^3}{\epsilon}\right)^{1/4}, \quad (2.12)$$

où ν est la viscosité cinématique de l'air et ϵ est le taux de dissipation de l'ECT.

La fin du domaine inertiel (ie. la fin de la loi en $-2/3$) est caractérisée par l'échelle de Taylor, notée λ_T , qui correspond à l'échelle à partir de laquelle les processus visqueux deviennent significatifs (Tennekes and Lumley, 1973). Cette échelle est calculée de la manière suivante :

$$\lambda_T = \left(\frac{\nu e^2}{\epsilon}\right)^{1/2}. \quad (2.13)$$

On doit considérer que les relations inertielles de type Kolmogorov doivent être remises en question dès que la dimension des tourbillons devient inférieure à λ_T .

Le domaine inertiel est caractérisé par l'échelle intégrale (parmi d'autres) : elle est définie à l'aide de la fonction d'autocorrélation $R_\psi(r)$, telle que :

$$L_\psi = \int_0^\infty R_\psi(r) dr \quad (2.14)$$

où $R_\psi(r) = \int_0^\infty \frac{\psi(r)\psi(r+dr)}{\sigma_\psi^2} dr$, r étant le retard spatial ou temporel.

Généralement, une approximation de L_ψ revient à intégrer la fonction d'autocorrélation de ψ jusqu'à son premier zéro (Lenschow and Stankov, 1986). L'échelle intégrale représente l'échelle jusqu'à laquelle la turbulence reste corrélée à elle-même. Cette échelle considérée pour la variable w correspond à la taille caractéristique des thermiques, alors que Λ correspond plutôt à l'écart entre les thermiques. Dans la littérature, les échelles intégrales des vitesses horizontales et verticale du vent sont constantes au milieu de la couche convective, en lien avec la "cohérence" verticale des champs, et valent généralement environ $0.2 z_i$ (Lenschow and Stankov (1986), Dosio et al. (2005) entre autres). La figure 2.4 illustre des exemples de profils verticaux de l'échelle du maximum spectral Λ_w de la vitesse verticale du vent w , normalisée par z_i , obtenus par simulation ainsi qu'à partir d'un ensemble de données expérimentales, selon Dosio et al. (2005). Elle représente aussi les profils verticaux de l'échelle intégrale normalisée par z_i , pour les trois composantes du vent. A l'approche de la surface ou de z_i , les échelles varient significativement avec l'altitude : l'échelle de w décroît tandis que celles de u et v augmentent. Alors que le milieu de la CLC est caractérisé par des thermiques étroits entourés de larges subsidences, l'écoulement près de la ZE est plutôt caractérisé par des tourbillons plus isolés et épars (Mason, 1989; Moeng and Rotunno, 1990; Khanna and Brasseur, 1998). Kristensen and Lenschow (1989) et Lothon et al. (2006) trouvent que le rapport entre les échelles intégrales des composantes horizontales et celle de la composante verticale ne vérifie pas l'hypothèse de turbulence isotrope. Ils emploient le terme (anglais)

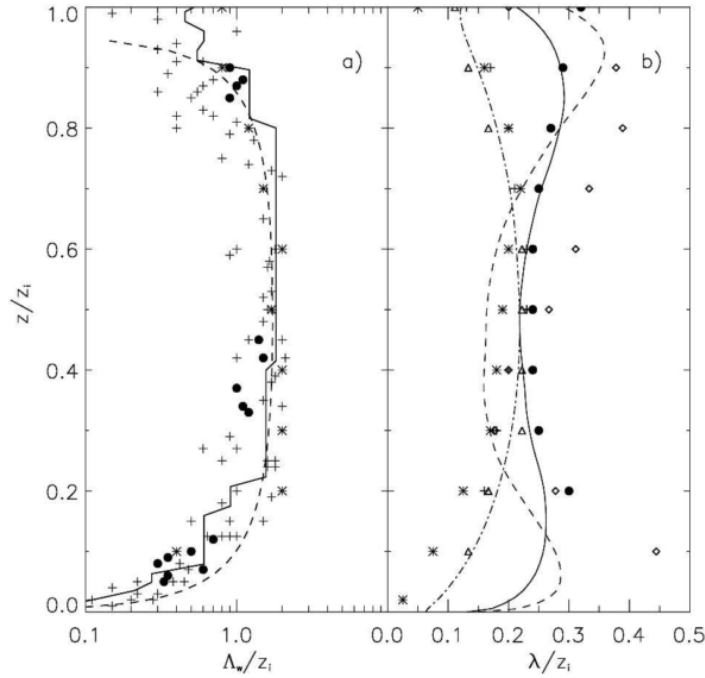


Figure 2.4 – (a) : Profils verticaux de l'échelle Λ_w , normalisée par z_i . Les symboles + représentent les observations de Caughey and Palmer (1979), * celles de Kaiser and Federovich (1998), • celles de Graf and Schumann (1992). (b) : Profils verticaux de l'échelle intégrale L_w , notée sur la figure λ (normalisée par z_i) pour les composantes u (ligne continue), v (ligne pointillée) et w (ligne mixte). Les symboles * représentent les observations de Khanna and Brasseur (1998), • celles de Mason (1989) et \diamond celles de Deardorff and Willis (1985). D'après Dosio et al. (2005).

de "squashed turbulence" pour indiquer que les tourbillons sont contraints aux deux interfaces que sont la surface terrestre et l'inversion sommitale de la couche limite, et se trouvent ainsi "tassés"/"aplatis".

La dynamique de la turbulence atmosphérique et les interactions entre les processus turbulents ne sont pas encore bien comprises. De nouveaux schémas conceptuels voient le jour, postulant que des interactions peuvent avoir lieu entre les différentes régions de la CLA, venant complexifier la dynamique du milieu (Hunt and Morrison, 2000; Mcnaughton, 2004).

Spectres empiriques et analytiques proposés dans la littérature

Beaucoup d'observations dans la CLA ont permis le calcul de spectres turbulents (Panofsky and Dutton, 1984). En se basant sur les observations et pour étudier l'évolution des spectres pour différentes conditions de stabilité (en conditions convectives, neutres ou stables), plusieurs modèles analytiques de spectres à différents degrés de complexité ont été développés. A partir des mesures de la campagne Kansas 1968 pour la couche de surface (Kaimal et al., 1972) et de la campagne du Minnesota pour la couche de mélange, Kaimal et al. (1976) et Kaimal (1978) ont proposé une série d'expressions des spectres des différentes composantes de la vitesse du vent pour des conditions convectives. Ce sont des spectres empiriques. Le modèle de spectre de von Kàrmàn (Kàrmàn, 1948) est très fréquemment utilisé pour la turbulence isotrope. Ces spectres

sont simples mais ils possèdent peu de degrés de liberté et ne s'adaptent pas toujours à toute la complexité de la CLA. D'autres modèles plus souples mais plus complexes existent. Par exemple, Højstrup (1982) a développé un modèle de spectres des vitesses du vent composé de la somme de deux termes, l'un pour la couche de surface et l'autre pour la couche mélangée, et valable pour des conditions instables à neutre, de la surface jusqu'à $0.5 z_i$. Le modèle théorique de spectre développé par Kristensen and Lenschow (1989) est encore plus généraliste : pour un champ de turbulence horizontalement homogène et anisotrope, il semble davantage capable de s'adapter aux spectres dans la CLA toute entière, et ce pour différents régimes de stabilité. Ce modèle a par exemple été utilisé par Lothon et al. (2009) pour étudier l'évolution des spectres de la vitesse verticale du vent en fonction de l'altitude, à l'aide d'un lidar Doppler. L'étude a notamment montré la variabilité de la forme des spectres en fonction de l'instabilité convective, et aussi la forte contribution du domaine des faibles nombres d'onde dans les cas de faible cisaillement au niveau de la ZE.

Le tableau 2.1 résume les zones de validité, les conditions de stabilité, les principales caractéristiques et l'évolution des différents modèles analytiques de spectres, par ordre de complexité. La figure 2.5 illustre les spectres obtenus avec les différents modèles décrits dans le tableau.

Références et contexte	Type de modèle de spectre	Zone de validité	Conditions	Caractéristiques des spectres	Evolution des spectres
Kaimal et al. (1972) 1968 Kansas experiment	Empirique	Couche de surface	Conditions stables et stables	Hypothèse d'isotropie locale : rapport d'isotropie de 4/3 entre les spectres transverses à la direction d'échantillonnage et longitudinaux à la direction de l'échantillonnage	Pente des basses fréquences et Λ sont fonction de la stabilité z/L (Fig. 2.5a).
Kaimal (1973) 1968 Kansas experiment	Empirique	Couche de surface	Conditions stables	Même spectre pour les trois composantes du vent, indépendant de z/L . Non respect du rapport d'isotropie de 4/3.	Λ est fonction de Ri et de la hauteur (Fig. 2.5b).
Kaimal et al. (1972) 1968 Kansas experiment	Empirique	Couche de surface	Conditions neutres	Rapport d'isotropie de 4/3 entre les spectres transverses et longitudinaux observés dans le domaine inertiel.	/
Kaimal et al. (1976) 1973 Minnesota	Empirique	Couche de mélange	Conditions stables	Rapport de 4/3 entre les spectres transverses et longitudinaux observés dans le domaine inertiel.	Pente des basses fréquences et Λ sont fonction de z/z_i en-dessous de 0.2 z_i , et constantes au-dessus (Fig. 2.5c).
Højstrup (1982) Kansas and Minnesota experiments	Empirique	Couche de Surface et Couche Mélangée jusqu'à 0.5 z_i	Conditions stables à neutres	Somme d'un terme pour la couche mélangée qui dépend de la stabilité et de z/z_i uniquement pour w , et d'un terme de couche de surface indépendant de la stabilité et avec une influence négligeable de z/z_i .	Pente des basses fréquences et Λ sont fonction de la stabilité et de z/z_i (Fig. 2.5d).
Kristensen and Lenschow (1989) Daffex experiment 1979	Théorique	Couche limite convective et couche de surface neutre	Conditions stables à neutres	Modèle plus généralisé qui englobe les hypothèses des spectres analytiques ci-dessus (turbulence homogène anisotrope, rapport d'isotropie de 4/3, ...). Il est capable d'adapter la forme du spectre pour s'adapter à différentes hauteurs et pour différentes conditions de stabilité. Il possède trois critères : la variance, l'échelle intégrale et un paramètre sans unité lié à la forme du pic spectral.	La Fig. 2.5(e) montre des exemples de spectres de u , v et w à différentes hauteurs dans la CLC, obtenus en faisant l'hypothèse que Λ/z_i est proportionnel à z/z_i et que σ_w^2 est proportionnel à u_*^2/w_* .

Tableau 2.1 – Différents modèles analytiques de spectres, classés par degré de complexité.

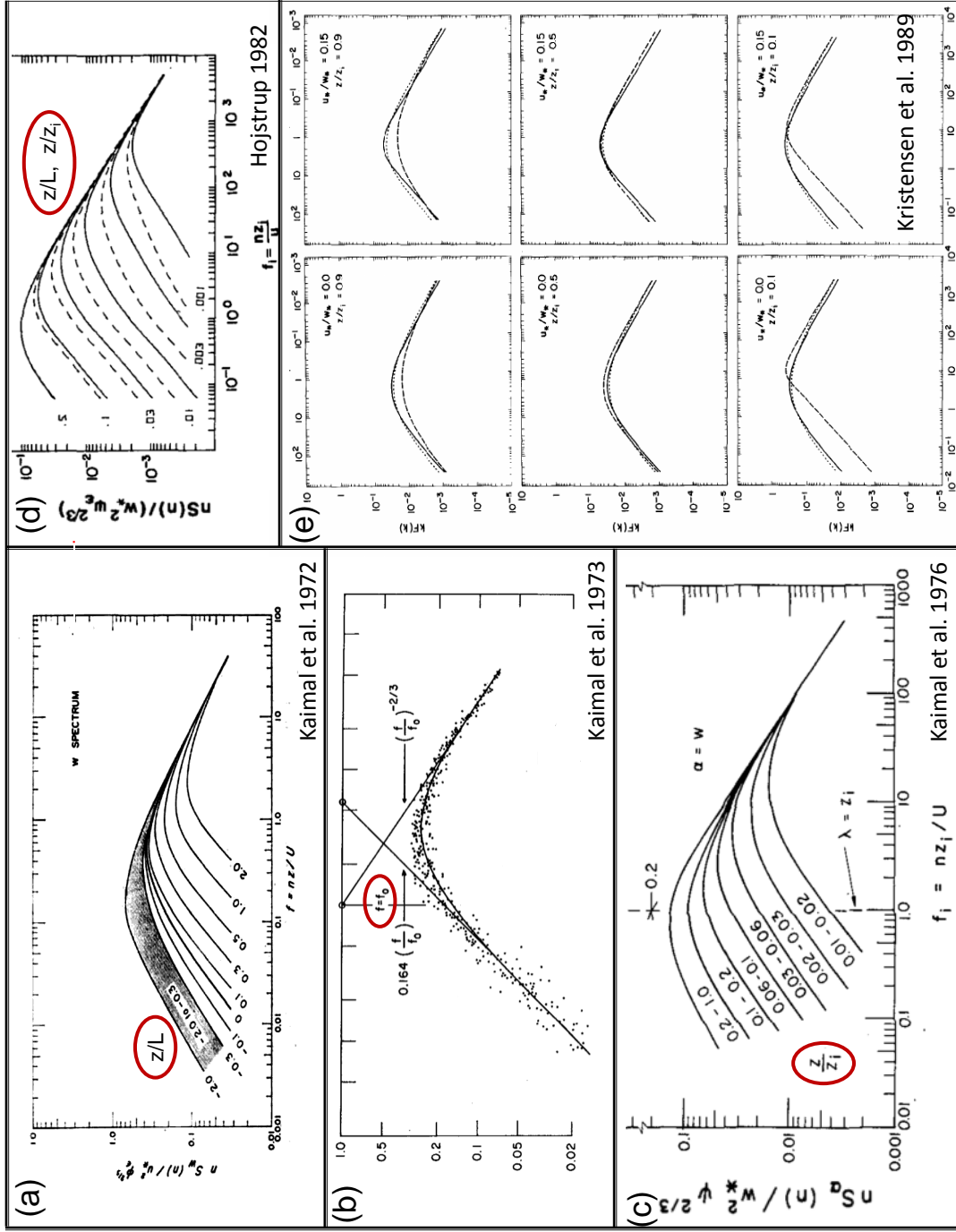


Figure 2.5 – Modèles empiriques et théoriques de spectres de w de (a) Kaimal et al. (1972), (b) Kaimal (1973), (c) Kaimal et al. (1976), (d) Højstrup (1982) et (e) Kristensen and Lenschow (1989).

2.4 Les échelles de normalisation

Pour accéder à des propriétés de la CLA généralisables (nécessaires pour les paramétrisations et pour la représentation des processus), il est d'usage d'adimensionnaliser les variables étudiées. Différentes échelles sont utilisées lorsqu'on se place dans la couche de surface ou dans la couche mélangée.

Dans la couche de surface, l'écoulement est régi par la théorie de similitude de Monin-Obukhov (MO) (Monin and Obukhov, 1954). Une hypothèse très importante de cette théorie est qu'elle considère que la turbulence est homogène localement et isotrope. Le profil vertical de vent est supposé logarithmique et différentes échelles caractéristiques de l'écoulement turbulent sont définies. Seules les échelles utilisées dans cette thèse sont décrites ici, mais d'autres échelles existent. On définit la vitesse de friction u_* à partir des flux de quantité de mouvement $\overline{u'w'}$ et $\overline{v'w'}$, comme :

$$u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}. \quad (2.15)$$

Elle permet de représenter l'effet du cisaillement de vent en surface. A partir de u_* , les échelles de température θ_{*CS} et d'humidité q_{*CS} dans la CS sont définies ainsi :

$$\theta_{*CS} = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{u_*}, q_{*CS} = \frac{(\overline{w'q'})_s}{u_*}. \quad (2.16)$$

Dans la CM, l'écoulement est caractérisé par des mouvements convectifs de plus grande échelle, de la hauteur de la couche limite z_i . Ainsi, l'échelle de longueur caractéristique de la CLC est z_i . L'échelle caractéristique de vitesse représentative de la convection est définie en fonction de la force de flottabilité :

$$w_* = \left(\frac{gz_i}{\overline{\theta_v}} (\overline{w'\theta'_v})_s \right)^{1/3}. \quad (2.17)$$

A partir de ces deux échelles, on peut définir le temps de convection t_* , correspondant au temps que mettrait une particule à traverser la couche limite, en partant de la surface, pour rejoindre le sommet de la couche :

$$t_* = \frac{z_i}{w_*}. \quad (2.18)$$

En journée, t_* est généralement de l'ordre de 10 à 15 minutes.

De manière analogue aux échelles de température et d'humidité calculées dans la CS, sont définies :

$$\theta_{*CM} = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{w_*}, q_{*CM} = \frac{(\overline{w'q'})_s}{w_*}. \quad (2.19)$$

Ces échelles ont été validées en laboratoire (Willis and Deardorff, 1974) et plus tard pour l'atmosphère (Kaimal et al., 1976; Caughey and Palmer, 1979) sous certaines hypothèses simplificatrices. Lorsqu'on augmente le niveau de complexité avec lequel la CLA est représentée, notamment en considérant que des interactions existent entre les différentes couches constituant la CLA et entre les différents processus, ces échelles peuvent alors être remises en cause.

2.5 Les questions posées par la transition de fin d'après-midi

Lors de la description de l'évolution diurne de la CLA (§2.2), il a été vu que la transition d'après-midi suscite un grand nombre de questions et de difficultés conceptuelles et pratiques. La transition d'après-midi, passage entre les conditions convectives de milieu de journée et le régime stable nocturne, dure plusieurs heures. Dès lors que le soleil franchit le zénith, l'énergie solaire diminue progressivement jusqu'au coucher du soleil et la turbulence au sein de la CLC perd de son intensité. Il devient alors difficile de prédire l'avenir de la couche limite turbulente bien développée, lorsque les flux en surface ne parviennent plus à la maintenir. De plus, la CLC en fin d'après-midi est gouvernée par un équilibre entre des forçages faibles : les effets du rayonnement, d'entraînement, de subsidence ou d'advection entrent désormais en compétition avec les flux en surface ou le cisaillement de vent (Vilà-Guerau de Arellano, 2007; Angevine, 2008; Pietersen et al., 2015). D'autres difficultés associées à cette période proviennent du fait que la turbulence semble devenir anisotrope et que l'hétérogénéité horizontale devient importante. Il apparaît alors qu'un certain nombre de définitions telles que l'épaisseur de la couche limite, l'entraînement ou les profils verticaux des flux, deviennent difficiles à établir. Les lois d'échelle permettant la normalisation des paramètres en régime convectif ne sont également plus valides. D'autres questions importantes que soulève la transition d'après-midi s'articulent autour de la décroissance de la turbulence convective. La décroissance de l'ECT est un paramètre important à bien maîtriser car il entre en compte dans les paramétrisations et l'équation de l'évolution temporelle de l'ECT permet la fermeture du système d'équations de Boussinesq. Aussi, de nombreux pilotes de planeur, deltaplane et de parapente ont observé la présence de mouvements verticaux d'environ 1 m s^{-1} , s'étendant sur plusieurs kilomètres en fin de journée (Aupetit, 1989). La raison de la présence de ces grandes échelles n'est pas claire, puisque cela va à l'encontre de la théorie classique de la turbulence, selon laquelle l'énergie cascade de manière très progressive à travers des tourbillons aux échelles de plus en plus petites, jusqu'à être détruite par les processus visqueux. Une meilleure compréhension de ce phénomène est importante pour la représentation des processus dans la paramétrisation, dans les normalisations où les échelles entrent en jeu et influe également sur le transport des polluants et autres espèces en traces, qui ne se fait pas de la même manière si les scalaires restent dans des petites structures.

Ainsi, la transition d'après-midi soulève un certain nombre de questions, dont les principales concernent :

- les limites des définitions (telles que la hauteur de la couche limite, les profils verticaux des flux ou l'entraînement) et des lois d'échelles (pour la normalisation),
- l'évolution des caractéristiques turbulentes dans le temps, mais également au sein même de la couche limite,
- le rôle des différents processus et forçages (entraînement, nuages, hétérogénéité de surface, méso-échelle, ...)
- l'impact de sa représentation dans les modèles atmosphériques (sur le développement de la couche résiduelle nocturne ou sur la CLA du lendemain), ou sur les circulations méso-échelles, et en particulier sur le transport des polluants.

Les questions relatives aux problèmes de définitions et de lois d'échelles sont détaillées dans la partie 2.5.1. Les questions relatives à la décroissance de la turbulence convective sont détaillées dans la partie 2.5.2.

2.5.1 Quelles définitions et quelles lois d'échelle pour la transition d'après-midi ?

Plusieurs définitions de la transition d'après-midi (TA) existent, en fonction du point de vue que l'on adopte : un point de vue de la surface ou bien de l'inversion sommitale. Nadeau et al. (2011) se basent sur les forçages en surface pour décrire la période de TA, comme étant la période entre le moment où le flux de chaleur sensible commence à décroître et celui où il devient négatif. Cet intervalle de temps est aussi défini comme l'échelle de temps de forçage, τ_f et est fréquemment utilisé dans les LES pour prescrire la diminution des flux en surface. D'autres définitions de la TA se basent sur des critères de sommet de CLC. Grimsdell and Angevine (2002) ont étudié la TA à partir de la réflectivité de profileurs radars et de mesures de la largeur de spectre Doppler. Leurs critères pour définir la TA sont la décroissance de la turbulence au sommet de la couche et lorsque la hauteur du sommet de la couche commence à diminuer. Selon ces critères, ils ont trouvé que la TA s'étale sur plusieurs heures, peut commencer très tôt et se met en place progressivement (Fig.2.6). La figure 2.6 représente l'heure à laquelle débute la TA pour plusieurs journées, estimée à partir de la réflectivité de profileurs radars et de mesures de la largeur de spectre Doppler, par Grimsdell and Angevine (2002).

Pendant la TA, les principaux forçages du régime convectif - à partir desquels les lois d'échelle régissant la couche de surface et la couche mélangée présentées au §2.4 ont été définies - diminuent et entrent en compétition avec d'autres processus, tels que les processus générés par les nuages, l'entraînement, les processus radiatifs, le cisaillement ou des advections et subsidences (Vilà-Guerau de Arellano, 2007; Angevine, 2008; Pietersen et al., 2015). De ce fait, les lois d'échelles du régime convectif ne sont plus valides et celles du régime stable nocturne ne le sont pas encore. Par exemple, les différentes méthodes d'estimation de z_i donnant des estimations similaires en période convective, peuvent diverger pendant la TA : les critères thermodynamiques ne correspondent plus forcément aux critères turbulents. van Driel and Jonker (2011) suggèrent une autre échelle de normalisation dans le cadre d'une étude idéalisée avec un forçage en surface oscillatoire. Ils proposent une normalisation tenant compte de la production thermique, de la dissipation et d'un temps de réponse de la CLA, d'autant plus rapide que la turbulence est importante. McNaughton et al. (2007), Sorbjan (2010), Sorbjan (2011) et Kumar et al. (2006) proposent d'utiliser de nouvelles échelles pour les régimes transitoires, comme le nombre de Richardson ou les échelles locales de Nieuwstadt pour les couches stables (Nieuwstadt, 1984).

2.5.2 Décroissance de la turbulence dans la couche limite convective

Deux caractéristiques de la turbulence sont particulièrement étudiées : l'évolution de l'ECT et l'évolution des échelles turbulentes. Ces deux points seront particulièrement étudiés dans la thèse et l'état des connaissances actuelles de ces deux points est

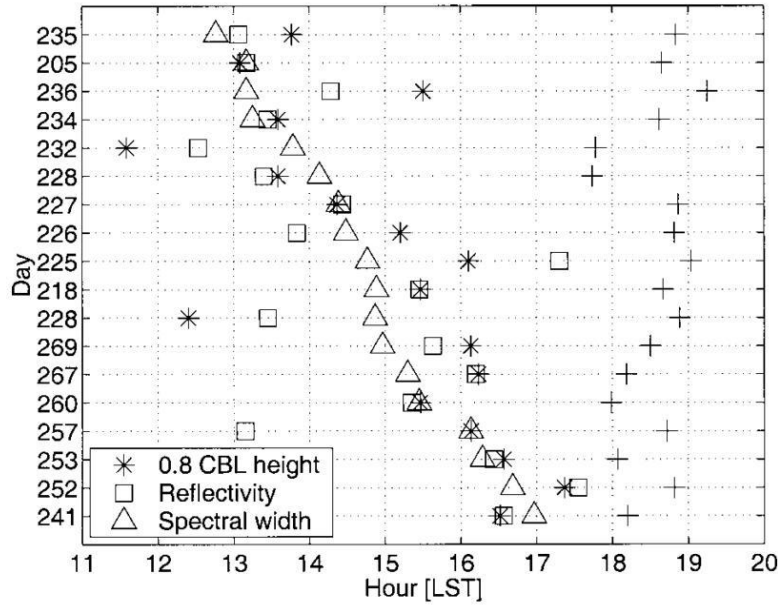


Figure 2.6 – Heure du début de la TA, estimée à l'aide de trois critères de sommet de couche limite, selon Grimsdell and Angevine (2002). Les symboles + présentent les heures du coucher du soleil.

maintenant détaillé.

2.5.2.1 Diminution de l'ECT

La diminution de la turbulence en régime transitoire a tout d'abord été étudiée en laboratoire (par exemple Monin and Yaglom (1975), Stillinger et al. (1983), Cole and Fernando (1998)), mettant en évidence des lois de puissance. La décroissance de la turbulence d'une CLC a également été étudiée à l'aide de LES : Nieuwstadt and Brost (1986) ont été les premiers à étudier la décroissance de la turbulence intégrée sur une couche mélangée, sans cisaillement de vent et sans nuage, résultant d'un arrêt brutal des flux de chaleur en surface. Comme dans l'expérience en laboratoire de Monin and Yaglom (1975), l'ECT décroît en suivant une loi de puissance en t^{-n} . Plus tard, Sorbjan (1997) a étudié la décroissance de l'ECT résultant d'une diminution progressive des flux de chaleur en surface. Il montre alors que la décroissance est fonction de deux échelles de temps : l'échelle de temps de convection, t_* et l'échelle dite externe (ou de "forçage"), τ_f , correspondant au temps que met le flux de chaleur en surface pour s'annuler, à partir de sa valeur maximale. Le coefficient n est une fonction de $\frac{\tau_f}{t_*}$. Lorsque $\frac{\tau_f}{t_*}$ tend vers zéro, la décroissance de l'ECT intégrée est une fonction de $(\frac{t}{t_*})^{-1/2}$. Lorsque $\frac{\tau_f}{t_*}$ est infiniment grand, l'ECT intégrée reste constante dans le temps. Pour les valeurs de $\frac{\tau_f}{t_*}$ telles que $0 < \frac{\tau_f}{t_*} < \infty$, l'ECT diminue en suivant une fonction comprise entre les fonctions obtenues pour $\tau_f = 0$ et $\tau_f = \infty$ (Fig. 2.7).

Récemment, Nadeau et al. (2011) se sont appuyés sur les observations en surface de la campagne LITFASS-2003 (Beyrich and Mengelkamp, 2006), avec une décroissance réaliste des flux de chaleur en surface. Ils montrent que la diminution de l'ECT se fait en deux étapes : pendant la première étape (quand H commence à décroître), la décroissance de l'ECT est lente tandis que pendant la deuxième étape (lorsque H devient

très faible), la diminution de l'ECT devient très rapide. De plus, ils sont parvenus à reproduire la décroissance observée dans la couche de surface à l'aide d'un modèle basé sur une paramétrisation de la couche mélangée. La figure 2.7 représente la décroissance de l'ECT selon Sorbjan (1997) et Nadeau et al. (2011). En se basant sur le jeu de données de la campagne CASES-99, Rizza et al. (2013) ont également étudié la période de décroissance et leurs résultats confirment ceux de Nadeau et al. (2011). Enfin, Fitzjarrald et al. (2004) ont documenté la décroissance de la turbulence non pas seulement en surface, mais au sein de la CLC à l'aide de mesures aéroportées et ont noté que la décroissance est plus marquée et plus systématique sur la composante verticale du vent, en comparaison avec les composantes horizontales.

Bien qu'un lien fort entre la décroissance de l'ECT et la décroissance des flux en surface ait été observé à la fois par les expériences en laboratoire et par les études expérimentales et numériques, la relation exacte reliant les forçages et la loi en puissance n'est toujours pas établie. La décroissance de l'ECT a été étudiée numériquement de manière intégrée dans toute la couche et la plupart des études basées sur les observations ont été effectuées dans la couche de surface (Fernando et al., 2004; Brazel et al., 2005). De ce fait, peu d'observations renseignent sur la décroissance de la turbulence au-dessus de la CS et sur la façon dont les différents niveaux interagissent entre eux.

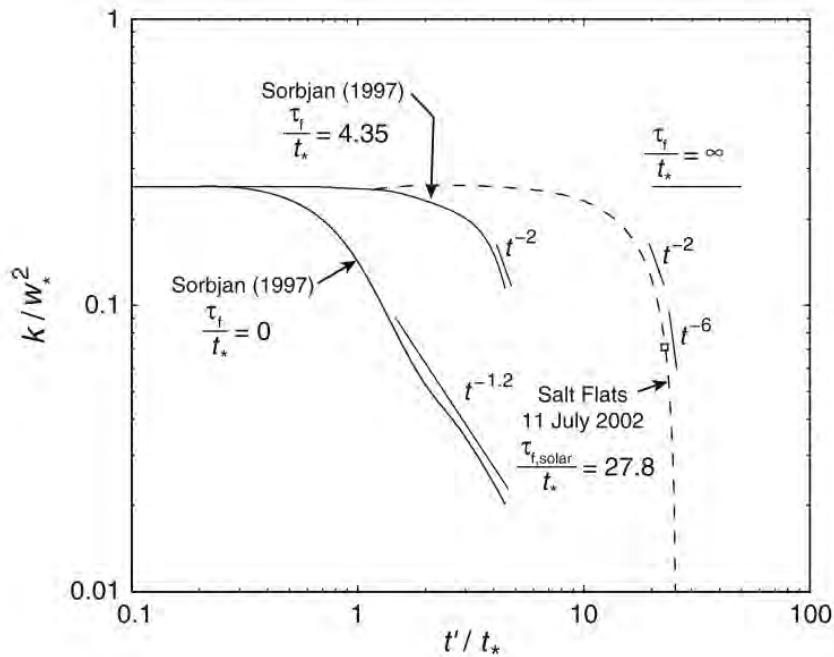


Figure 2.7 – *Décroissance de l'ECT intégrée sur toute la couche limite, selon Sorbjan (1997) et Nadeau et al. (2011). $k = ECT$, $t' = t - t_0$.*

2.5.2.2 Evolution des échelles turbulentes

En fin de journée, des ascendances verticales non négligeables (de 1 m s^{-1}) s'étendant horizontalement sur plusieurs kilomètres ont été observées par des planeurs (Aupetit, 1989). Ces mouvements sont de plus faible intensité mais d'échelle de longueur plus grande que les ascendances caractéristiques du milieu de journée. L'augmentation des

échelles des paramètres de la couche limite, ou la mise en place de circulations méso-échelles dues à l'hétérogénéité de surface ou à l'orographie sont autant d'hypothèses pouvant expliquer ces mouvements ascendants. L'évolution des échelles caractéristiques de la turbulence pendant la transition d'après-midi est finalement toujours méconnue : les différentes études portant sur cette question ne s'accordent pas toutes. Selon l'étude de Nieuwstadt and Brost (1986) à l'aide d'une LES, Λ_w n'évolue pas pendant la transition d'après-midi. Pino et al. (2006a) ont calculé les échelles caractéristiques des composantes du vent et des scalaires à partir d'une intégration pondérée des spectres d'énergie et ont montré que les échelles évoluent différemment en fonction des variables. L'échelle caractéristique de w reste constante dans le temps tandis que les échelles caractéristiques des autres variables augmentent. Sorbjan (1997) simule que les échelles de w augmentent : il affirme que des mouvements convectifs persistent malgré la décroissance de la couche mélangée, même lorsque les flux en surface deviennent négatifs et qu'une couche de surface stable se développe au-dessous. Plus tard, Shaw and Barnard (2002) ont confirmé ces résultats à l'aide d'une DNS. La production de ces grandes échelles peut sembler en contradiction avec la cascade inertielle, principe fondamental de la turbulence, où l'énergie est transférée vers les échelles de plus en plus petites, jusqu'au domaine de la dissipation. Cependant, Jonker et al. (1999), Pino et al. (2006b), Sorbjan (2010), van Driel and Jonker (2011) expliquent cette augmentation des grandes échelles par le fait que les petites échelles se dissipent plus rapidement que les grandes. A l'aide d'observations de ballons captifs, Grant (1997) a noté que Λ_w se décale vers les petites échelles dans la CS, en accord avec Kaimal and Finnigan (1994).

Ainsi, les résultats que l'on trouve dans la littérature concernant l'évolution de ces échelles ne s'accordent pas toujours entre eux. De plus, aucune étude ne porte sur l'évolution temporelle des échelles en fonction de l'altitude. Le tableau 2.2 résume les principaux résultats des études portant sur l'évolution de l'ECT, sur le caractère isotrope ou anisotrope de la turbulence et sur l'évolution des échelles.

Référence	Contexte	Caractéristiques de la turbulence	Type d'arrêt de la turbulence	Evolution temporelle de l'ECT	Evolution de l'isotropie de la turbulence pendant la période de décroissance de turbulence	Calcul des échelles	Evolution des échelles de longueur caractéristiques de w
Monin and Yaglom (1975)	Laboratoire	Générée par une grille	Conditions neutres	$f(t^{-n})$	Maintien de l'isotropie	/	/
Cole and Fernando (1998)	Laboratoire (réservoir d'eau)	Turbulence convective	Refroidissement en surface		Maintien de l'isotropie si $\tau_f \gg t_*$	/	/
Stillinger et al. (1983)		Turbulence homogène	Stratification uniforme		La turbulence devient fortement anisotrope	/	/
George (1992)	Modèle théorique	Turbulence homogène isotrope	Arrêt de l'alimentation de turbulence fortement anisotrope		L'isotropie s'établit dans le domaine inertiel	/	/
Biferal et al. (2003)	DNS	Turbulence homogène isotrope et anisotrope				/	/
Touil et al. (2002)	DNS et LES	Turbulence dans un domaine		$ECT(t)=f(t^{-2})$		/	/
Nieuwstadt and Brost (1986)	LES	Turbulence dans une CM sans cisaillement de vent, sans nuage	Arrêt brutal de H, H=0.	$ECT(t)=f(t^{-n}), n=-1/2$			Λ_w reste constant
Sorbjan (1997)	LES	Turbulence dans une CLC	Décroissance progressive de H non réaliste ($\tau_f = 1.4h$)	$ECT(t)=f(t^{-n})$			Les grandes échelles diminuent moins vite que les petites échelles
Nadeau et al. (2011)	Modèle basé sur une paramétrisation de CM	Turbulence dans une CS convective	Décroissance réaliste de H (inspirée d'observations)	$ECT(t)=f(t^{-n})$ en 2 étapes (n=2 puis n=6)			
Rizza et al. (2013)	LES	Turbulence dans une CLC	Décroissance réaliste de H	Idem (Nadeau et al., 2011)	Pas de maintien de l'isotropie	Intégration pondérée des spectres d'énergie	Augmentation des échelles, excepté pour w (constantes)
Pino et al. (2006a)	LES	Turbulence dans une CLC avec cisaillement de vent	Arrêt brutal de H, H=0				Augmentation des échelles de w
Goullart et al. (2003)	Modèle théorique vs. LES. Paramétrisation des termes de transferts d'énergie et de flottabilité dans l'équation de l'évolution de la densité spectrale d'énergie.	Turbulence dans une CLC	Décroissance progressive de H non réaliste ($\tau_f = 1.4h$)	$ECT(t)=f(t^{-2})$			
Goullart et al. (2010)	Modèle théorique prenant en compte la contribution énergétique due à la production dynamique.	Turbulence dans une CLC	Décroissance progressive de H non réaliste ($\tau_f = 1.4h$)		Dans la partie basse de la CLC, l'ajout du terme de production dynamique permet de reproduire l'évolution de la TKE donnée par une LES	Λ_w	Lorsqu'on ajoute la contribution de l'effet dynamique, la forme des spectres reste la même et il n'y a pas de décalage vers les grands nombres d'onde
Shaw and Barnard (2002)	DNS	Turbulence dans une CLC avec cisaillement de vent	Décroissance progressive de H réaliste		La turbulence se maintient plus longtemps en surface qu'en haut de la couche, à cause du cisaillement qui s'y produit		
Kaimal et al. (1972)	Modèle empirique de spectres de la turbulence dans la CS	Turbulence dans une CSC	Décroissance réaliste	/			Diminution des échelles caractéristiques de w
Kaimal and Finnigan (1994)	Mesures dans la CS	Turbulence dans une CSC	Décroissance réaliste	/			Diminution des échelles caractéristiques de w
Grant (1997)	Mesures par ballons captifs dans la CM et la CS	Turbulence dans une CLC	Décroissance réaliste	/			Diminution des échelles caractéristiques de w
Fitzjarrald et al. (2004)	Mesures aéroportées dans la CM	Turbulence dans une CLC	Décroissance réaliste	/			
Fernando et al. (2004)	Mesures dans la CS	Turbulence dans une CSC	Décroissance réaliste	/	Pas de maintien de l'isotropie		
Brazel et al. (2005)	Mesures dans la CS	Turbulence dans une CSC	Décroissance réaliste	/			

Tableau 2.2 – Tableau résumant les différentes études portant sur la décroissance de la turbulence (théoriquement puis dans l'atmosphère) selon différents aspects : l'évolution de l'ECT, l'évolution du caractère isotrope ou non de la turbulence et l'évolution des échelles.

2.5.3 Apports de la thèse

Parmi les différentes questions que soulève la période de transition d'après-midi, l'accent sera particulièrement mis sur l'évolution des processus turbulents lors de la décroissance de la turbulence, étudiée à l'aide des observations et d'une simulation. Pour cela, on se demandera si les outils numériques adaptés à l'étude de la turbulence de la CLA sont capables ou non de reproduire la décroissance de la turbulence pendant la TA.

La décroissance de l'ECT a été étudiée intensément en surface ou bien de manière intégrée dans toute la couche. Dans la thèse, elle sera analysée à la fois temporellement et en fonction de l'altitude, pour mieux comprendre la façon dont les différents niveaux interagissent entre eux. Concernant l'évolution des échelles turbulentes, les différents résultats que l'on trouve dans la littérature ne s'accordent pas toujours entre eux. L'évolution des échelles et de la structure turbulente sera approfondie dans la thèse, à la fois à l'aide des observations et de la simulation. De même que pour l'évolution de l'ECT, l'évolution des échelles ainsi que de l'anisotropie sera étudiée en fonction de l'altitude. Le bilan d'ECT renseignera sur l'évolution des termes de production et de destruction d'ECT.

Il a été vu qu'une des difficultés de la période de transition provient du fait que différents forçages, bien que faibles, peuvent jouer un rôle important sur la décroissance de la turbulence. Ainsi, le rôle de la surface sera étudié, notamment à l'aide des observations d'un site spécialement conçu pour l'étude de l'hétérogénéité de surface. Le comportement adopté par des surfaces aux différents couverts végétaux pendant la TA sera étudié, ainsi que le rôle de l'hétérogénéité de surface sur la TA.

Le rôle du cisaillement de vent semble également jouer un rôle important sur l'évolution de la structure turbulente pendant la TA et sera étudié à l'aide de tests de sensibilité sur la simulation.

Chapitre 3

Moyens expérimentaux et numériques

Afin de répondre aux problématiques de la thèse, notre méthodologie reposera à la fois sur l'utilisation des données collectées pendant la campagne de mesures BLLAST, effectuée en été 2011 sur le Plateau de Lannemezan, et sur la simulation numérique.

Pour étudier la période de transition d'après-midi, la campagne BLLAST a mis en place des techniques d'observation et des instruments variés afin de collecter un maximum de données complémentaires. Les descriptions qualitatives et les mesures de paramètres physiques de la couche limite permettent de décrire l'état de la couche limite pendant cette période. Malgré la grande quantité de données collectées, la campagne BLLAST ne peut pas fournir une vision absolument complète de la CLA pendant la transition d'après-midi. En complément des observations, une simulation numérique à haute résolution sera utilisée pour accéder à des paramètres atmosphériques et/ou à des résolutions spatiales et temporelles que les observations ne peuvent pas fournir, mais aussi pour étudier certains processus physiques trop complexes pour être observés lors de la campagne de mesures. En effet, l'utilisation d'une simulation idéalisée nous permettra d'effectuer une expérience aux conditions initiales et aux conditions limites maîtrisées, et dont l'écoulement ne dépend pas des caractéristiques locales (la simulation ne reproduira par exemple pas du tout la complexité du terrain, ni celle de la végétation) ou synoptiques, ajoutant de la complexité à l'étude. Différents tests de sensibilité à différentes conditions météorologiques seront menés, afin d'améliorer notre compréhension des processus actifs dans cette phase du cycle diurne. Bien que la simulation considérée soit semi-idéalisée, une comparaison des données issues du modèle et des observations sera faite, en gardant à l'esprit leurs différences.

Ce chapitre décrit dans un premier temps le projet BLLAST, à travers : (i) ses principaux objectifs, (ii) la stratégie expérimentale mise en place lors de la campagne de mesures, (iii) la description du site de la campagne. Ensuite, les moyens expérimentaux utilisés dans le cadre de ma thèse (tels que les radiosondages, les ballons captifs, les avions et les stations de mesures en surface) ainsi que les traitements appliqués à ces données seront détaillés. Les moyens numériques seront également présentés ainsi que la mise en place de la simulation semi-idéalisée à forçages réels. Enfin, la stratégie adoptée dans la thèse sera présentée et introduira les trois prochains chapitres.

3.1 Le projet BLLAST

Bien que l'étude de cette période transitoire du cycle diurne ait commencé dans les années 1970, avec l'utilisation de modèles plus ou moins complexes, ainsi qu'avec des données collectées lors de campagnes de mesures, de nombreux aspects n'ont pas été étudiés. Les modèles ont souvent été comparés avec des mesures en surface et des sondages, mais la structure verticale turbulente a été peu étudiée, par manque d'observations de la turbulence au sein de la CLA. Des observations intenses et focalisées sur la période de transition de fin d'après-midi sont encore rares.

Pour tenter de répondre aux questions décrites au §2.5, le projet international BLLAST (de l'acronyme anglais "Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence") a été mis en place, initié en 2009 par le Laboratoire d'Aérodynamique (LA) de Toulouse et auquel de nombreux laboratoires de recherche ont participé (Etats-Unis, Espagne, Italie, Pays-Bas, Norvège). Ces questions ont motivé une campagne de mesures (Lothon et al., 2014), effectuée du 14 juin au 8 juillet 2011 autour du Centre de Recherche Atmosphérique, site instrumenté permanent du LA, situé sur le Plateau de Lannemezan. Pour permettre au lecteur de replacer les travaux de cette thèse dans le contexte de l'ensemble des travaux permis par la campagne BLLAST, l'annexe A présente l'ensemble des études permises par les observations de BLLAST qui ont débouché à ce jour sur une publication.

3.1.1 Stratégie expérimentale

Cette campagne de mesures a été conçue pour étudier intensément la CLA pendant la transition d'après-midi, tant temporellement que verticalement, en collectant un grand nombre de données complémentaires dans le temps et l'espace. Ces observations fournissent des mesures permettant un suivi de la structure verticale moyenne de la couche limite, un suivi de la turbulence en surface et une meilleure représentation de la turbulence au sein de la couche limite.

Afin d'étudier les différents processus entrant en jeu dans la transition de fin d'après-midi, la stratégie expérimentale a consisté à documenter la structure verticale de l'atmosphère, l'hétérogénéité spatiale de la couche de surface, l'advection et la subsidence de grande échelle, la divergence et les ondes de gravité. Pour cela, plusieurs sites ont été instrumentés avec des appareils de mesures in-situ ou de télédétection fonctionnant en continu. En complément de ces mesures continues, des observations aéroportées, par les avions et les drones et sous ballons captifs ont été ajoutées lors des journées aux conditions favorables à l'étude de la TA. On appelle ces journées (lors desquelles les observations sont intensifiées), les Périodes d'Observations Intensives (POI). 12 journées de ciel clair ou présentant seulement quelques cumulus en fin de journée, généralement associées à de la convection sèche, ont été sélectionnées. Bien sûr, ce type de conditions n'est pas spécifique à la transition d'après-midi mais correspond à un cas classique des études de couche limite convective, dont l'évolution dépend majoritairement de l'influence du rayonnement solaire sur les interactions surface-atmosphère.

La figure 3.1 montre l'emplacement de trois sites instrumentés. Les sites 1 et 2 rassemblent la plupart des instruments en surface. En plus des stations météorologiques et de bilan d'énergie effectuant des mesures continues en surface, ces deux sites accueillent des stations de radiosondages et des ballons captifs, un lidar aérosol et un profileur de

vent UHF (Ultra High Frequency). Ce sont aussi les bases de lancement des drones. Le site 1 accueille également un lidar doppler, un ceilomètre, un sodar et deux scintillomètres. Le site 1 a été instrumenté de manière à étudier intensément la structure verticale de la CLA tandis que le site 2, composé de trois surfaces juxtaposées aux différents couverts végétaux, est dédié à l'étude de l'hétérogénéité de surface. Le site 3 a été instrumenté d'un sodar et d'une station de radiosondages. L'objectif de la mise en place du site 3 était de constituer un réseau triangulaire (de 4 à 5 kilomètres de côté) de profileurs de vent et de radiosondages permettant d'accéder à une estimation de la circulation 3D du vent, des termes d'advection et de la variabilité spatiale de la méso-échelle. La figure 3.1 situe la zone de vol des avions ainsi que celle des drones et des ballons captifs.

Les sorties horaires de deux modèles numériques de prévision météorologique de Météo-France, AROME et ARPEGE étaient disponibles, pour tester leur comportement, et pour appréhender le mieux possible les conditions synoptiques de la région et planifier les POI. ARPEGE (Courtier and Geleyn, 1988) est un modèle global, avec une résolution horizontale à maille étirée d'environ 10 km à partir d'un point situé au-dessus de la France. Il possède 11 niveaux dans le premier kilomètre d'atmosphère. AROME (Seity et al., 2011) est un modèle non-hydrostatique au domaine limité à l'Europe, d'une résolution horizontale de 2.5 km et possède 15 niveaux verticaux.

Un site web (<http://bllast.sedoo.fr>) dédié à BLLAST a été créé. On y trouve la description du projet et de la campagne de mesures, l'ensemble de la documentation, des présentations et des articles portant sur BLLAST, ainsi que les données et métadonnées. Des "quick look" de l'ensemble des mesures effectuées pendant la campagne, des modèles de prévision et analyses, des images satellites sont également disponibles sur le site de la campagne (<http://boc.sedoo.fr>).

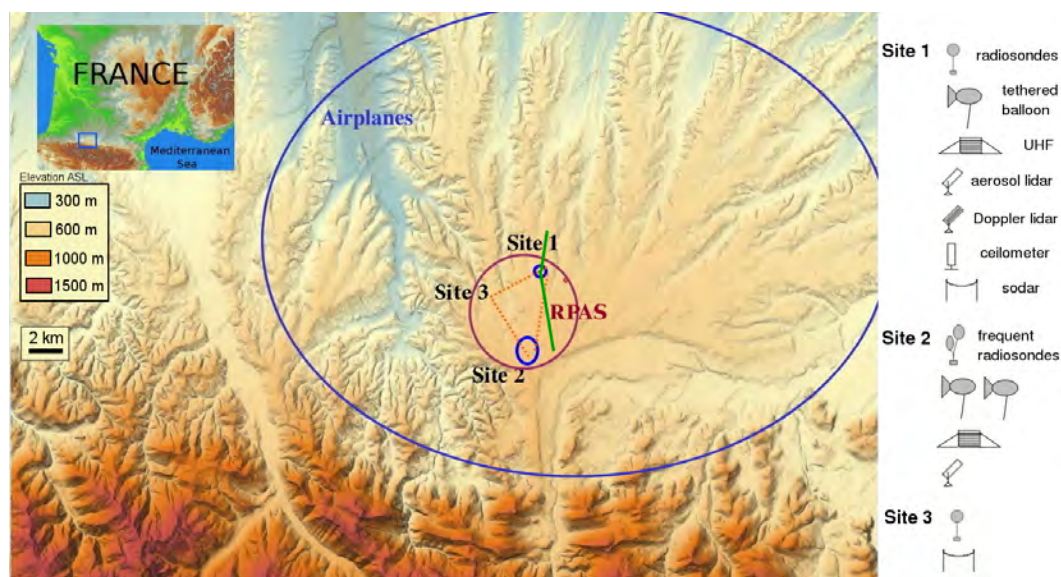


Figure 3.1 – Déploiement de la campagne de mesures BLLAST. Le petit cadre de gauche positionne la campagne BLLAST à l'échelle de la France (petit carré bleu). L'ovale bleu délimite la zone d'exploration des avions, et l'ovale bordeaux délimite la zone où s'effectuent les vols des drones. Le triangle orange représente la zone géographique couverte par le réseau de trois profileurs de vent et les lignes vertes représentent les trajectoires des deux scintillomètres. L'ensemble des instruments (autres que les stations de surface) déployés sur les trois sites sont schématisés à droite de la figure.

3.1.2 Description du site accueillant la campagne : géographie, orographie, végétation et régimes de vent

La campagne BLLAST s'est effectuée sur le Plateau de Lannemezan, plateau de 200 km² situé dans le piémont pyrénéen, à égale distance entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique (Fig.3.1). Le plateau est constitué d'une végétation variée, où alternent des parcelles de terres cultivées (majoritairement de blé et de maïs) avec des prairies et des forêts (principalement de sapins). La topographie du plateau est relativement plane en son centre, où l'étude est menée. La zone d'étude possède cependant une pente très légèrement montante vers le Sud. En revanche, le plateau s'insère dans un terrain plus complexe à grande échelle, notamment au Sud avec la présence des Pyrénées et au Nord, dans le Gers, connu pour ses paysages vallonnés. Le plateau de Lannemezan est soumis à différents régimes de vent. Les situations anticycloniques de beau temps sont souvent associées à un régime de circulation entre la montagne et la plaine, correspondant à une brise faible de Nord-Est et sont favorables à l'étude de la TA. Les conditions post-frontales sont plutôt associées à des vents de Nord-Ouest, dont la plage de direction est large, pouvant aller d'un vent du Nord à un vent d'Ouest, en fonction de l'importance du vent de vallée. Ce régime de beau temps peut s'accompagner de quelques cumulus. Enfin, le plateau peut être soumis à l'effet de foehn, caractérisé par un vent de Sud ou Sud-Ouest, fort, sec et chaud, franchissant la chaîne Pyrénéenne. Bien que ce régime corresponde également à une situation de beau temps, il est plus complexe que les autres régimes et est moins favorable pour nos études.

La proximité des Pyrénées est à l'origine de phénomènes complexes de méso-échelle, venant se mêler aux processus acteurs de la transition d'après-midi. Cependant, les

situations anticycloniques rencontrées lors de la campagne sont associées à des vents souvent très faibles l'après-midi, et représentent donc des conditions favorables à l'étude de la TA.

La proximité du massif pyrénéen engendre un régime de brise marqué qui s'accompagne d'un changement de direction de vent lors de plusieurs soirées pendant la campagne. Jiménez and Cuxart (2014a) et Jiménez and Cuxart (2014b) ont étudié ce retournement de circulation et l'influence de la vallée d'Aure sur le plateau de Lanne-mezan. Le vent catabatique atteint le plateau aux alentours de 20 :00 UTC, i.e. deux heures après le coucher du soleil et donc ne se produit pas pendant la TA.

3.2 Les moyens d’observation utilisés dans la thèse

Cette partie décrit plus en détail l’ensemble des observations de la campagne BLLAST, utilisées dans la thèse. Il s’agit notamment des données issues des radiosondages, de deux ballons captifs, des avions survolant le Plateau de Lannemezan et enfin des différentes stations de mesures en surface. Les précisions des instruments utilisés sont renseignées dans les tableaux B.1, B.2 et B.3 en annexe B.

D’autres observations ont été utilisées pendant la thèse, notamment au chapitre 4 pour accéder à une vision d’ensemble de la campagne ou pour la détermination de z_i , mais ne seront pas détaillées ici. Leurs caractéristiques sont décrites dans Lothon et al. (2014) et sur le site web de BLLAST (<http://bllast.sedoo.fr>). C’est le cas notamment des données de l’UHF, du VHF, des lidars et des drones.

3.2.1 Les radiosondages

Dans notre étude, seuls les radiosondages des sites 1 et 2 sont utilisés. Sur le site 1 (Fig.3.2), des radiosondes MODEM et GS-H standard sont lancées pour chaque POI toutes les six heures (00 :00, 06 :00, 12 :00, 18 :00 UTC). A 4 km au sud du site 1, sur le site 2, une nouvelle technique instrumentale de récupération de sondes a permis d’effectuer des radiosondages fréquents (environ toutes les heures) de la basse troposphère (jusqu’à 3 ou 4 km de haut), de 13 :00 UTC à 18 :00 UTC (Legain et al., 2013). Les radiosondages seront utilisés afin de contrôler l’évolution de la structure verticale moyenne de la CLA durant la journée et particulièrement en fin d’après-midi. En effet, ils permettent de mesurer la température, le contenu en vapeur d’eau et les composantes horizontales du vent, déduites de la position de la sonde, avec une résolution verticale d’une dizaine de mètres. Les radiosondages effectués tôt le matin nous permettront aussi d’initialiser nos simulations numériques.



Figure 3.2 – Photographie du déploiement de deux ballons sonde sur le site 1 pour une intercomparaison des systèmes de sondages. Photographie : Marie Lothon

(a)



(b)



(c)



Figure 3.3 – Site 2. (a) : zone d'observation de la campagne BLLAST, permettant l'étude de l'hétérogénéité de surface. (b) : vue des trois surfaces juxtaposées (une lande, un champ de maïs et une forêt) au-dessus desquelles (uniquement sur la lande et le champ de maïs) deux ballons captifs ont été déployés. (c) : Photographie d'un ballon captif déployé pendant la campagne BLLAST, entouré par des milans royaux volant dans un thermique. Photographies (a) : Google Earth. (b),(c) : Solène Derrien.

3.2.2 Les ballons captifs

Deux ballons captifs ont été déployés sur le site 2. Comme le montre la figure 3.3 (a), le site 2 est composé de trois surfaces juxtaposées, chacune d'environ 1.5 km de long, sur 500 m de large, aux couverts végétaux différents : une forêt, un champ de maïs et une lande. Ce site instrumenté est dédié à l'étude du rôle de l'hétérogénéité de surface. Outre les stations météorologiques équipant les trois types de surfaces, un dispositif de deux ballons captifs (l'un appartenant au LA et l'autre à l'université d'UTAH) opérant simultanément a été mis en place pour évaluer le rôle que peut avoir l'hétérogénéité de surface sur la première centaine de mètres d'atmosphère et sur la stabilisation de la couche de surface. Les ballons captifs déployés au-dessus du champ de maïs et de la lande (Fig. 3.3 (b)) sont équipés de sondes Vaisala TTS111 de mesure de la vitesse et de la direction du vent, de la température, de l'humidité et de la pression atmosphérique. En fonction de la stratégie de vol adoptée, chaque ballon captif pouvait être équipé de une à cinq sondes, espacées de 2, 3, 5 et 9 m par rapport à la sonde la plus basse. La période de mesure est de 1 seconde lorsque le ballon est équipé d'une seule sonde, et peut être de 3 jusqu'à 5 secondes, lorsque plusieurs sondes sont utilisées. La résolution verticale accessible grâce aux ballons captifs est d'environ 1 m. Pour la plupart des POI, du début d'après-midi jusqu'au coucher du soleil, ces deux ballons effectuaient simultanément :

- soit des ascensions et des descentes dans les 150 premiers mètres d'atmosphère,
- soit ils étaient maintenus à basse altitude (les sondes se trouvant alors dans les 15 premiers mètres au-dessus du sol).

La figure 3.4 représente un exemple de stratégie, où les deux ballons ont effectué simultanément des ascensions et descentes, puis des paliers bas.

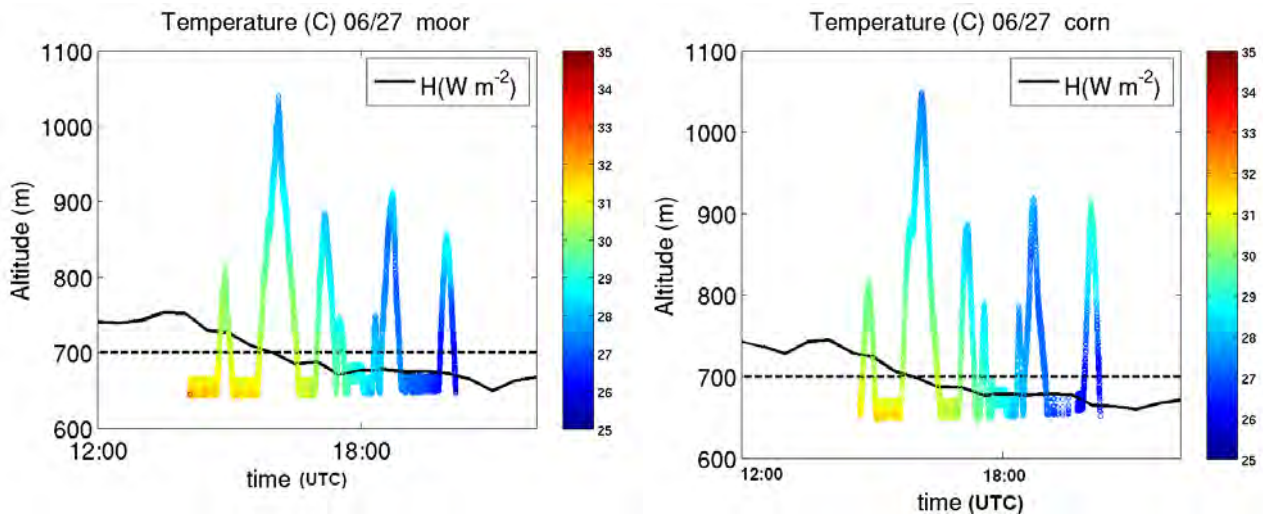


Figure 3.4 – Exemple de profils effectués par les sondes sous les deux ballons captifs pour la POI 7 (27 juin 2011). La couleur représente l'évolution de la température mesurée par les sondes (en °C). Le trait noir représente le flux de chaleur sensible (décalé de $+700 \text{ W m}^{-2}$) mesuré sur chaque surface.

3.2.3 Avions

Deux avions de recherche ont volé l'après-midi de chaque POI : l'avion de recherche français Piper Aztec (PA), de SAFIRE (Saïd et al., 2005), et l'avion de recherche italien Sky Arrow (SA) de Ibimet and Isafom (Gioli et al., 2006). Les deux avions possèdent des capteurs de pression, de température, d'humidité, de vent 3-D, et de concentration en CO_2 , à haute et moyenne fréquence. Les mesures turbulentes sont effectuées à 50 Hz (SA) et 25 Hz (PA) le long de chaque palier stabilisé en allure, en altitude et en direction (cap), de longueur comprise entre 25 et 40 km. Les avions volant à 65 m s^{-1} (PA) et 40 m s^{-1} (SA) et compte tenu de la fréquence d'acquisition des données, la résolution spatiale des mesures est d'environ 1 m (SA) et 3 m (PA). Ils permettent donc d'accéder à une large gamme d'échelles, du mètre à la dizaine de kilomètres. Les filières de traitement des données aéroportées du PA et du SA permettent de calculer les paramètres turbulents pour chaque palier afin d'obtenir les moments statistiques (tels que les moyennes, variances, covariances) ainsi que les caractéristiques spectrales telles que la dissipation ou les échelles intégrales.

La figure 3.5 représente la projection au sol des différents axes considérés pour les plans de vol des avions en fonction des objectifs. Les vols s'effectuent soit dans l'axe Nord-Sud, soit environ dans l'axe Est-Ouest, i.e. parallèlement ou perpendiculairement aux Pyrénées, et commencent en début d'après-midi, pour finir peu après le coucher du soleil. Les deux avions volent l'un après l'autre lorsque l'on souhaite avoir une bonne couverture temporelle, ou simultanément si l'on privilégie la couverture spatiale. Afin d'améliorer les statistiques, l'avion peut aussi effectuer le même palier un grand nombre de fois. Enfin, les altitudes des paliers dépendent de l'épaisseur de la couche limite z_i , dont le suivi s'effectue à l'aide du radar UHF, des radiosondages, des drones ou grâce aux profils verticaux hélicoïdaux des avions effectués au cours de la plupart des vols.

Dans cette étude, les données des avions seront utilisées pour améliorer notre compréhension de l'évolution de la turbulence au sein de la couche pendant la transition d'après-midi. Nous nous intéresserons tout particulièrement à l'ECT et aux variances des composantes du vent. Ces paramètres sont calculés le long de chaque palier. Les fluctuations turbulentes pour une variable sont alors définies en retranchant sa tendance linéaire le long du palier.

3.2.4 Les stations de mesures en surface

Pendant la campagne BLLAST, six stations de mesures ont été déployées au-dessus de différents couverts végétaux (un champ de blé, un champ de maïs, une lande, de l'herbe, une forêt et des prairies), avec des objectifs divers. La figure 3.6 illustre certains de ces sites. Outre les paramètres météorologiques moyens, tels que la température, l'humidité et les composantes du vent, des mesures turbulentes à 10 Hz ou 20 Hz (selon les stations de surface) sont également effectuées grâce aux instruments de mesures à haute fréquence. Les systèmes de mesures basés sur la méthode "d'eddy-corrélation" sont positionnés à une hauteur suffisante afin de s'assurer que les instruments se situaient bien dans la couche à flux constant de la couche de surface, c'est à dire environ 3 à 5 fois la hauteur de rugosité du milieu, excepté sur le mât en forêt où cela n'était techniquement pas possible.

Le mât permanent de 60 m appartenant à la plateforme permanente du Centre de Recherches Atmosphériques (correspondant au site 1) est instrumenté à 30 m, 45 m et

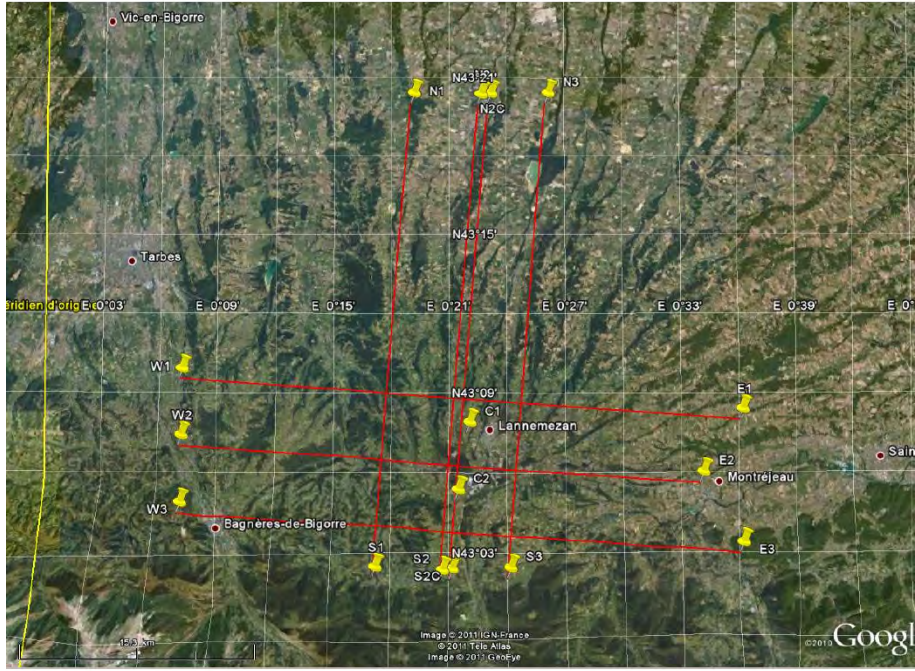


Figure 3.5 – *Vue satellitaire des axes considérés pour les plans de vol des avions. Les points S, E, W, N sont des repères pour les vols avions. C1 et C2 représentent les sites 1 et 2.*

60 m. Il fournit donc un profil vertical de la turbulence au-dessus de la surface. Dans cette thèse, seules les mesures à 60 m seront utilisées.

Dans cette étude, les bilans d'énergie et les bilans radiatifs sur différentes surfaces seront réalisés. En outre, les données turbulentes nous permettront d'estimer l'évolution des flux turbulents en surface, l'énergie cinétique de la turbulence (ECT), et les variances des scalaires et des composantes du vent. Une analyse spectrale sera menée afin de comprendre comment la turbulence évolue en surface pendant la transition d'après-midi. Aussi, les flux turbulents en surface serviront à l'initialisation de nos simulations numériques.

En surface, les fluctuations turbulentes ψ' pour toute variable ψ sont définies comme étant l'écart par rapport à la moyenne temporelle $\bar{\psi}$ effectuée sur un intervalle de 5, 10 ou 30 minutes. L'hypothèse de Taylor permet d'obtenir les caractéristiques spatiales de la turbulence en ne disposant que de mesures en un point : on considère que la turbulence est "gelée" et est advectée par le vent moyen.

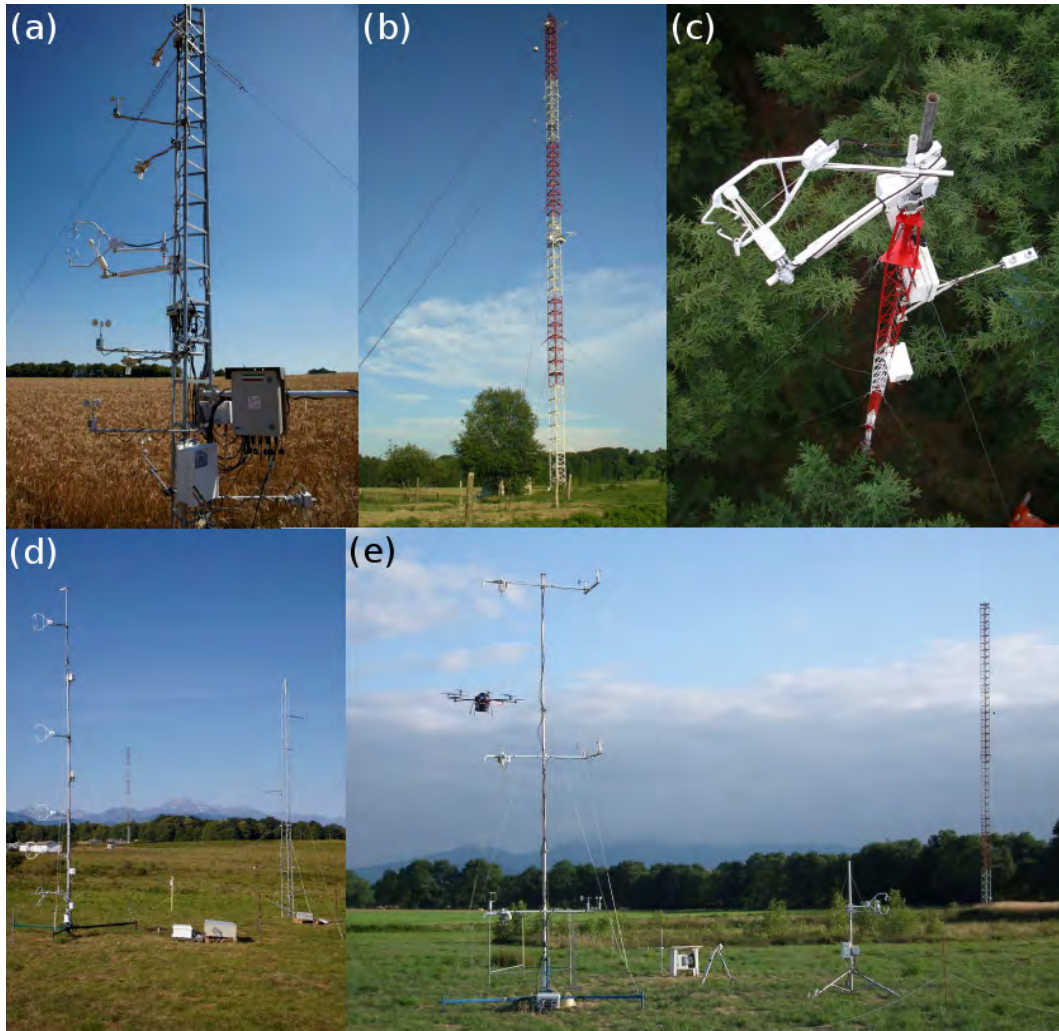


Figure 3.6 – Photographies de différents sites de mesures en surface. (a) : une des tours sur le site 1, au-dessus d'un champ de blé. (b) : le mât de 60 m sur le site 1. (c) : le mât équipé en forêt, sur le site 2. (d) : une tour instrumentée au-dessus d'une prairie. (e) : zone d'étude de l'hétérogénéité à la micro-échelle, sur le site 1. En arrière plan, on aperçoit le mât de 60 m, ainsi qu'un octocoptère volant au-dessus du site. Photographies : (a),(d) :Patrick Dumas. (b),(c) : Solène Derrien. (e) : Daniel Grenouillet (UPS).

3.3 Modélisation numérique avec une LES

3.3.1 Généralités sur les LES

La LES, ou simulation des grands tourbillons, est une simulation à haute résolution sur un domaine pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres qui résout les plus grands tourbillons du domaine de la turbulence. Elle est de nos jours perçue comme la technique la plus adaptée pour étudier les processus de la CLA (Stevens and Lenschow, 2001).

Les mouvements turbulents de l'air sont décrits par un système d'équation comprenant l'équation de continuité, les équations de Navier-Stokes et l'équation de la thermodynamique. Ce système ayant trop de degrés de liberté, il ne peut donc pas être résolu. Le fonctionnement des LES est basé sur la résolution d'un système d'équations dans lesquelles seules les échelles de mouvements ayant une limite inférieure (donnée par la taille de la grille) et une limite supérieure (donnée par la taille du domaine) sont résolues. De cette manière, entre 70 et 80 % de l'énergie des mouvements turbulents est résolue explicitement. Ces "grands tourbillons" transportent la plupart de l'énergie cinétique et contribuent le plus aux flux turbulents. Les mouvements des petites échelles (les tourbillons "sous-maille") sont enlevés (ou filtrés) lors de la résolution du système d'équation. Les équations qui en résultent pour les grands tourbillons possèdent des termes non linéaires représentant l'effet des petites échelles sur les grandes. Ces tourbillons sous-maille qui ne sont donc pas résolus explicitement, sont considérés comme homogènes et isotropes et sont représentés comme une fonction des variables résolues. On dit qu'ils sont paramétrés. L'impact du sous-maille est important près du sol, diminue rapidement avec l'altitude, puis redevient important près de z_i dans la zone d'entraînement (Sullivan and Patton, 2011).

Les LES se situent donc entre les simulations méso-échelle qui paramétrisent l'impact des processus turbulents sur les variables moyennes, et les simulations numériques directes (DNS), très puissantes, et qui permettent une approche de la turbulence où l'ensemble des tourbillons sont résolus.

3.3.2 Modèle LES utilisé

Le modèle de LES utilisé a été développé au NCAR (National Center for Atmospheric Research, Colorado) et est décrit dans Moeng (1984), Sullivan and Patton (2011), Patton et al. (2005). De nombreuses études de processus atmosphériques se sont appuyées sur ce modèle, pouvant être couplé (ou non) avec un modèle de surface, et pouvant simuler la présence de nuages. Vilà-Guerau de Arellano et al. (2005) ont étudié le transport ainsi que les transformations chimiques dues à la présence de cumulus. Lohou and Patton (2014) ont étudié l'influence de l'ombre des cumulus sur le bilan d'énergie en surface.

Ce modèle est basé sur les équations de Navier-Stokes, incluant les lois de conservation du moment, de la masse et la première loi de la thermodynamique. Il utilise une équation prognostique pour l'ECT, une méthode pseudospectrale pour l'advection horizontale du vent, et une méthode des différences finies à l'ordre 2 pour le schéma d'advection verticale du vent. L'intégration temporelle se fait en utilisant la méthode de Runge-Kutta à l'ordre 3 (Spalart et al., 1991). Le modèle sous-maille est basé sur

un modèle de viscosité turbulente de l'énergie cinétique de la turbulence proposé par Deardorff (1980), utilisé par Moeng (1984) et amélioré par Sullivan et al. (1994).

On utilise la notation $\langle \psi \rangle$ pour toute variable résolue ψ , afin de représenter le procédé de moyenne temporelle et de moyenne horizontale. Dans la suite de l'étude, les profils verticaux simulés sont moyennés horizontalement et sur une période de 30 minutes. Les fluctuations turbulentes ψ' sont définies comme étant la déviation par rapport aux moyennes horizontales instantanées.

3.4 Utilisation de ces moyens

Tout d'abord, l'ensemble des moyens expérimentaux permettra d'effectuer une caractérisation générale des différents types de transitions d'après-midi sur l'ensemble des POI (en s'aidant d'un grand nombre d'observations accessibles) afin d'acquérir une vision d'ensemble de la campagne. Ceci fera l'objet du chapitre 4. Les observations faites sur les différentes surfaces instrumentées, ainsi qu'à l'aide des ballons captifs déployés sur le site 2 permettront d'analyser le rôle de l'hétérogénéité de surface sur la TA. L'évolution des paramètres moyens dans les cents premiers mètres au-dessus de deux surfaces différentes pourront être comparées. Ceci fera l'objet du chapitre 5.

La LES idéalisée ne représente ni la complexité du terrain, ni celle de la végétation mais elle est forcée avec les observations de la campagne (à l'aide des radiosondages, des flux turbulents en surface, et des estimations d'advection et subsidence par les modèles de méso-échelle), rendant possible la comparaison des données issues des observations et de la simulation. L'utilisation combinée des observations et d'une LES idéalisée nous permettra d'étudier l'évolution de la structure verticale turbulente de la CLA pendant la période de transition d'après-midi. Ceci fera l'objet du chapitre 6. Les nombreuses observations aéroportées apporteront une information précieuse sur l'évolution de la turbulence au sein de la couche limite tandis que les stations de surface nous renseigneront continuellement sur la turbulence dans la couche de surface. La LES permet de compléter ces observations avec une plus grande finesse, à la fois verticalement et temporellement. Elle permettra également d'accéder à l'ensemble des termes du bilan d'ECT, que les observations ne peuvent pas aisément fournir. Enfin, elle permettra d'effectuer des tests de sensibilité à différentes conditions de cisaillement de vent afin de repérer l'importance de ce processus durant la transition d'après-midi.

La figure 3.7 représente, pour la POI du 20 juin 2011, la zone géographique du Plateau de Lannemezan, sur laquelle sont tracés les paliers des avions, le champ 2D de la LES et la masse d'air sur la dimension du footprint prise en compte lors des mesures des stations de surface.

Les spectres et les moments sont donc calculés différemment pour chacune des observations : pour les avions, les calculs sont effectués le long des paliers, pour la LES, le long d'une direction (quasiment dans le sens du vent) et moyennés ensuite sur l'autre direction, et pour la surface, les calculs sont effectués sur des intervalles de 30 minutes, ce qui correspond pour l'exemple du 20 juin 2011 à une masse d'air prise en compte d'environ 2 km.

Afin de mieux saisir à quel point ces mesures couvrent l'ensemble du spectre des fréquences caractéristiques de la turbulence de la CLA, le tableau B présenté dans l'annexe B regroupe l'échantillonnage des mesures, la longueur spatiale ou temporelle des échantillons, la couverture du spectre turbulent en nombres d'onde et le nombre d'échantillons qui sont considérés pour la journée du 20 juin 2011.

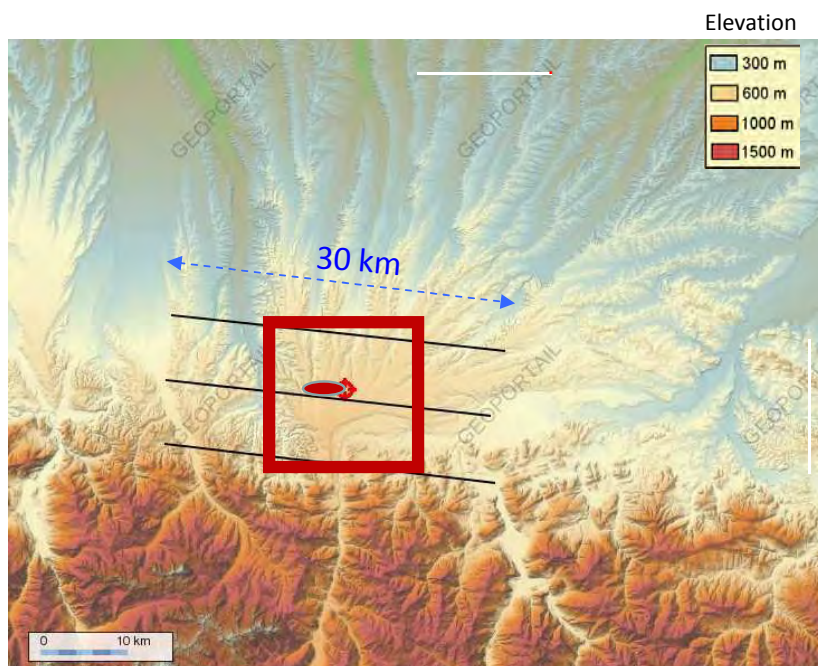


Figure 3.7 – Zone géographique du Plateau de Lannemezan, sur laquelle sont représentés, pour la journée du 20 juin 2011, les trajectoires des avions (lignes parallèles noires), la couverture de la LES (carré rouge) et la zone de footprint des mesures des stations de surface (ovale rouge).

Chapitre 4

Vision d'ensemble de la transition d'après-midi durant BLLAST

Le but de ce chapitre est d'effectuer une caractérisation générale des différentes transitions d'après-midi des 12 POI afin d'accéder à une vision d'ensemble de la campagne. On établira une classification des différents types d'après-midi observés, au travers des conditions météorologiques et des types d'évolution de la structure moyenne et turbulente de la couche limite. La durée de l'ensemble des transitions d'après-midi au-dessus de plusieurs surfaces instrumentées sera décrite. Enfin, on s'intéressera aux caractéristiques turbulentes de la CLA pendant la TA, en insistant sur la décroissance de l'ECT et l'évolution des échelles de la turbulence.

4.1 Caractérisation des Périodes d'Observations Intensives (POI)

4.1.1 Conditions météorologiques

Les 12 POI choisies pour étudier intensément la transition d'après-midi correspondent à des journées anticycloniques associées à un régime de circulation entre la montagne et la plaine avec des vents généralement faibles en surface, de Nord-Est, ou à des conditions post frontales, associées à des vents de Nord-Ouest, où quelques cumulus peuvent apparaître. Les évolutions temporelles du rayonnement solaire, de la vitesse et de la direction du vent, mesurées pour chaque POI au-dessus de la parcelle de lande du site 2, sont représentées sur la figure 4.1. La période de la transition d'après-midi est systématiquement indiquée par des zones grisées. Comme cette période varie d'une surface à une autre, on représente ici la période la plus longue, débutant dès que l'un des flux de surface atteint sa valeur maximale et se terminant lorsque tous les flux de chaleur sensible ont changé de signe. Le tableau 4.1 synthétise pour chaque POI : le régime à l'échelle synoptique, l'évolution de z_i , le module et la direction du vent de basse couche (obtenu avec l'UHF), le vent synoptique à 4 km (obtenu par le VHF), les valeurs approximatives des maxima des flux de chaleur sensible et latente sur le site 2 (au-dessus de la lande, du champ de maïs et de la forêt), la présence ou absence d'instabilités, de nuages et d'advection. A noter que la plupart des POI présentaient un flux d'Ouest ou de Nord-Ouest en altitude, moins typique que les flux de Nord-Est faibles plus généralement rencontrés sur le Plateau et qui auraient été davantage favorables

pour l'étude.

Contrairement aux autres journées de beau temps sans nuage, les journées du 14, 15, 24 et 30 juin présentaient quelques nuages de beau temps, ou bien des stratocumulus se développant le matin, puis se disloquant en petits cumulus de beau temps l'après-midi (Fig.4.1(a)). En surface, le vent était généralement faible pendant la campagne : pour la plupart des POI, le vent moyen sur 10 minutes ne dépasse pas 4 m s^{-1} , et 2 m s^{-1} en moyenne journalière (Fig.4.1(b)). L'évolution de la direction du vent indique différents régimes en surface (Fig.4.1(b)) : soit un vent de Nord-Est (les 14, 15, 20, 24 juin et les 1, 2, 5 juillet), soit un vent faible d'Ouest, les 19 et 30 juin. A la tombée du jour, un vent catabatique de Sud a souvent été observé, provenant de la chaîne Pyrénéenne située au Sud.

La figure 4.2(a) décrit l'évolution temporelle des flux de chaleur sensible pour l'ensemble des POI sur 6 surfaces différentes (décrites au §3.2.4) ainsi qu'au sommet du mât de 60 m. Pour chaque POI, l'intensité maximale du flux de chaleur sensible varie d'une surface à l'autre, passant de 100 W m^{-2} au-dessus de l'herbe et de la lande, à 400 W m^{-2} au-dessus de la forêt. Au-dessus des champs de blé et de maïs, ainsi que sur le mât à 60 m, les flux mesurés atteignent des intensités situées entre ces valeurs extrêmes. Concernant le flux mesuré sur le mât à 60 m, il semble logique d'obtenir une valeur intermédiaire : en effet, la zone de footprint de ce flux est plus étendue (puisque la mesure est effectuée en hauteur et non en surface). Ce flux prend donc en compte la contribution des différentes végétations avoisinant le mât et intègre les hétérogénéités de flux liées aux différents couverts végétaux.

On peut noter que le flux de chaleur sensible peut commencer à décroître (et donc que la transition d'après-midi commence, si l'on utilise la même définition que Nadeau et al. (2011)) avant que le rayonnement net ait atteint son maximum (Fig. 4.1(a)). Ceci a pour conséquence que la TA démarre alors que la couche limite s'épaissit encore pendant quelques heures, avant de décroître. Le §4.2 présentera la durée des différentes transitions d'après-midi pour les différentes POI et au-dessus des différents sites instrumentés.

Les trois POI du 25 au 27 juin représentent une période particulière de la campagne de mesures. Cette période est caractérisée par un vent de surface d'Est, légèrement plus sensible que lors des autres POI, de 3 m s^{-1} en moyenne journalière. Ce régime de vent atypique pour la zone d'étude s'explique par la présence d'une dépression dans la basse troposphère sur le Golfe du Lion, au-dessus de la mer Méditerranée. Les fortes températures de l'air dans l'ensemble de la troposphère induisent des flux de chaleur sensible très faibles, notamment les 26 et 27 juin.

Les flux de chaleur latente (Fig. 4.2(b)) sont davantage similaires d'une surface à l'autre et d'une POI à l'autre, atteignant environ 350 W m^{-2} à midi pour chaque POI.

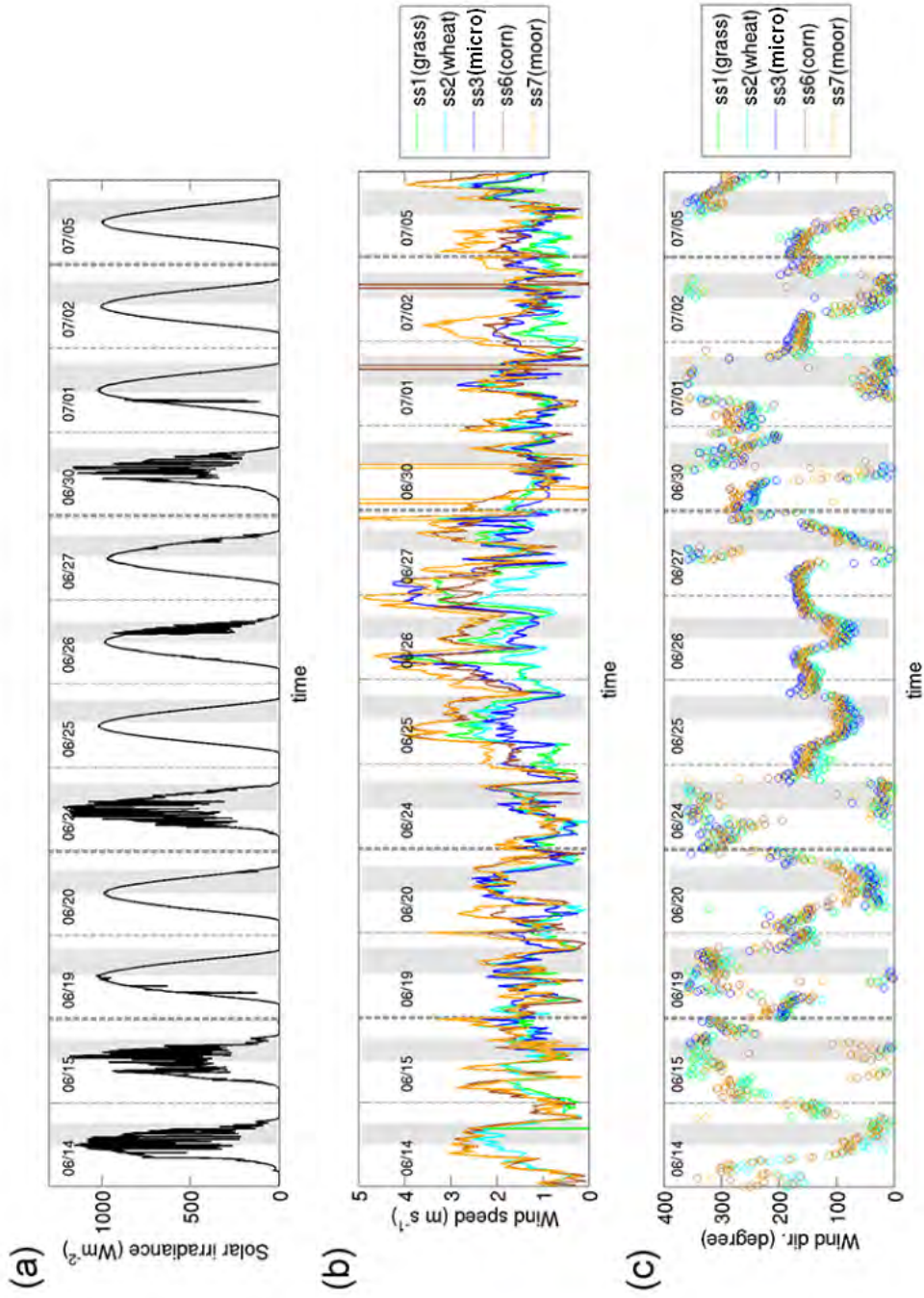


Figure 4.1 – Evolutions temporelles (a) du rayonnement solaire au-dessus de la parcelle de lande sur le site 2, (b) de la vitesse et (c) de la direction du vent, sur différentes surfaces, mesurés du 14 juin au 5 juillet 2011. Les après-midi des POI sont représentées par des bandes grisées. ss1= prairie, ss2 = blé, ss3 = site micro, ss4 = mât 60 m, ss5 = forêt, ss6 = maïs, ss7 = lande. Selon Lothon et al. (2014).

La figure 4.2(c) décrit l'évolution temporelle de la hauteur de la couche limite atmosphérique (z_i) pour l'ensemble des POI. L'estimation de z_i est faite par différentes méthodes, en fonction des observations que l'on utilise pour son calcul. Les différents critères utilisés dans notre étude sont :

- (C1) l'altitude à laquelle la température potentielle virtuelle (θ_v) dépasse un certain seuil déterminé à partir de la valeur de θ_v en surface,
- (C2) l'altitude du maximum d'humidité relative (Zhu and Albrecht, 2002),
- (C3) l'altitude du maximum de la dérivée première de la température potentielle,
- (C4) l'altitude du minimum de la dérivée première du rapport de mélange,
- (C5) l'altitude à laquelle est observée une forte diminution de la concentration en aérosols, mesurée par rétrodiffusion (analyse par ondelettes),
- (C6) l'altitude du maximum de la réflectivité radar (Jacoby-Koaly et al., 2002).

On applique les critères (C1), (C2), (C3) et (C4) sur les données des radiosondes et d'un drone léger, le SUMO (Reuder et al., 2012), le critère (C5) sur les données du lidar aérosol installé sur le site 1 et (C6) sur les données du profileur de vent UHF (également installé sur le site 1). La figure 4.2(b) représente uniquement les critères (C1) et (C2) pour les données des sondages et du SUMO, ainsi que les critères (C5) et (C6) pour la télédétection.

Tout d'abord, ces résultats montrent que la CLA se développe en moyenne jusqu'à 1000 m et n'atteint jamais plus de 1400 m au cours de la campagne. On note également que pour les journées du 25, 26 et 27 juin, la CLA était remarquablement peu épaisse (d'environ 800 m). Différentes classes de développement de la CLA ont pu être définies et seront discutées au §4.1.2. Alors que les différents critères d'estimation de z_i donnent des résultats semblables pour le développement de la couche limite en matinée, l'estimation de z_i en fin de journée devient beaucoup plus délicate : lors des après-midi du 19, 24, 30 juin, et 1, 2, 5 juillet, les estimations à l'aide des différents critères diffèrent. Pour ces journées, l'épaisseur de la couche mélangée déterminée à l'aide de critères thermodynamiques (C1) et (C2) décroît dans le temps en fin d'après-midi, tandis que l'inversion sommitale résiduelle (C6) et la couche d'aérosols (C5) gardent une épaisseur à peu près constante. Ces différences d'estimations de z_i montrent l'importance de sa définition pendant la période de transition, comme mentionné dans Grimsdell and Angevine (2002).

Cette vue d'ensemble des différentes POI montre la diversité des conditions de beau temps rencontrées lors de la campagne. Des descriptions des conditions météorologiques synoptiques de chaque POI sont accessibles sur le site web de BLLAST (<http://bllast.sedoo.fr/documents>).

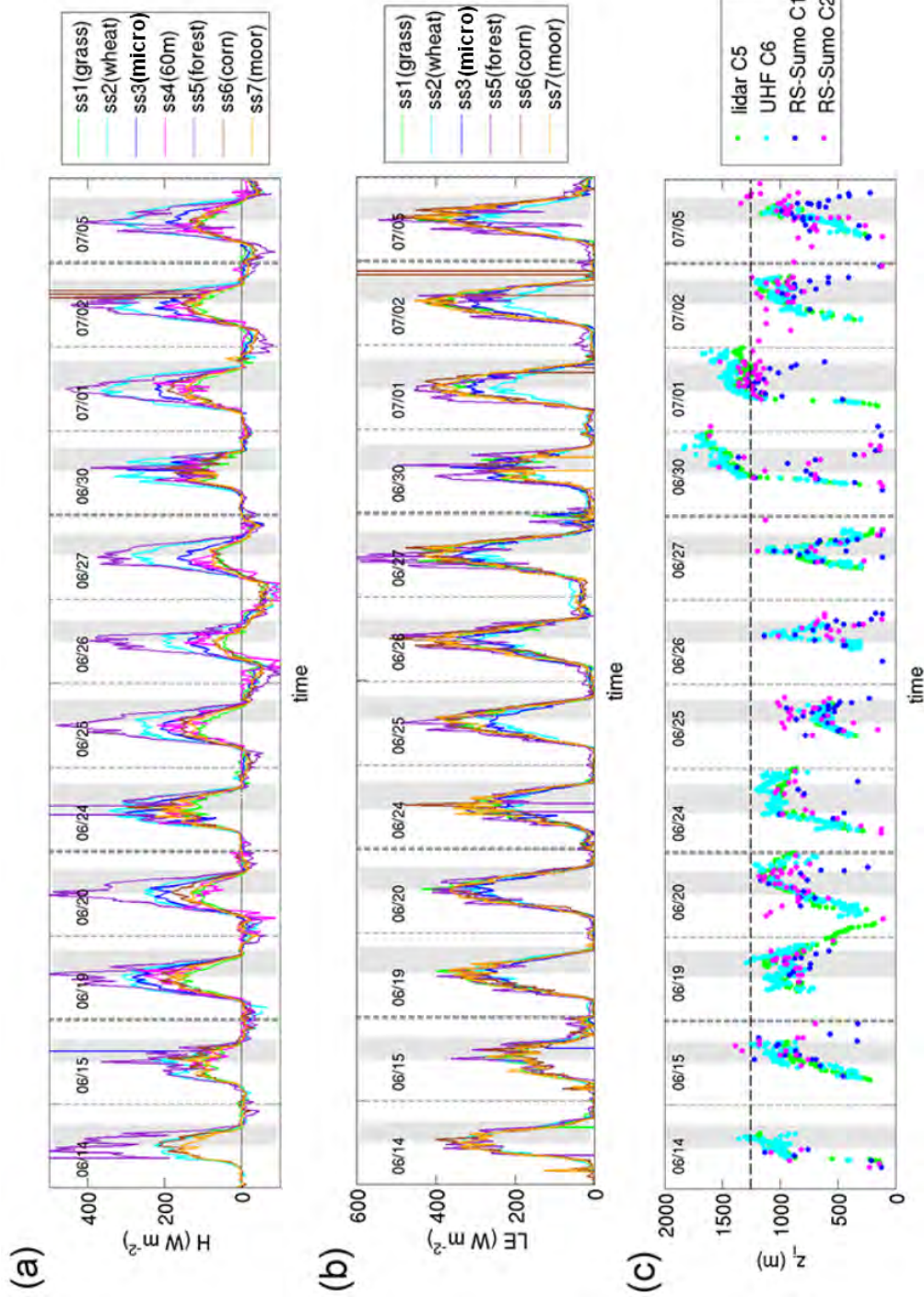


Figure 4.2 – Evolution temporelle du flux de chaleur sensible (a) et latente (b) pour l'ensemble des POI, mesurés au-dessus d'une parcelle d'herbe (vert), de lande (orange), d'un champ de blé (bleu cyan), et de maïs (marron), d'une forêt (violet), du site d'hétérogénéité de surface à micro-échelle (bleu) et en haut du mât de 60 m (rose). (c) Evolution temporelle de l'estimation de z_i à partir de différentes mesures, et différents critères (C1) en bleu foncé, (C2) en rose, (C5) en vert et (C6) en bleu cyan, définis dans le texte. Les après-midi des POI sont représentées par des bandes grisées. Selon Lothon et al. (2014).

4.1.2 Classification de l'évolution diurne de la CLA

L'évolution diurne de la CLA est étudiée dans cette partie, à partir des données lidar et UHF. Ces données permettent d'estimer l'altitude de l'inversion sommitale de la CLA (à l'aide des critères (C5) et (C6) précédemment présentés), que l'on normalise ensuite par la hauteur maximale de la couche pour chaque journée, afin de pouvoir comparer les évolutions de couche limite des différentes journées entre elles. La figure 4.3 montre les différents développements de couche limite pour chacune des POI. Trois groupes distincts peuvent être créés :

1. les cas "typiques", ou les plus fréquents pendant BLLAST, caractérisés par un taux de croissance d'intensité moyenne durant la matinée, et une légère décroissance en fin de journée. Les journées du 15, 20, 24, 25, 30 juin et 2 juillet correspondent à ce type d'évolution.
2. les cas de croissance rapide de la couche limite pendant la matinée, suivis d'une couche d'épaisseur constante l'après-midi, comme lors des journées du 14, 19 juin, et du 1^{er} juillet.
3. les cas de croissance lente de la couche limite pendant la matinée, suivis d'une décroissance rapide dans l'après-midi. Ce cas correspond aux 26 et 27 juin et au 5 juillet.

Concernant la première classe dite "typique", l'épaisseur maximale est atteinte en environ 4 heures à partir du moment où la couche limite commence à se développer. Dans le cas de croissance rapide, l'épaisseur maximale est atteinte en 1h30 environ, et dans le cas de croissance lente, en 5 ou 6h.

L'évolution de la structure verticale observée pour ces trois différents cas, est représentée sur les figures 4.4 et 4.5 (grâce à trois exemples types). La figure 4.4 représente une coupe hauteur-temps, du taux de dissipation de l'ECT, estimé à partir du profileur de vent UHF, pour les journées du 24 juin, du 1^{er} juillet et du 26 juin (exemples respectifs des classes (1), (2) et (3)). L'évolution de la couche limite de ces trois journées est superposée aux coupes hauteur-temps. La figure 4.5 représente les profils verticaux de température potentielle obtenus à partir d'une sélection de radiosondages (provenant des sondages classiques ou des sondages fréquents), pour ces mêmes journées. Pour les deux premiers cas, on peut voir sur la figure 4.4 qu'un découplage se fait en fin d'après-midi entre le sommet de la couche mélangée turbulente et l'inversion sommitale. Ce résultat est cohérent avec les observations de Grimsdell and Angevine (2002) et Angevine (2008), établissant que la couche turbulente décroissante se découple de l'inversion avec le temps. Le découplage se fait entre 14 :00 et 16 :00 UTC, puis, entre 16 :00 et 18 :00 UTC, la couche turbulente décroît plus rapidement. Pour le cas de croissance lente (le 26 juin 2011), la décroissance de la couche mélangée turbulente se fait de manière simultanée avec la décroissance de l'inversion dans la première partie de l'après-midi.

La figure 4.5(b) permet de voir que le 1^{er} juillet, la croissance rapide de la couche limite dans la matinée est due à la présence d'une couche résiduelle quasiment neutre. Elle est notamment visible sur le profil de θ à 07 :30 UTC, au-dessus de la couche mélangée d'environ 200 m d'épaisseur. Une fois que le mélange turbulent permet à la température d'atteindre la température de cette couche résiduelle, cette dernière s'intègre rapidement à la couche mélangée, comme on peut le voir sur le profil de 10 :50

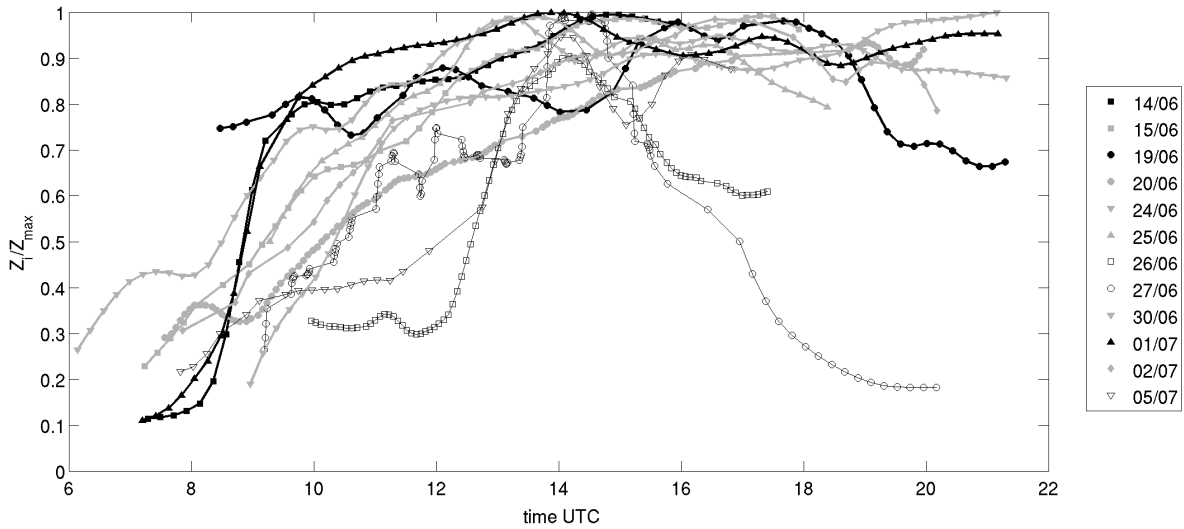


Figure 4.3 – Evolution temporelle de la hauteur de la couche limite z_i , déterminée par rétrodiffusion lidar sur le site 1 pour l'ensemble des POI, excepté pour le 26 juin où z_i a été estimé à l'aide du radar UHF (pour cause de données manquantes du lidar). z_i est divisé par la hauteur maximale atteinte chaque journée, afin de pouvoir comparer les journées entre elles. Une moyenne glissante sur une heure est également effectuée. Chaque POI est représentée par un symbole (détaillé dans la légende). Trois types d'évolution ont été identifiés : les croissances rapides (lignes noires épaisses), les évolutions "normales" (lignes grises épaisses) et les évolutions lentes (lignes noires fines). Selon Lothon et al. (2014).

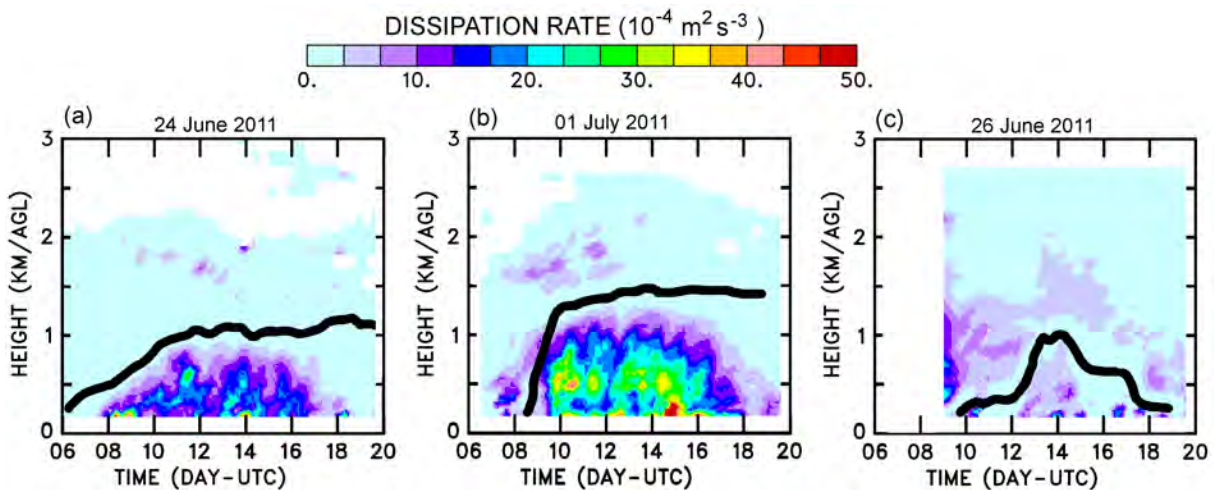


Figure 4.4 – Coupes transversales en temps et altitude du taux de dissipation de l'ECT, estimé à partir du profileur de vent UHF sur le site 1, (a) le 24 juin, (b) le 1^{er} juillet, et (c) le 26 juin. L'évolution de la couche limite (estimée avec le critère (C5)) est indiquée par un trait épais noir. Selon Lothon et al. (2014).

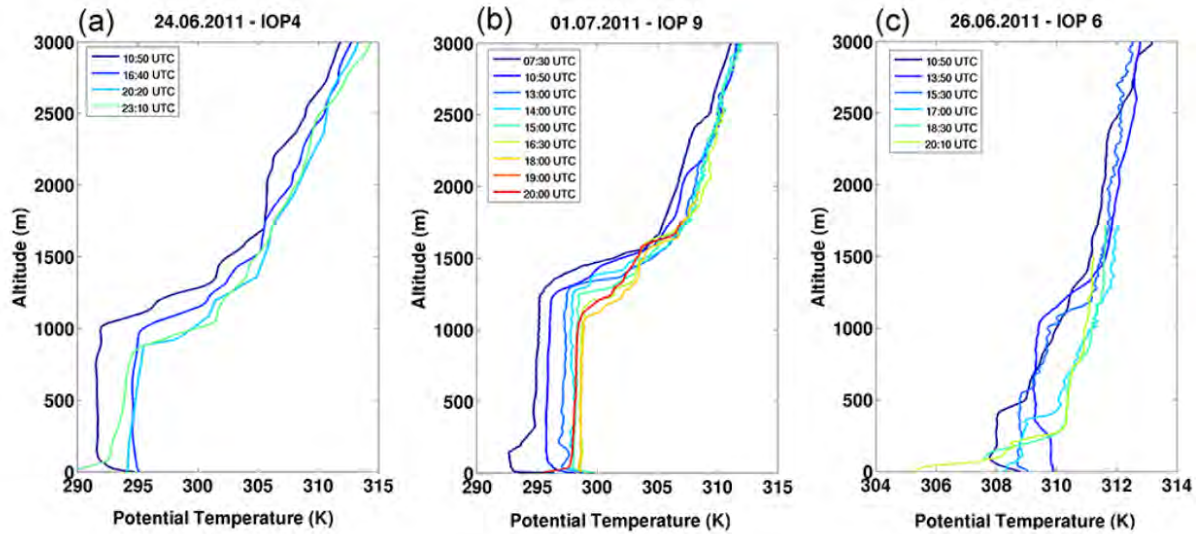


Figure 4.5 – Profils verticaux de θ obtenus par radiosondages, (a) le 24 juin, (b) le 1^{er} juillet, et (c) le 26 juin. A chaque heure de lâcher de sonde correspond une couleur. Selon Lothon et al. (2014).

UTC. Par ailleurs, cette journée présentait une forte turbulence, comme l'indique le fort taux de dissipation d'ECT (Fig. 4.4(b)), avec une couche limite plutôt épaisse (Fig. 4.2(c)). Les radiosondages fréquents mettent en évidence la présence d'une subsidence de grande échelle : l'altitude de l'inversion de température au-dessus de la couche mélangée diminue dans l'après-midi. Blay-Carreras et al. (2014b) ont étudié cette POI en détail et ont en particulier analysé l'impact de la couche résiduelle et de la présence de subsidence sur le développement de la couche limite au cours de la journée.

Le cas du 26 juin est illustré sur les figures 4.4(c) et 4.5(c). Cette journée se caractérise par une très faible croissance de la couche limite, une forte température atmosphérique (de 10 K de plus que pour les autres journées) et des flux très faibles. La décroissance du taux de dissipation de l'ECT était en phase avec la décroissance du sommet de la couche limite, dès le début d'après-midi. Contrairement au cas du 1^{er} juillet, la stabilisation de la couche de surface débute plus tôt, vers 17 :00 UTC, comme on peut le voir sur le radiosondage (Fig. 4.5(c)).

Le cas du 24 juin (Fig. 4.4(a) et 4.5(a)) illustre un cas typique de développement et d'évolution de couche limite. C'est un cas plutôt similaire au cas du 1^{er} juillet, à la différence que la croissance de la couche limite se fait moins rapidement car il n'y a pas de couche résiduelle et le taux de dissipation de l'ECT est moins fort.

POI	Régime à l'échelle synoptique	z_i : maximum, évolution et tendance en TA	Vent en basse couche (UHF)	Vent synoptique à 4 km (VHF)	H maximal sur le site 2 : lande/maïs/forêt ($W m^{-2}$)	LE maximal sur le site 2 : lande/maïs/forêt ($W m^{-2}$)	Présence d'instabilité (convection profonde)	Présence de nuages	Présence d'advection
15 juin	Ouest puis Ouest Sud-Ouest faible	1000 m, typique, faiblement décroissante	Faible (<3 m s ⁻¹), de Nord-Est	Ouest (12 m s ⁻¹)	Flux faibles. H ≈ 100/100/200	LE 200/200/200	Sur la chaîne pyrénéenne. Orage le soir.	Nuages bas le matin. Cumulus l'après-midi. convection de fin de journée.	Entrée humide entre 1000 m et 1500 m avec vent d'Ouest Sud-Ouest.
19 juin	Ouest. Subsidence anticyclonique	1000 m, rapide, faiblement décroissante	Faible, d'Ouest (<3 m s ⁻¹)	Ouest (20 m s ⁻¹)	H ≈ 150/150/375	LE 300/300/300	Néant	Néant	Humidification et réchauffement de la basse troposphère.
20 juin	Ouest. Anticyclonique.	1000 m, typique, faiblement décroissante	Faible, d'Est (<3 m s ⁻¹)	Ouest (14 m s ⁻¹)	H ≈ 100/100/400	LE 350/350/350	Néant	Néant	Advection de température avant 11 :00 UTC. Profil d'humidité complexe.
24 juin	Ouest faible au-dessus de 1500 m. Etablissement anticyclonique.	1000 m, typique, constante	Faible, de Nord-Est (<2 m s ⁻¹)	Ouest puis Nord-Ouest (12 m s ⁻¹)	H ≈ 150/150/200	LE 250/250/250	Néant	Cumulus le matin. Clair l'après-midi.	Néant
25 juin	Pas de vent synoptique. Anticyclonique. Air chaud.	600 m, typique, faiblement décroissante	Légerement plus sensible (5 m s ⁻¹), d'Est	Nord-Ouest puis Ouest (8 m s ⁻¹)	H ≈ 100/100/400	LE 400/400/400	Néant	Néant	Humidification au-dessus de 500 m
26 juin	Pas de vent synoptique. Anticyclonique. Air chaud et sec.	1000 m, lente (saut brutal de 400 m à 1000 m à 12 :00 UTC), décroissante	Légerement plus sensible (5 m s ⁻¹), d'Est	Très faible, tourne Sud (<6 m s ⁻¹)	H ≈ 30/30/300	LE 400/400/400	Néant	Cumulus venant des sommets vers les plaines à 14 :00 UTC	Radiosondages difficiles.
27 juin	Pas de vent synoptique. Anticyclonique. Air très chaud (cancule)	1200 m, lente jusqu'à 14 :00 UTC, décroissante (dès 15 :00 UTC)	Variable, d'Est (<3 m s ⁻¹)	Très faible, tourne Sud-Ouest (<3 m s ⁻¹)	H ≈ 40/40/300	LE 400/400/400	Néant	Nuages au-dessus des sommets l'après-midi.	Radiosondages difficiles.
30 juin	Ouest. Retour en condition anticyclonique.	1400 m, typique, constante (forte inversion)	Très faible, d'Ouest (<3 m s ⁻¹)	Ouest (10 m s ⁻¹)	H ≈ 100/100/100	LE 200/200/200	Instable en matinée	Très nuageux le matin. Dislocation l'après-midi.	Profil de température livresque.
1 juillet	Ouest	1400 m, rapide, constante (forte inversion)	Faible, de Nord-Est (<4 m s ⁻¹)	Nord-Ouest (14 m s ⁻¹)	H ≈ 100/150/400	LE 400/400/400	Néant	Cumulus en fin de matinée qui disparaissent ensuite.	Néant
2 juillet	Ouest	1000 m, typique, légèrement décroissante	Faible, de Nord-Est (<3 m s ⁻¹)	Ouest (10 m s ⁻¹)	H ≈ 100/100/350	LE 400/400/250	Instable sur les Pyrénées espagnoles	Néant	Profil d'humidité complexes sur les radiosondages.
5 juillet	Ouest. Coup de vent fort en fin de journée.	1200 m, lente, décroissante	Faible, de Nord-Est (<3 m s ⁻¹)	Nord-Ouest puis Ouest (5 m s ⁻¹)	H ≈ 80/80/300	LE 450/450/450	Néant	Néant	Profil d'humidité complexes sur les radiosondages.

Tableau 4.1 – *Tableau résumant pour chaque POI : le régime de vent à l'échelle synoptique, l'évolution de z_i , le module et la direction du vent en basse couche et à 4 km, les valeurs approximatives des maxima de flux de chaleur sensible et latente sur le site 2, la présence d'instabilité, de nuages et d'advection.*

4.2 Durée des transitions d'après-midi

La période de transition d'après-midi peut être définie de différentes manières, d'un point de vue de la surface ou du sommet de la couche limite (§2.5). Dans notre étude, nous nous placerons du point de vue de la surface et utiliserons la définition de Nadeau et al. (2011), i.e. comme la période comprise entre le moment où le flux de chaleur sensible est maximal, jusqu'à son changement de signe. La figure 4.6 représente la durée de la transition d'après-midi en fonction de l'heure à laquelle le flux de chaleur sensible en surface commence à diminuer, pour l'ensemble des POI et des différents sites instrumentés. En accord avec ce qui a été observé par Grimsdell and Angevine (2002), la TA peut durer plusieurs heures et commencer très tôt, dès 10 :00 UTC. La période caniculaire des 25, 26 et 27 juin est caractérisée par la plus courte durée de TA dans la campagne (3 h), du fait que les flux de chaleur sensible changent de signe très tôt dans l'après-midi. Au-dessus de l'herbe et de la lande, qui sont des surfaces ayant de fortes fractions évaporatives, le maximum du flux de chaleur sensible peut être atteint tôt dans la journée, et les TA peuvent durer de 3-4 heures jusqu'à 7-8 heures. Au contraire, au-dessus de la forêt ou du blé, le maximum du flux est souvent atteint autour de 12 :00 UTC, et les TA durent environ 6 heures. La figure montre que la variabilité de la période de la TA diffère en fonction de la couverture végétale mais aussi en fonction des conditions météorologiques. Le fait que sur certaines canopées, la transition puisse commencer très tôt, dès 10 :00 UTC, montre même la difficulté de nommer correctement cette période.

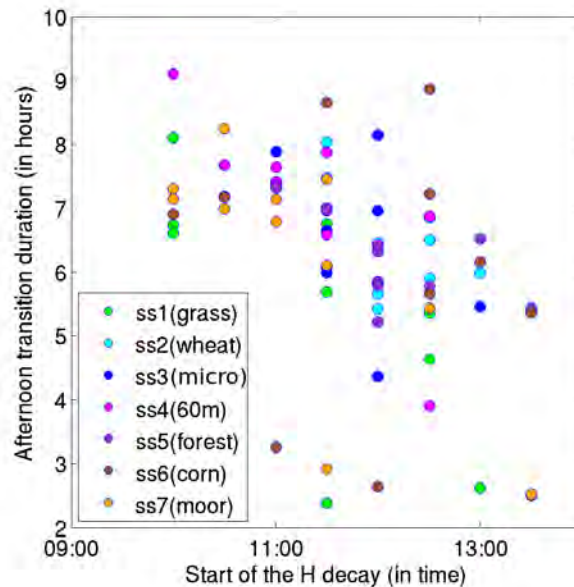


Figure 4.6 – *Durée des transitions d'après-midi en fonction du début de décroissance du flux de chaleur sensible au-dessus de différents couverts végétaux, pour l'ensemble des POI et l'ensemble des sites (distingués par les différentes couleurs).*

4.3 Décroissance de l'ECT

La campagne BLLAST a fourni de nombreuses observations turbulentes à différents niveaux de la couche limite grâce aux mâts instrumentés déployés dans la couche de surface (entre 2 m et 60 m), à la sonde turbulente embarquée sur un ballon captif (à environ 300 m), à la succession des vols des avions (dans l'ensemble de la couche mélangée) et des drones (en-dessous des avions), et aux profils verticaux de la vitesse verticale du vent obtenus à l'aide du lidar Doppler. L'ensemble de ce jeu de mesures permet d'étudier en détail les processus turbulents dans l'intégralité de la couche limite, dont l'évolution de l'ECT et des échelles turbulentes pendant la transition d'après-midi. La figure 4.7(a) représente la décroissance de l'ECT mesurée à l'aide de 5 stations en surface et des observations des deux avions, pour l'ensemble des POI. Cette figure montre que la décroissance de l'ECT se fait en deux étapes : une première phase de décroissance lente (débutant vers 15 :00 UTC), puis une deuxième phase caractérisée par une décroissance rapide à partir de 17 :00 UTC. La présence de deux régimes dans la décroissance de l'ECT a déjà été observée par Nadeau et al. (2011). On comprend en quoi, pour étudier la transition de fin d'après-midi, il paraît important de considérer la période de transition de l'après-midi toute entière, période pouvant commencer très tôt, afin de partir de conditions purement convectives avec une couche limite bien mélangée. La croissance de l'ECT que l'on peut observer parfois à partir de 18 :30 UTC sur les mesures faites en surface est due à la mise en place d'un vent catabatique de Sud, dû au retournement de la circulation plaine-montagne.

La décroissance de l'ECT a tout d'abord été représentée sans aucune normalisation (Fig. 4.7(a)). Pourtant, on représente fréquemment la décroissance de l'ECT :

- soit à l'aide d'un diagramme logarithmique de l'ECT intégrée sur toute la hauteur de la couche limite (notamment pour les études numériques utilisant des LES),
- soit lorsqu'il s'agit de l'ECT observée en surface, en la normalisant par le carré de l'échelle de vitesse convective vers midi.

Le temps est généralement aussi normalisé par l'échelle de temps de convection à midi (Sorbján (1997) ou Nadeau et al. (2011)) : il n'existe pour l'instant pas de méthode de normalisation efficace évoluant dans le temps, et prenant en compte la diminution des flux de surface, w_* tendant vers 0. La figure 4.7(b) représente l'évolution de l'ECT en surface normalisée par l'échelle de vitesse convective variant dans le temps, w_* , ainsi que l'ECT normalisée par l'échelle de vitesse convective prise lors du maximum du flux de flottabilité, w_{*0} . L'application de ces normalisations ne réduit pas la dispersion de l'ECT présentée sur la figure 4.7(a). Lorsque l'ECT est normalisée par w_* , ECT/w_* reste constant jusqu'à environ 15 :00 UTC : la normalisation classique semble pouvoir être appliquée, bien que l'énergie du système ait commencé à décroître. Cependant, après 15 :00 UTC, ECT/w_* diminue : la normalisation ne peut plus être appliquée. La transition du régime convectif vers le régime stable pourrait être considérée uniquement à partir du moment où les lois de normalisation du régime convectif ne s'appliquent plus, lorsque la quasi-stationnarité du système est remise en question.

Le processus de décroissance de l'ECT pendant la transition de fin d'après-midi apparaît à toutes les hauteurs au sein de la couche limite. Cette décroissance générale est cohérente avec les résultats de Nadeau et al. (2011), qui ont modélisé la décroissance de l'ECT dans la couche de surface à l'aide d'un modèle incluant les paramètres de couche mélangée, plutôt qu'une paramétrisation basée sur des paramètres de surface. Ce résultat confirme également la normalisation proposée par van Driel and Jonker

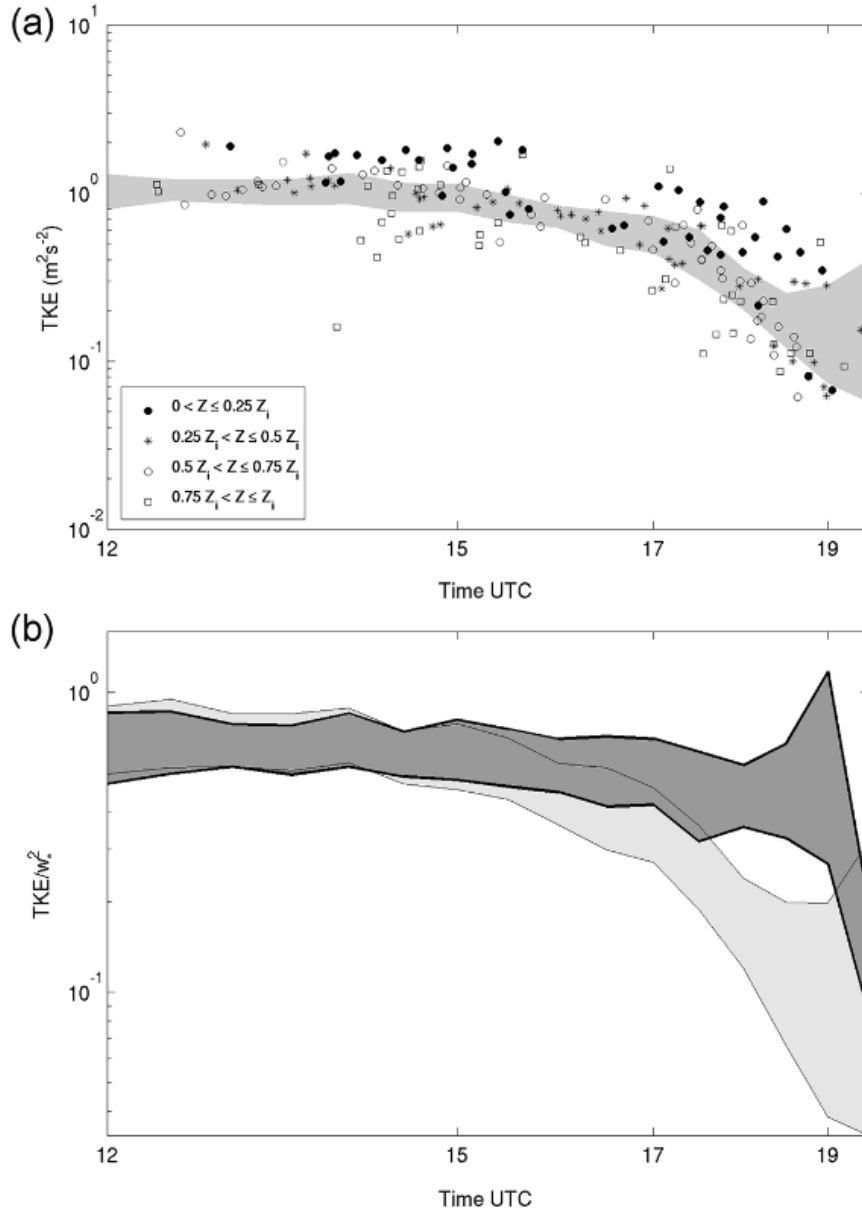


Figure 4.7 – (a) : Décroissance de l’ECT (notée TKE) pour l’ensemble des POI sur 5 surfaces différentes (zone grisée, représentant de 25% à 75% du quantile des estimations en surface) et mesurée par les avions Piper Aztec et Sky Arrow (représentés par différents symboles en fonction de l’altitude). (b) Evolution de l’ECT normalisée par w_* (gris foncé) et par w_{*0} (gris clair), où w_{*0} correspond à w_* lorsque le flux de flottabilité est maximum. Selon (Lothon et al., 2014).

(2011).

En combinant observations et simulation, l'analyse approfondie de la décroissance de l'ECT en fonction de l'altitude et en fonction des différents forçages sera menée sur le cas d'étude du 20 juin 2011 dans la partie 6.1.

4.4 Evolution des échelles intégrales

On a vu que la question de l'évolution des échelles pendant la TA reste toujours ouverte et qu'il était nécessaire de la documenter davantage avec de nouvelles observations. La figure 4.8(a) représente l'évolution temporelle de l'échelle intégrale de la vitesse verticale du vent pour l'ensemble des POI, à partir des observations faites en surface et dans la couche limite grâce au Piper Aztec. L_w est calculée à partir de la fonction d'autocorrélation R_w (Lenschow and Stankov (1986)), et est estimée ici comme étant l'intégration de R_w jusqu'à son premier zéro. Λ_w est estimée en appliquant aux spectres observés un modèle spectral analytique simple, de la forme $S(n) \approx \frac{1}{1 + \frac{3}{2} \frac{n^{5/3}}{n_0}}$, où

S est la densité spectrale d'énergie, n est la fréquence et n_0 la fréquence du maximum d'énergie. En accord avec la théorie, l'échelle intégrale augmente avec l'altitude : elle est inférieure à 10 m près de la surface, et supérieure à 100 m dans la couche mélangée. Près de la surface, l'échelle intégrale décroît après 15 :00 UTC, tandis qu'elle augmente légèrement après 17 :00 UTC dans la couche mélangée. Cela signifie qu'elle ne varie quasiment pas pour une grande partie de la TA. Ce résultat est cohérent avec Grant (1997) observant une augmentation tardive de ces échelles, et diffère de ceux de Nieuwstadt and Brost (1986) et Pino et al. (2006a), observant des échelles turbulentes de w qui ne varient quasiment pas pendant la transition d'après-midi.

La figure 4.8(b) représente l'évolution du rapport entre l'échelle intégrale et la longueur d'onde du maximum de la densité spectrale d'énergie, pour la vitesse verticale du vent, et pour l'ensemble des POI, à partir des mesures en surface et du Piper Aztec. Il est intéressant de normaliser l'échelle intégrale de cette façon, puisque cette normalisation ne dépend pas de z_i , dont la détermination devient difficile en fin de journée (comme on l'a précisé précédemment). En période convective (en milieu de journée), ce rapport vaut environ 0.35 en surface, et 0.15 au sein de la couche limite. Ces valeurs vérifient les résultats que l'on trouve dans la littérature (Lenschow and Stankov (1986)). On trouve que ce rapport reste constant jusqu'à 16 :30 ou 17 :00 UTC, c'est-à-dire jusqu'à la phase de décroissance brutale de l'ECT. A partir de ce moment, le rapport L_w/Λ_w décroît en surface, signifiant que l'évolution des échelles intégrales se fait plus lentement que l'évolution de la longueur d'onde du maximum des spectres d'énergie. Au sein de la couche limite, c'est le contraire : le rapport augmente, ce qui signifie que les échelles intégrales évoluent plus vite que la longueur d'onde du maximum des spectres d'énergie.

Cette différence de comportement des échelles en fonction de l'altitude sera étudiée de manière plus approfondie à l'aide d'une analyse spectrale faite sur les observations et la LES, pour le cas du 20 juin 2011, dans la partie 6.1.

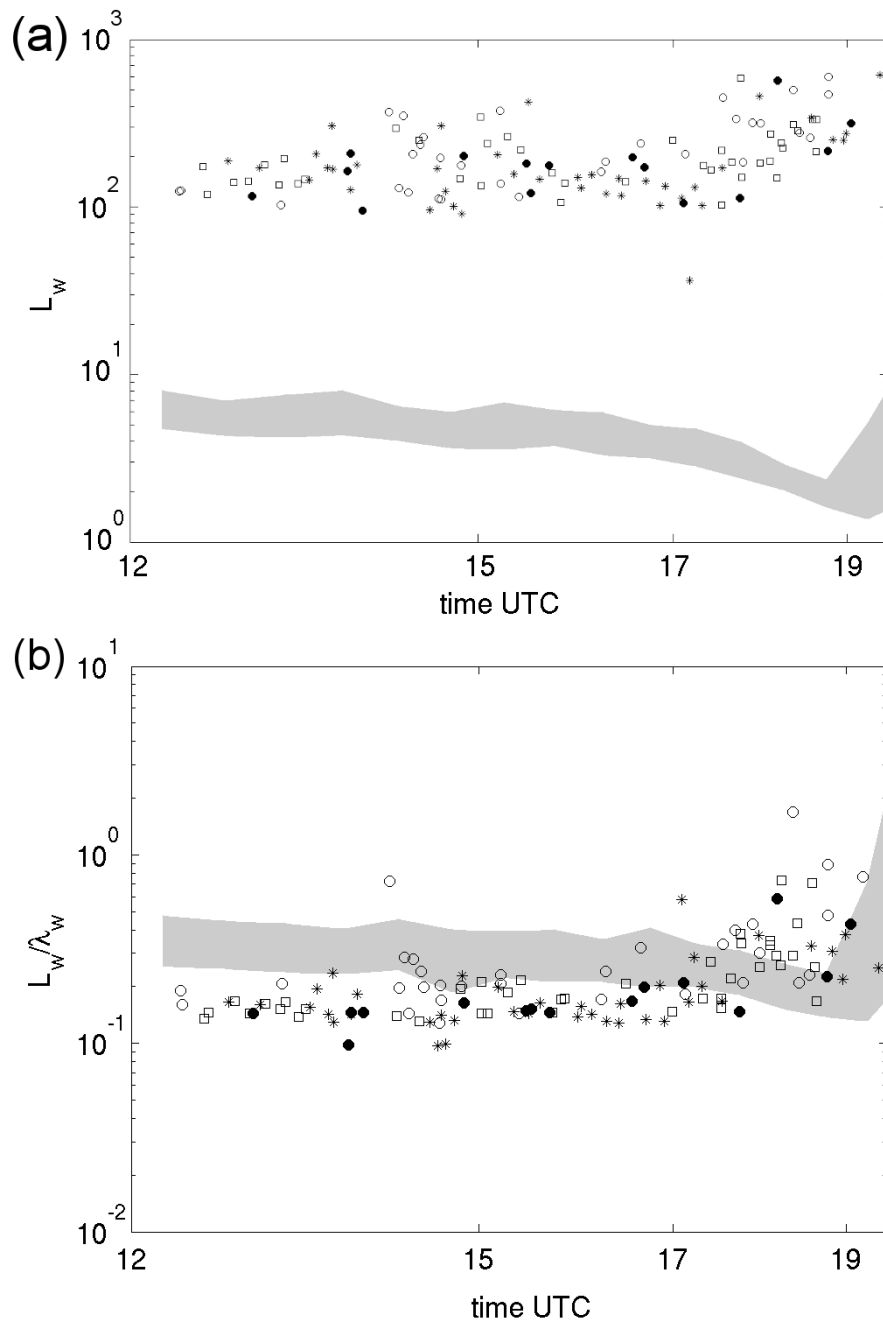


Figure 4.8 – Evolution temporelle (a) de L_w (i.e. l'échelle intégrale de w), et (b) du rapport entre L_w et Λ_w (notée λ_w sur la figure), pour l'ensemble des POI. La zone grisée représente de 25% à 75% du quantile des estimations en surface et les mesures par le Piper Aztec sont représentées par différents symboles en fonction de l'altitude (cf. fig.4.7).

4.5 Synthèse de la vue d'ensemble de la TA pendant BLLAST

Ce chapitre a permis d'effectuer une vue d'ensemble générale de l'ensemble des transitions d'après-midi pendant la campagne BLLAST. Tout d'abord, une caractérisation simple des journées a été effectuée, notamment en fonction des conditions météorologiques et du développement de la couche limite, ce qui a permis de séparer les types d'évolution de couche limite en trois groupes : les journées au développement classique de la couche limite, les journées au développement rapide de la CLA, dû à la présence d'une couche résiduelle au-dessus de la couche mélangée, et enfin les journées au faible développement de la couche limite, dû à une forte subsidence de grande échelle ainsi qu'à des flux faibles et peu de turbulence. On a également identifié une période très chaude, associée à des flux de chaleur en surface très faibles, une forte fraction évaporative, et très peu de turbulence, tout ceci réduisant fortement le développement de la couche limite.

Cette diversité des cas observés est à la fois une richesse et un handicap. Une richesse car la TA peut être étudiée dans diverses conditions et un handicap car la non répétition des mêmes conditions rend l'approche statistique plus compliquée. Dans notre cas, cette étude a notamment permis de sélectionner un cas d'étude qui sera présenté au chapitre 6.

Ensuite, les questions de définition et des limites de la normalisation ont été abordées, à travers l'étude de la durée des TA, de la décroissance de l'ECT et de l'évolution des échelles caractéristiques de la turbulence. Il a été vu qu'en prenant un point de vue de la surface pour définir la TA (à partir de la flottabilité), l'heure à laquelle la TA débute (entre 10 :00 UTC et 13 :15 UTC) ainsi que son étalement temporel (pouvant durer de 3 h jusqu'à 8 h) varient fortement d'une journée à l'autre, mais aussi d'une surface à l'autre.

D'un point de vue de la turbulence, il est apparu que pendant la TA, la décroissance de l'ECT se fait en deux temps : une phase de décroissance lente suivie d'une phase de décroissance rapide, à partir de 17 :00 UTC environ, lors de laquelle les échelles de normalisation convective ne s'appliquent plus.

Au vu de ces résultats, la notion de transition peut être discutée. Lorsque la transition d'après-midi est définie en fonction de l'évolution des flux en surface, il apparaît que pendant les premières heures où l'intensité de la turbulence diminue, les caractéristiques turbulentes sont celles du régime convectif et les lois de normalisation convective restent valides. Malgré l'évolution des flux en surface et de la diminution de l'énergie cinétique de la turbulence, le fonctionnement convectif de la couche limite reste quasi-stationnaire : il paraît alors difficile de parler de transition.

Chapitre 5

Hétérogénéité de surface et transition d'après-midi

Dans cette partie, l'impact de l'hétérogénéité de surface sur l'évolution de la turbulence pendant la TA est analysé, en utilisant les observations faites pendant la campagne BLLAST, et notamment celles d'un site spécialement instrumenté pour cet objectif, dont la description a été effectuée au §3.2.2.

La méthode employée se divise en plusieurs étapes.

1/ Tout d'abord, caractériser l'hétérogénéité de surface sur le site 2 pour un cycle diurne composite (moyenne de toutes les POI). Cela consiste à étudier pour chaque surface, l'évolution du bilan radiatif et du bilan d'énergie puis l'évolution des caractéristiques turbulentes (telles que l'ECT, les variances des composantes du vent, et l'importance des instabilités thermique et dynamique).

2/ Ensuite, l'impact de l'hétérogénéité sur la transition d'après-midi est analysé en étudiant la stabilisation de la couche de surface au-dessus de la lande et du champ de maïs au site 2 à l'aide des deux ballons captifs. En effet, le fonctionnement différent des surfaces pourrait générer une stabilisation inégale des couches de surface.

3/ Enfin, l'impact de la surface sur la décroissance de la turbulence est estimé de manière plus approfondie, en discutant du rôle de la flottabilité sur l'évolution de l'ECT pendant la TA. Un lien fort est bien évidemment attendu entre la flottabilité et l'ECT, mais d'autres processus tels que le cisaillement affectent aussi la décroissance de la turbulence, complexifiant la relation entre les deux.

5.1 Caractérisation de l'hétérogénéité de surface du site 2

Dans ce paragraphe, les hétérogénéités seront présentées en comparant les cycles diurnes composites pour le maïs, pour la lande et pour la forêt. Pour rappel, les trois surfaces étaient juxtaposées et mesuraient environ 1.5 km de long, et 500 m de large. La journée composite consiste à faire une moyenne horaire de toutes les POI. Cette approche permet de mettre en évidence les différences moyennes au cours de la campagne BLLAST mais masque la diversité des POI (seulement mise en valeur grâce à un écart-type).

5.1.1 Bilan radiatif

Le bilan radiatif dresse l'inventaire des termes radiatifs liés aux rayonnements solaire, terrestre et atmosphérique, représentant aussi l'énergie reçue et perdue par la surface terrestre.

La figure 5.1(a) représente l'évolution journalière du rayonnement net (RN) pour la POI composite, calculée à partir des données de toutes les POI de BLLAST, sur les trois couvertures végétales du site 2 : la lande, le champ de maïs et la forêt. Des différences allant jusqu'à 100 W m^{-2} peuvent être atteintes entre les différentes surfaces. L'évolution temporelle du rayonnement net composite est similaire sur la lande et le maïs, atteignant respectivement 700 W m^{-2} et 650 W m^{-2} à 12 :00 UTC en moyenne, et est plus forte sur la forêt (atteignant 800 W m^{-2} à 12 :00 UTC).

La figure 5.1(b) représente l'évolution de l'albédo au cours de la campagne sur les trois surfaces. L'albédo est de 0.1 sur la forêt (i.e. la forêt, sombre, ne réfléchit que 10 % du rayonnement solaire descendant) et de 0.2 pour la lande. L'albédo du champ de maïs augmente au cours de la campagne BLLAST, de 0.13 à 0.17, dû à la croissance du maïs et donc à l'augmentation du Leaf Area Index au cours de la campagne BLLAST, le sol nu ayant un albédo inférieur à celui de la végétation.

Les figures 5.1 (c) et (d) représentent l'évolution temporelle des rayonnements montants, dans le visible et l'infrarouge, sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les rayonnements descendants ne sont pas représentés, car ils sont naturellement très similaires sur les différentes surfaces. L'albédo est lié au rayonnement visible montant. On retrouve ainsi la position intermédiaire du maïs, ayant un rayonnement visible montant compris entre celui de la lande et celui de la forêt. Concernant le rayonnement infrarouge montant de la POI composite (Fig.5.1(d)), il est légèrement plus important sur la lande que sur le maïs jusqu'à 16 :00 UTC, puis le rayonnement infrarouge devient plus important sur le maïs. Pour les 1, 2 et 5 juillet, l'inversion de la tendance entre ces deux surfaces se fait plus tard, vers 17 :00 UTC (non montré). Le rayonnement infrarouge est également nettement moins élevé sur la forêt. Ces différences que l'on peut observer entre ces trois surfaces sur la Fig.5.1(d) sont principalement dues au type de couverture végétale.

Par conséquent, les différences de rayonnement net s'expliquent principalement par un albédo différent sur les trois surfaces mais aussi dans une moindre mesure par un stockage différent de la chaleur des différentes canopées.

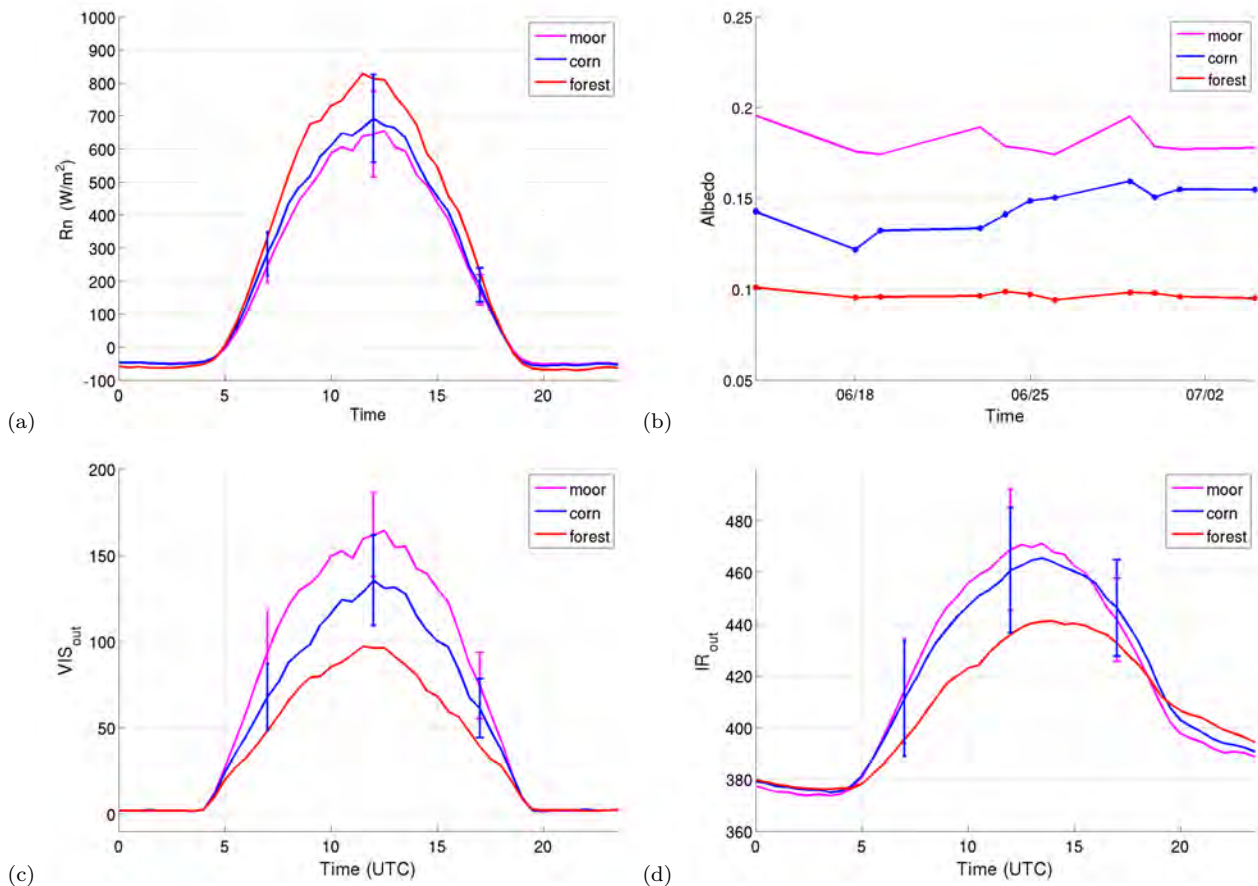


Figure 5.1 – (a) : Evolution temporelle du rayonnement net (R_n) sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. (b) : Evolution de l'albedo sur les trois surfaces du site 2 pour l'ensemble des POI. Evolution temporelle des rayonnements (c) visible et (d) infrarouge montants sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux sur (a), (c) et (d) représentent l'écart-type de la journée composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC. Moor=lande, corn= maïs, forest = forêt.

5.1.2 Bilan d'énergie

L'évolution des flux de chaleur sensible sur les trois surfaces du site 2 ($H_{forêt}$, H_{lande} , $H_{maïs}$) pour la POI composite est représentée sur la figure 5.2(a). On rappelle que les mesures en forêt sont effectuées à 30 m, c'est à dire seulement 5 m au-dessus des arbres les plus hauts. Pour cette surface, les mesures sont donc faites dans la couche de rugosité et doivent donc être considérées avec précaution.

- Entre 06 :00 UTC et 18 :00 UTC, $H_{forêt}$ est beaucoup plus important (atteignant environ 300 W m^{-2} à 12 :00 UTC) que H_{lande} et $H_{maïs}$ qui atteignent au maximum 100 W m^{-2} . A 12 :00 UTC, $H_{forêt}$ est donc trois fois supérieur à H_{lande} et $H_{maïs}$.
- $H_{maïs}$ est légèrement inférieur à H_{lande} jusqu'à 1000 UTC, puis il devient supérieur au-delà. A 12 :00 UTC, $H_{maïs}$ est 1.25 fois supérieur à H_{lande} .
- La nuit, $H_{forêt}$ devient inférieur à H_{lande} et $H_{maïs}$.

Le fort flux de chaleur sensible au-dessus de la forêt est associé d'une part à un rayonnement net différent et un stockage dans le sol sans doute très faible (non mesuré) mais en partie compensé par un stockage dans la canopée. Malheureusement, le fonctionnement de la forêt ne peut pas être totalement étudié dans cette thèse car les deux derniers termes n'ont pas été mesurés.

Les légères différences également visibles entre H_{lande} et $H_{maïs}$ sont corrélées avec les différences visibles sur leurs bilans radiatifs, notamment sur le rayonnement infrarouge.

Trois journées sur les 12 POI s'écartent du comportement moyen de la journée composite :

- les 26 et 27 juin (décrites dans le chapitre 4), durant lesquelles H_{lande} et $H_{maïs}$ étaient très faibles car ces journées étaient très chaudes (de 10 K de plus que les autres POI). En revanche, $H_{forêt}$ est resté fort, malgré cet épisode de chaleur.
- le 5 juillet : H_{lande} et $H_{maïs}$ sont identiques, quasiment tout au long de la journée.

La figure 5.2(b) représente l'évolution des flux de chaleur latente sur les trois surfaces du site 2 ($LE_{forêt}$, LE_{lande} , $LE_{maïs}$) pour la POI composite. Le matin, on observe de légères différences de flux de chaleur latente, de l'ordre de 50 W m^{-2} ($LE_{forêt}$ étant plus important que LE_{lande} , lui-même supérieur à $LE_{maïs}$). En revanche, l'après-midi, les différences entre ces trois flux sont bien moindres que celles observées sur les flux de chaleur sensible.

L'évolution de la fraction évaporative (EF) moyennée pour chaque POI au cours de la campagne, pour les trois surfaces ($EF_{forêt}$, EF_{lande} , $EF_{maïs}$) est représentée sur la figure 5.3. $EF_{forêt}$ est relativement constant au cours de la campagne et prend une valeur de 0.55. Cette valeur est inférieure à EF_{lande} et $EF_{maïs}$. Les évolutions au cours de la campagne de EF_{lande} et $EF_{maïs}$ sont beaucoup plus fluctuantes d'une POI à l'autre. Leurs valeurs varient entre 0.6 et 0.9. Au début de la campagne, $EF_{maïs}$ est inférieur à EF_{lande} . Puis, après plusieurs journées de beau temps, comme après la période du 25, 26 et 27 juin, $EF_{maïs}$ augmente et peut devenir supérieur à EF_{lande} . Ceci s'explique par les différentes profondeurs racinaires des végétations : la forêt ayant des racines profondes ne réagira que très peu à l'assèchement ou l'humidification de la couche de surface du sol. En revanche, plus la profondeur racinaire est faible, plus les réactions du couvert végétal seront en phase avec les sécheresses ou les événements pluvieux. La lande réagira donc fortement. Quant aux maïs, pouvant aller puiser de l'eau disponible plus profondément dans le sol et ayant un LAI (Leaf Index Area) supérieur, $LE_{maïs}$ sera davantage maintenu lors des journées sèches.

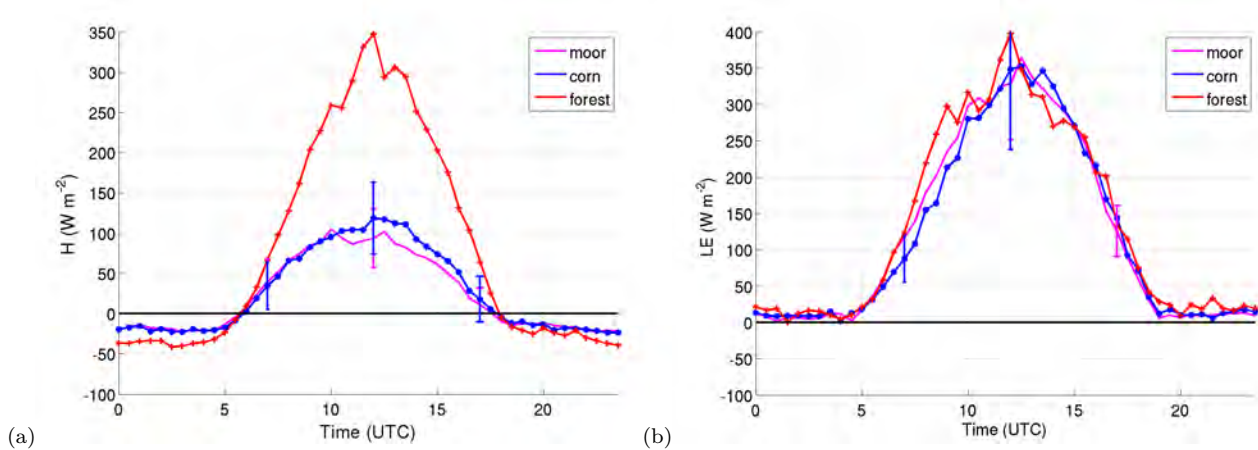


Figure 5.2 – Evolution temporelle de H et LE sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite.

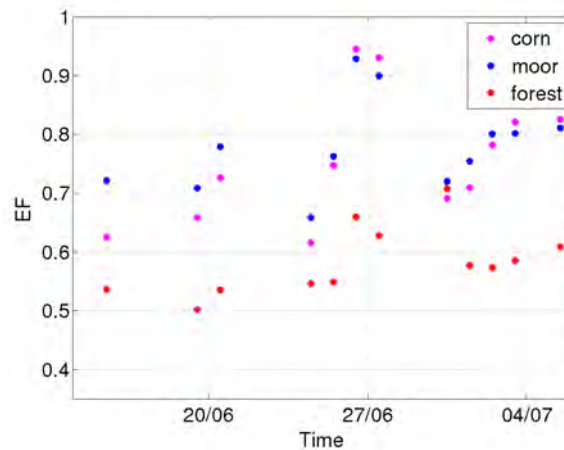


Figure 5.3 – Evolution de EF moyennée pour chaque POI sur les trois surfaces du site 2.

5.1.3 Instabilité dynamique et thermique

Les différences observées dans le bilan radiatif et dans le bilan d'énergie des différentes surfaces du site 2 sont susceptibles de modifier fortement les sources de la turbulence au-dessus d'elles. L'ECT, les variances des composantes horizontales et verticale du vent puis l'instabilité thermique et dynamique au-dessus des trois surfaces du site 2 sont analysées.

La figure 5.4 représente l'évolution de l'énergie cinétique de la turbulence sur les trois surfaces du site 2 ($ECT_{forêt}$, ECT_{lande} et $ECT_{maïs}$) pour la POI composite. $ECT_{forêt}$ est supérieur à ECT_{lande} et $ECT_{maïs}$, de $0.25 m^2 s^{-2}$ tout au long de la journée. Cependant, il est important de garder en tête que les mesures sur la forêt ont été réalisées dans la couche de rugosité. $ECT_{maïs}$ est très légèrement inférieur à ECT_{lande} entre 08 :00 UTC et 16 :00 UTC. L'évolution des variances horizontales (Fig. 5.5(a)) et verticale (Fig. 5.5(b)) est représentée sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. La nuit, $ECT_{forêt}$ est plus importante que ECT_{lande} et $ECT_{maïs}$

de par les plus fortes variances horizontales. Au contraire, pendant la journée, seule la variance verticale du vent explique la différence d'ECT entre les surfaces. La forêt a un cycle diurne de la variance de w bien plus marqué que la lande et le maïs, en cohérence avec le cycle diurne plus marqué de $H_{forêt}$. On peut également noter que la variance verticale est légèrement plus forte au-dessus du maïs que sur la lande. Ceci est cohérent avec notre ressenti lors de la campagne et des observations des ballons captifs, où l'on percevait davantage de turbulence au-dessus du champ de maïs que sur la lande.

Les figures précédentes ont déjà mis en évidence les différences de comportement des surfaces, à la fois d'un point de vue thermique (notamment de par les différences de flux de chaleur) et dynamique. Une manière de représenter l'instabilité dynamique en fonction de l'instabilité thermique consiste à représenter la vitesse de friction u_* en fonction de l'échelle caractéristique de température de la couche de surface θ_{*CS} (Fig. 5.6). Pour rappel, $u_* = \sqrt{\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2}}$ et $\theta_{*CS} = \frac{\overline{w'\theta'_s}}{u_*}$. Les trois surfaces présentent un cycle diurne de l'instabilité thermique de la même amplitude. θ_{*CS} est négatif la journée, et positif la nuit. L'instabilité dynamique diffère d'une surface à l'autre. La turbulence dynamique est plus importante en forêt qu'au-dessus des deux autres surfaces et l'instabilité dynamique présente un cycle diurne : elle est plus forte pendant la TA. L'instabilité dynamique au-dessus du maïs est également légèrement plus importante que sur la lande.

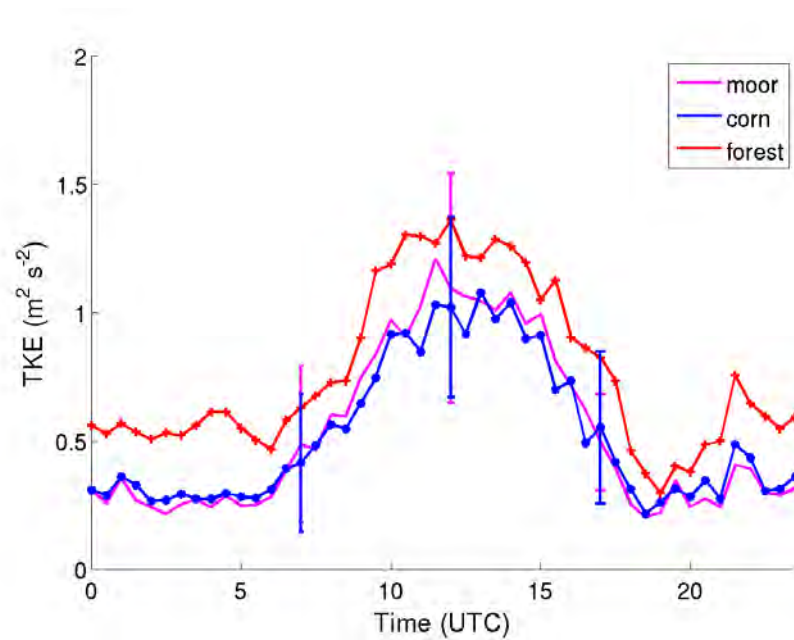


Figure 5.4 – Evolution temporelle de l'ECT sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux représentent l'écart-type de la journée composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC.

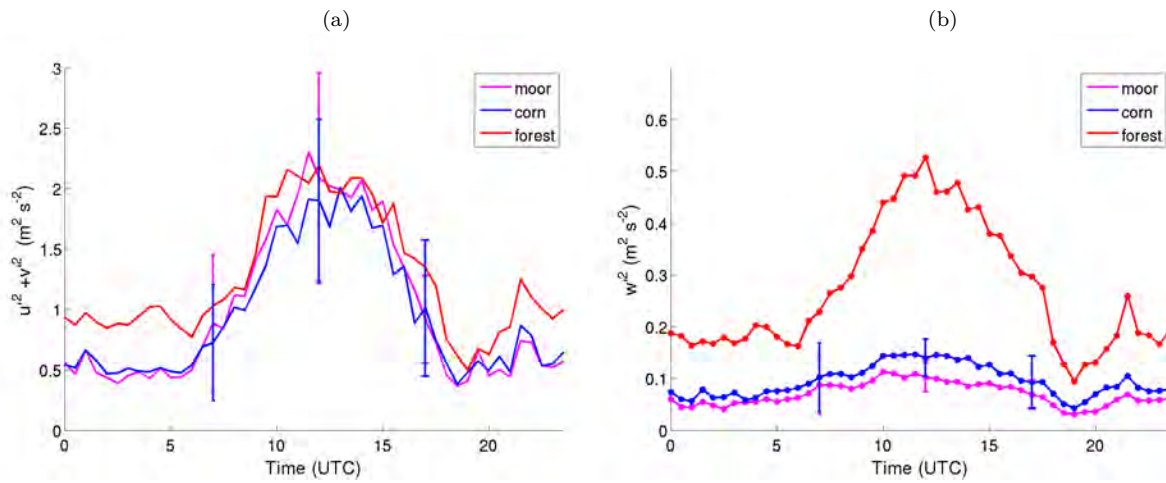


Figure 5.5 – Evolution temporelle des variances (a) horizontales et (b) verticale sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux sur (a), (c) et (d) représentent l'écart-type de la journée composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC.

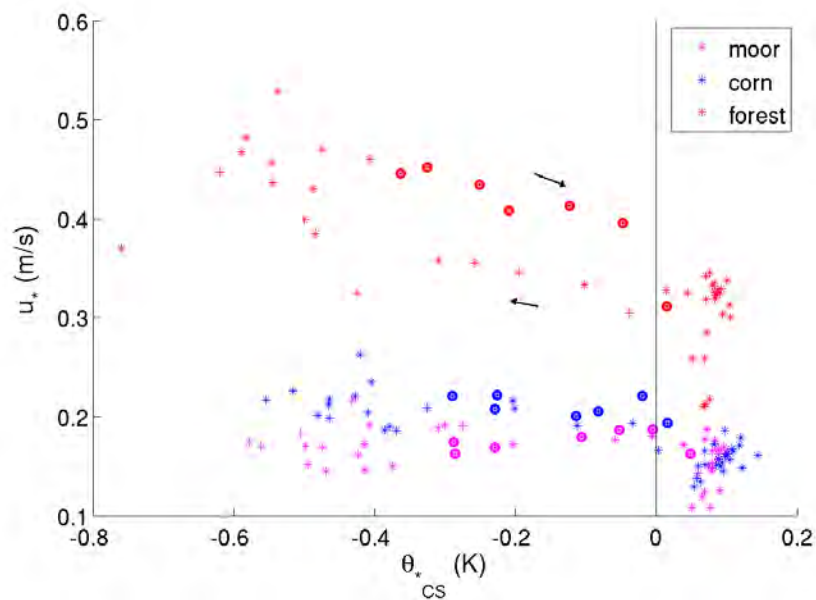


Figure 5.6 – Instabilité thermique en fonction de l'instabilité dynamique sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les TA sont représentées par les symboles en gras. Les flèches représentent le sens de l'évolution diurne.

5.1.4 Synthèse des différences observées sur les trois surfaces du site 2

L'analyse des différents termes radiatifs au-dessus des trois surfaces permet de conclure quant à l'importance de la couverture végétale qui induit des différences d'albédo, de profondeur racinaire et de stockage de la chaleur par les canopées. Ces différences induisent une amplitude et un décalage du flux de chaleur sensible, et une contribution différente de la variance de w (directement liée à la convection) à l'ECT.

Les différences observées sur la lande et le champ de maïs sont ténues mais elles existent et nous allons maintenant essayer de mettre en évidence leurs effets sur la transition d'après-midi et notamment sur l'établissement de la couche stable en fin de journée.

5.2 Effet de la couverture végétale sur la couche de surface en transition d'après-midi

A la suite de la caractérisation du bilan radiatif et du bilan d'énergie sur les trois surfaces du site 2, les questions qui se posent sont de savoir si les différences de comportement précédemment observées sur les 3 surfaces ont un impact sur la stabilisation des couches de surface pendant la transition d'après-midi, et le cas échéant, jusqu'à quelle hauteur l'impact des différences de couvertures végétales peut être visible.

Pendant la campagne de mesures, les deux ballons captifs déployés sur le site 2 effectuant simultanément leurs ascensions et descentes au-dessus de la lande et du champ de maïs, vont permettre de comparer les profils verticaux de température, d'humidité et de vent dans les cent premiers mètres d'atmosphère, afin d'estimer les différences (ou ressemblances) de stabilisation engendrées par les différentes couvertures végétales et les différentes POI.

5.2.1 Comparaison des couches de surface sur la lande et le maïs

Un travail préliminaire de correction des données des sondes a été effectué. Il était primordial de corriger et valider au mieux ces mesures pour qu'elles puissent être utilisées relativement d'une surface à l'autre. Pour cela, l'altitude des sondes a été corrigée et recalculée à l'aide des mesures de pression (en surface et par les sondes) et de l'espacement des sondes le long du câble. Les fluctuations ont également été lissées, les offsets entre les sondes ont été corrigés, et les variations diurnes de pression ont été prises en compte. Des corrections de température, d'humidité et de vent ont également été apportées. L'ensemble de ce travail de correction, qui s'appuie sur les observations de la campagne et sur des campagnes d'intercomparaison des sondes, est présenté en annexe C.

Afin de comparer les données obtenues entre les deux ballons captifs, des champs continus hauteurs-temps de chaque paramètre ont été déduits des mesures. Compte-tenu de la stratégie d'observation, la méthodologie adoptée pour chaque POI est la suivante :

1. Mailler le champ hauteur-temps en grille d'une résolution de 5 minutes temporellement et de 2 m verticalement.
2. Comptabiliser le nombre de données dans chaque maille.
3. Si le nombre de données est suffisant, en faire une moyenne pour ensuite interpoler les données dans les cent premiers mètres d'atmosphère et entre 14 :00 UTC et 20 :00 UTC. Le tableau D.3 de l'annexe D détaille la faisabilité de l'interpolation en fonction des POI.
4. Enfin, la soustraction des deux champs est possible, et peut mettre en évidence des différences entre les deux couches de surface.

Le tableau 5.1 résume pour chaque POI : le type de croissance de z_i , la faisabilité de la création de champs interpolés à partir des profils verticaux des ballons captifs, la comparaison des flux de chaleur sensible et latente, du rayonnement infrarouge montant, de la température, du rapport de mélange en vapeur d'eau et du vent au-dessus de la lande et du champ de maïs. Les coupes hauteur – temps interpolées pour le 26 juin, le 2 et le 5 juillet au-dessus de la lande et du champ de maïs peuvent être comparées entre elles. La comparaison des deux champs interpolés est également possible le 15, 25, 27 et 30 juin, mais pas sur la totalité de la transition d'après-midi. La difficulté de l'exercice de comparaison ressort de ce tableau : il n'a pas souvent été possible d'effectuer la comparaison (seulement lors de trois POI) à cause du manque d'homogénéité des stratégies de vol d'une POI à l'autre. D'autre part, les différences observées au-dessus des deux surfaces sont ténues car les caractéristiques des deux surfaces ne sont probablement pas suffisamment différentes.

Les différences de stabilisation de la couche de surface au-dessus de la lande et du maïs sont illustrées par la suite à partir des données du 30 juin, car c'est la POI où les différences sont les plus marquées. Les figures 5.7 et 5.8 illustrent les résultats obtenus pour les données de température, d'humidité et de vent. Les figures 5.9 représentent les différences de champs interpolés entre le maïs et la lande, pour la température et l'humidité. Les évolutions des flux de chaleur sensible et latente sur les deux surfaces sont également représentées. La figure 5.10 représente l'évolution temporelle de H et du rayonnement infrarouge montant IR_{out} à partir de 18 :00 UTC.

Le 30 juin 2011, H_{lande} est légèrement inférieur à $H_{maïs}$ et s'annule environ 20 minutes avant $H_{maïs}$. Les champs de la différence de température entre le maïs et la lande montrent qu'entre 17 :30 UTC et 18 :00 UTC, la température des 20 premiers mètres d'atmosphère est plus élevée d'environ 1 K sur le maïs que sur la lande, ce qui est cohérent avec le décalage des flux de chaleur sensible entre les deux surfaces. Puis, à partir de 19 :00 UTC, les 20 m au-dessus du maïs deviennent plus froids et plus humides que les 20 m au-dessus de la lande. L'évolution temporelle de la différence de température donne une information sur la stabilisation relative des deux surfaces. En l'occurrence, la stabilisation des 20 premiers mètres d'atmosphère au-dessus du maïs est plus rapide qu'au dessus de la lande. La stabilisation plus rapide au-dessus du maïs s'explique par deux facteurs qui découlent des caractéristiques de la végétation : 1/ avant 18 :00 UTC, un flux de chaleur sensible plus important au-dessus du maïs, 2/ après 18 :00 UTC, un flux radiatif plus important au-dessus du maïs qui mène à un refroidissement plus rapide de la surface et donc de l'atmosphère au dessus. La différence d' IR_{out} observée sur les deux surfaces s'explique par le plus fort stockage de chaleur par le maïs (voir §5.1.3), qui modifie le cycle diurne de $IR_{out_{maïs}}$ par rapport à $IR_{out_{lande}}$, en diminuant son intensité maximale mais en rallongeant son cycle diurne. Ceci est

cohérent avec ce qui a été observé lors de l'étude du bilan radiatif du site 2, détaillé au §5.1.1. La vitesse du vent est à ce moment-là également plus faible au-dessus du maïs.

Au-dessus de 20 m, les champs de température, d'humidité et de vent (en intensité et direction) sont similaires. Il est regrettable que la POI du 30 juin ne permette pas d'étudier les différences de champs en début d'après-midi, avant 17 :30 UTC. D'autres POI telles que le 26 juin et le 2 juillet (présentées en annexe D) montrent qu'en début d'après-midi jusqu'à 16 :00 UTC, T_{lande} est plus forte que $T_{maïs}$. Par ailleurs, lors des POI où H_{lande} et $H_{maïs}$ sont similaires, comme le 27 juin ou le 5 juillet (montrés en annexe D), les champs de température dans la couche de surface sont très similaires.

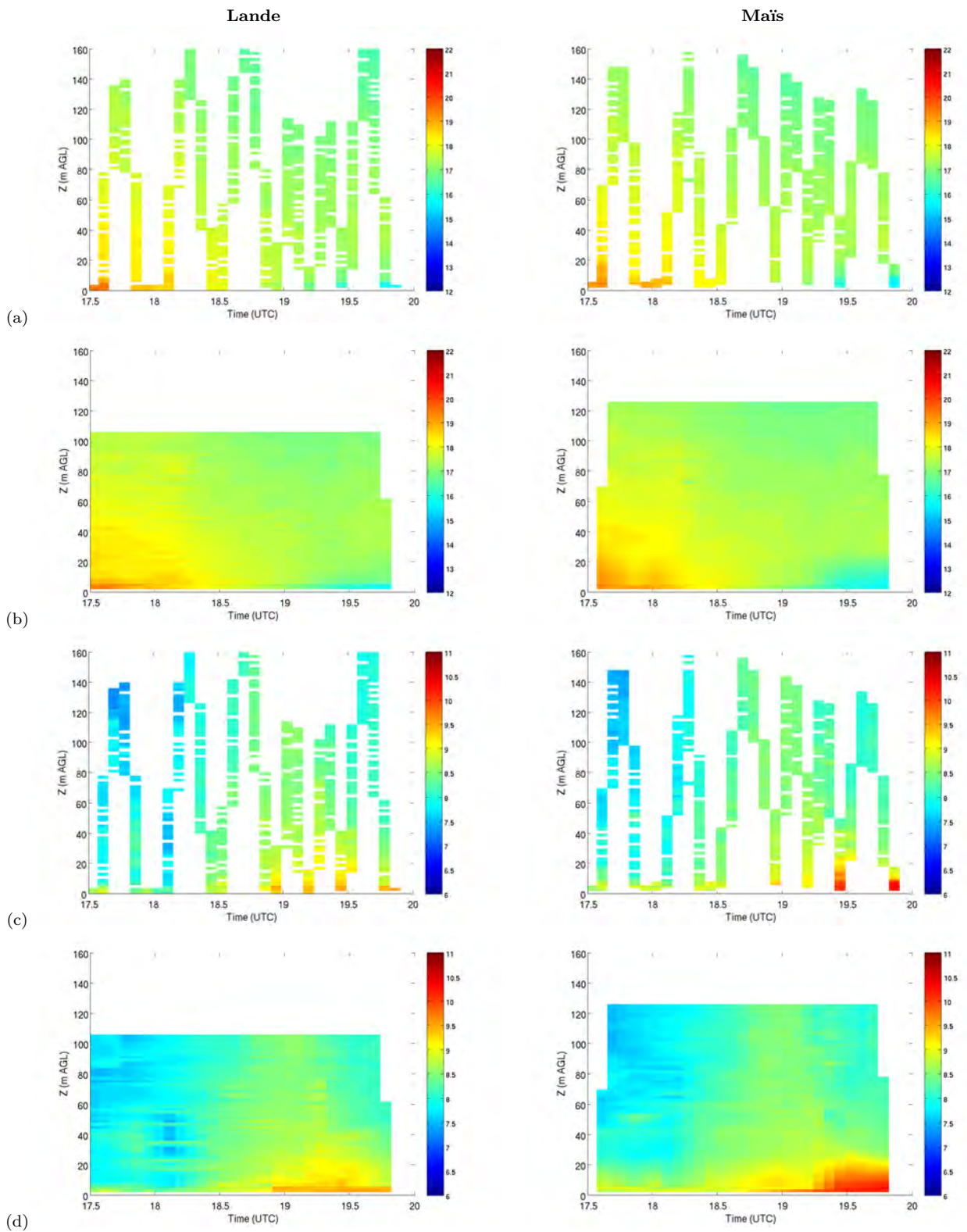


Figure 5.7 – POI 8 (30 juin). (a) Température moyenne sur les mailles de 5 minutes et de 2 m. (b) : Champ de température interpolé (en °C). (c) et (d) : idem que (a) et (b), pour le rapport de mélange (en $g\ kg^{-1}$). Colonne de gauche : lande. Colonne de droite : maïs.

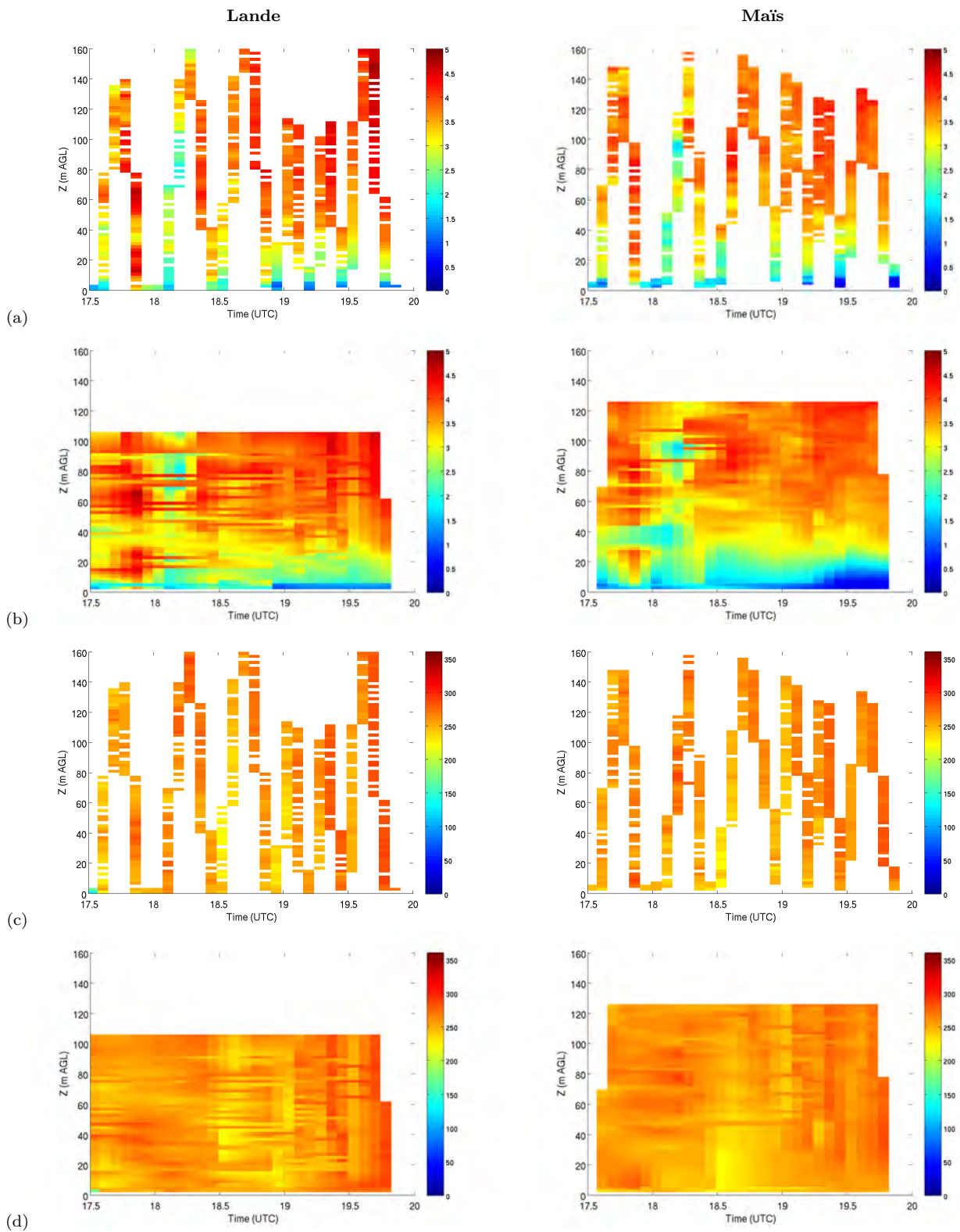


Figure 5.8 – POI 8 (30 juin). (a) : Vitesse du vent moyenne sur les mailles de 5 minutes et de 2 m. (b) : Champ de vitesse du vent interpolé (en $m s^{-1}$). (c) et (d) : idem que (a) et (b), pour la direction du vent (en $^{\circ}$). Colonne de gauche : lande. Colonne de droite : maïs.

MAIS-LANDE

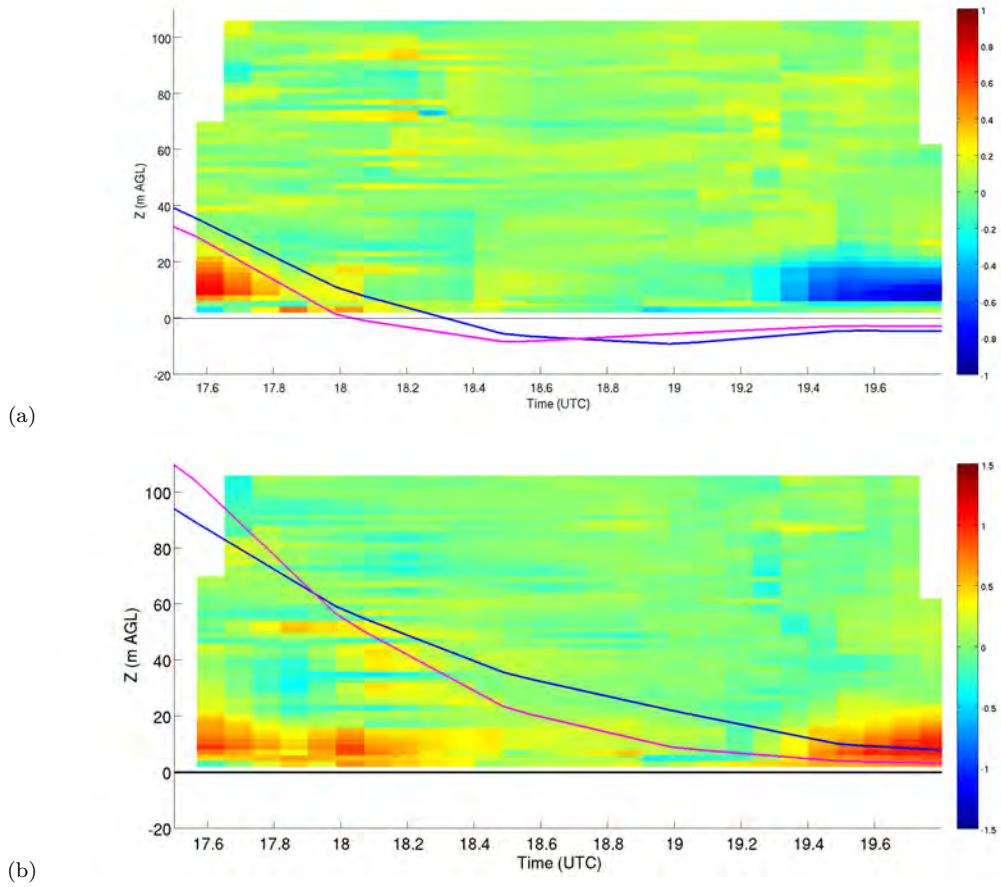


Figure 5.9 – POI 8 (30 juin). Différences des champs interpolés de (a) température et (b) rapport de mélange en vapeur d'eau entre le maïs et la lande. H et LE sont représentés (en bleu pour le maïs, en rose pour la lande).

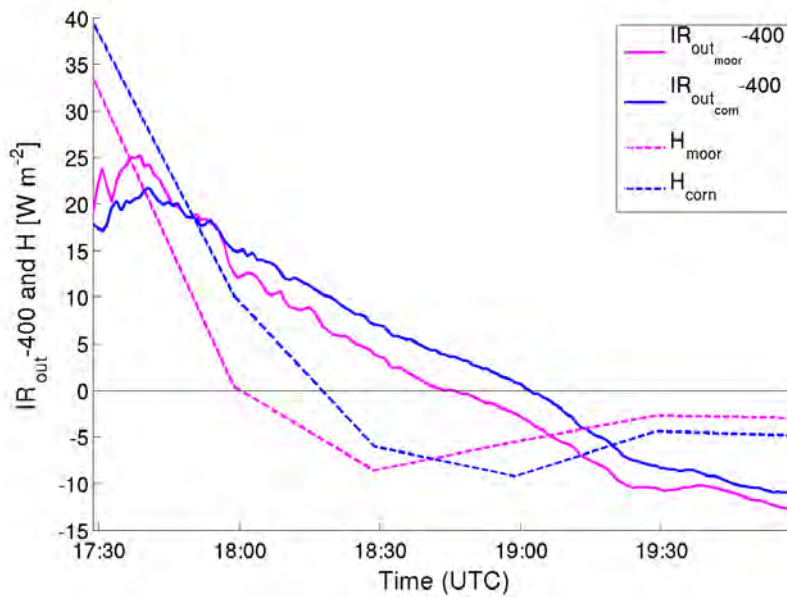


Figure 5.10 – POI 8 (30 juin). Evolution temporelle de IR_{out} diminué de $400 W m^{-2}$ et H sur la lande et sur le champ de maïs (moor = lande, corn = maïs).

	Cas de croissance z_i	Interpolation des coupes z-t des ballons captifs	Comparaison de H (lande, maïs)	Comparaison de IR_{out} (lande, maïs)	Comparaison de LE (lande, maïs)	Comparaison des températures dans les 100 premiers mètres	Comparaison des rapports de mélange	Comparaison des vitesses et direction du vent
15/06	Typique	Incomplète	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 11 :00 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 10 :00 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$	Problème de sonde à 17 :30 UTC	Problème de sonde à 17 :30 UTC	Problème de sonde à 17 :30 UTC
19/06	Rapide	Impossible	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 11 :00 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 14 :00 UTC	$LE_{maïs} < LE_{lande}$ jusqu'à 11 :00 UTC puis $LE_{maïs} = LE_{lande}$	/	/	/
20/06	Typique	Impossible	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 10 :00 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 12 :00 UTC	$LE_{maïs} < LE_{lande}$ jusqu'à 12 :00 UTC, puis $LE_{maïs} = LE_{lande}$ jusqu'à 17 :00 UTC, puis $LE_{maïs} > LE_{lande}$ jusqu'à 18 :30 UTC	/	/	/
24/06	Typique	Impossible	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 12 :00 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 17 :00 UTC	$LE_{maïs} < LE_{lande}$ jusqu'à 12 :00 UTC, puis $LE_{maïs} = LE_{lande}$	/	/	/
25/06	Typique	Incomplète	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 06 :00 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 15 :00 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$ jusqu'à 13 :00 UTC puis $LE_{maïs} > LE_{lande}$	Légèrement supérieure sur le maïs entre 0 et 60 m	Similaires	Vitesse du vent complexe. Direction similaire, vent d'Est
26/06	Lente	Complète	$H_{maïs} = H_{lande}$ et faibles	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 15 :00 UTC	$LE_{maïs} < LE_{lande}$ jusqu'à 10 :00 UTC, puis $LE_{maïs} > LE_{lande}$ jusqu'à 18 :00 UTC	$T_{lande} > T_{maïs}$ entre 0 et 60 m jusqu'à 16 :00 UTC, puis $T_{lande} < T_{maïs}$ de 0 à 10 m jusqu'à 17 :30 UTC.	$r_{lande} > r_{maïs}$ entre 0 et 10 m, dès 16 :00 UTC	En surface, vent légèrement plus fort sur la lande. Au dessus de 40m, vent plus fort sur le maïs dès 17 :00 UTC. Direction similaire, vent de Nord-Est
27/06	Lente	Incomplète	$H_{maïs} < H_{lande}$ jusqu'à 12 :00 UTC, puis $H_{maïs} = H_{lande}$ et faibles	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 15 :00 UTC	LE_{lande} en avance : $LE_{maïs} < LE_{lande}$ jusqu'à 12 :00 UTC, puis $LE_{maïs} > LE_{lande}$ jusqu'à 18 :00 UTC	Températures similaires	$r_{lande} < r_{maïs}$ (légèrement)	Vitesse complexe. Direction similaire, de Nord-Est
30/06	Typique	Incomplète	$H_{maïs} > H_{lande}$ dès 16 :30 UTC	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 18 :00 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$ jusqu'à 18 :00 UTC puis $LE_{maïs} > LE_{lande}$ (légèrement)	$T_{lande} < T_{maïs}$ entre 0 m et 20 m jusqu'à 18 :00 UTC.	r similaires. $r_{maïs} > r_{lande}$ après 19 :30 UTC	Vitesse similaire. Direction similaire, d'Ouest
01/07	Rapide	Impossible	$H_{maïs} > H_{lande}$ de 10 :00 UTC à 17 :00 UTC puis $H_{maïs} = H_{lande}$	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 17 :45 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$	/	/	/
02/07	Typique	Complète	$H_{maïs} = H_{lande}$	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 17 :45 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$	$T_{maïs}$ diminue à 60 m dès 16 :00 UTC tandis que T_{lande} est homogène jusqu'à 18 :00 UTC. Dès 18 :00 UTC, $T_{lande} = T_{maïs}$.	En surface, r_{lande} légèrement supérieur de 15 :00 UTC à 18 :30 UTC puis $r_{maïs}$ devient supérieur.	/
05/07	Lente	Complète	$H_{maïs} = H_{lande}$	$IR_{out,maïs} > IR_{out,lande}$ dès 17 :30 UTC	$LE_{maïs} = LE_{lande}$	Températures similaires	Légèrement plus humide sur la lande, de 0 à 10m que sur le maïs, dès 16 :00 UTC. Au-dessus, champs similaires.	Coup de vent en fin de journée, dès 18 :00 UTC, plus fort sur le maïs. Direction similaire, de Nord-Ouest.

Tableau 5.1 – Tableau résumant pour chaque POI : le cas de croissance de z_i , la faisabilité de la création de champs interpolés à partir des ballons captifs, la comparaison de H, LE, de la température, du rapport de mélange et du vent au-dessus de la lande et du champ de maïs.

5.2.2 Synthèse sur l'étude de la différence de stabilisation sur la lande et le maïs

L'instrumentation d'un site dédié à l'étude du rôle de l'hétérogénéité de surface sur la transition d'après-midi, notamment avec le déploiement de deux ballons captifs opérant simultanément au-dessus de deux végétations différentes, a apporté de l'originalité et de la richesse à notre étude. Les ballons captifs ont su mettre en évidence des différences de température, d'humidité et parfois même de vent au-dessus des deux surfaces juxtaposées jusqu'à 20 m de haut. Du début d'après-midi jusqu'au coucher du soleil, les 20 premiers mètres au-dessus du maïs sont généralement plus chauds que l'atmosphère au-dessus de la lande, mais vers le coucher du soleil, le refroidissement de la couche de surface devient plus rapide au-dessus du maïs que sur la lande. Ces différences de température et de stabilisation des couches de surface sont principalement dues aux différences de flux de chaleur sensible en surface ainsi qu'aux différences de rayonnement infrarouge montant. Ces dernières sont le résultat d'un plus grand stockage de chaleur par la canopée du maïs, diminuant l'intensité maximale de IR_{out} en milieu de journée, mais rallongeant son cycle diurne. C'est ce que l'on appelle le phénomène de restitution. Les différences de flux de chaleur sensible expliquent quant à elles les différences de température au-dessus des deux surfaces en début d'après-midi. Lors de deux POI, il est arrivé que les stabilisations des deux couches de surface soient absolument synchronisées. Ces POI étaient caractérisées par des flux en surface soit très faibles, soit égaux sur les deux surfaces. Le fait d'avoir observé des champs vraiment semblables lorsque les flux en surface étaient très proches nous a permis d'accorder davantage de crédit aux différences de 1 ou 2 K observées pendant les autres journées.

Cette analyse comprend néanmoins un certain nombre de difficultés. Tout d'abord, des difficultés provenant de la mesure en elle-même, ayant nécessité un travail préliminaire important de corrections et de validation. Ensuite, d'un point de vue expérimental, le changement de stratégie de vol des ballons captifs d'une journée à l'autre a rendu l'étude fastidieuse et non systématique. Il aurait peut être été préférable de fixer une seule stratégie de vol pour l'ensemble des POI, quitte à étudier un seul phénomène (soit la stabilisation de la couche de surface, soit l'évolution de z_i , du cisaillement, etc.). L'analyse est d'autant plus sensible à ces difficultés que les différences et les processus observés sont subtils. Le champ de maïs a un comportement différent de celui de la lande mais les différences sont ténues. La même étude effectuée au-dessus de surfaces à l'hétérogénéité de plus grande taille d'une part, et aux comportements plus différents d'autre part, comme par exemple au-dessus d'un champ de blé (caractérisé par un fort H et faible LE, cf. §4) permettrait sans doute d'observer plus aisément l'effet de la couverture végétale sur la couche de surface pendant la transition d'après-midi.

Enfin, nous espérons aussi documenter d'autres points avec les ballons captifs, travaux qui ont été initiés mais qui ont abouti à des résultats trop complexes pour être restitués dans ce travail de thèse. Notamment :

- L'évolution du profil vertical de vent dans la couche de surface, mais les profils de vent observés étaient très complexes, ne suivant pas de loi logarithmique.
- Le phasage entre la stabilité près de la surface (i.e l'inversion du gradient de θ_v) et le passage à zéro du flux de flottabilité. Il est généralement supposé que le flux de flottabilité cesse d'introduire de la chaleur dans la couche limite au même moment où $\frac{d\theta_v}{dz}$ change de signe. Or, Blay-Carreras et al. (2014a) ont montré,

sur l'une des surfaces de prairie de BLLAST, équipée avec un mât instrumenté à plusieurs niveaux, qu'il existe un délai temporel entre les deux : le flux de flottabilité s'annule avant la stabilisation. On parle alors de flux à contre gradient. Dans leur étude, ce délai est de l'ordre de t_* mais devient plus long lorsque la production d'énergie par cisaillement a davantage d'importance par rapport à la production par flottabilité.

On espérait pouvoir étudier cet aspect avec les ballons captifs sur d'autres surfaces (maïs et lande) pour étudier le rôle potentiellement amplificateur de la végétation sur ce délai. Mais cela n'a été envisageable que pour quelques jours avec des conditions trop différentes et des observations trop complexes pour pouvoir vraiment conclure. A noter que Jensen et al. (2014) ont trouvé des résultats très différents de Blay-Carreras et al. (2014a), voir opposés, dans le cas de la campagne MATTERHORN (Mountain Terrain Atmospheric Modeling and Observations Program), notamment au niveau d'une surface très originale, un désert de sel.

5.3 Rôle de la flottabilité sur la décroissance de l'ECT en surface

Nadeau et al. (2011) ont étudié l'impact d'une surface hétérogène sur la décroissance de la turbulence en développant un modèle simple de décroissance de l'ECT, basé sur seulement deux termes de l'équation du bilan de l'ECT : le terme de flottabilité et le terme de dissipation. Sous des conditions avec très peu de vent pendant la TA et donc peu de production dynamique de turbulence et de transport vertical, leur modèle a su reproduire les principales caractéristiques de la décroissance de l'ECT, ce qui confirme qu'avec l'hypothèse d'un vent faible, l'ECT dans la couche de surface est majoritairement contrôlée par la flottabilité et la dissipation. Dans leur étude, lorsque les flux de flottabilité en surface commencent à décroître, l'ECT modélisée reste constante pendant $10 t_*$, puis diminue lentement. Une diminution plus brusque apparaît pendant la transition nocturne, lorsque les flux en surface deviennent négatifs. En se basant sur ces constatations, nous étudierons ici le rôle de la flottabilité sur la décroissance de l'ECT, en nous appuyant sur les données des 11 POI sur 5 surfaces aux couverts végétaux différents. Afin d'avoir un plus large panel de conditions en surface, deux surfaces instrumentées à quelques kilomètres du site 2 seront rajoutées à cette étude : une couverture végétale herbeuse, qui se rapproche de la couverture de la lande, et un champ de blé, associé à des flux de chaleur sensible assez forts. Cette analyse est effectuée en étant néanmoins conscients que le modèle de Nadeau et al. (2011) ne s'applique pas nécessairement pour toutes les POI, d'autant plus qu'au cours de l'après-midi, l'instabilité dynamique pourrait prendre le dessus sur l'instabilité thermique.

Afin d'étudier comment la décroissance de l'ECT est reliée à la décroissance des flux de chaleur en surface, il est nécessaire de trouver une normalisation pour comparer les différentes surfaces en tenant compte de la variabilité entre les POIs. Les flux de chaleur sensible sont normalisés par leur valeur maximale en milieu de journée. De plus, on utilise l'échelle de temps de forçage τ_{IOP_f} , définie comme $\tau_{IOP_f} = t_{POI_0} - t_{POI_M}$, où t_{POI_0} est l'heure où le flux de chaleur sensible devient nul lors de la POI, et t_{POI_M} l'heure où le flux de chaleur sensible de la POI est maximum. L'évolution temporelle des flux est alors normalisée de telle sorte que pour chaque POI, les flux commencent à décroître à $(t - t_{POI_M})/\tau_{IOP_f} = 0$ et deviennent nuls à $(t - t_{POI_M})/\tau_{IOP_f} = 1$. La figure 5.11(a) donne un exemple de l'évolution de $H_{blé}$ non normalisé pour chaque POI, où les maxima et passages à zéro des flux sont explicités par des symboles. La figure 5.11(b) représente l'évolution de $H_{blé}$ une fois la normalisation effectuée. Enfin, la figure 5.11(c) représente l'évolution de l'ECT sur le champ de blé ($ECT_{blé}$), sur laquelle on procède à la même normalisation en temps que pour $H_{blé}$. Cette méthode a été appliquée à l'ensemble des surfaces. Une fois ces normalisations effectuées, l'étape suivante consiste à étudier l'évolution du taux de décroissance de l'ECT, $\langle \frac{\partial \log(ECT_{site})}{\partial \log(t)} \rangle_{POI}$, en fonction du taux de décroissance de H, $\langle \frac{\partial H_{site}}{\partial t} \rangle_{POI}$.

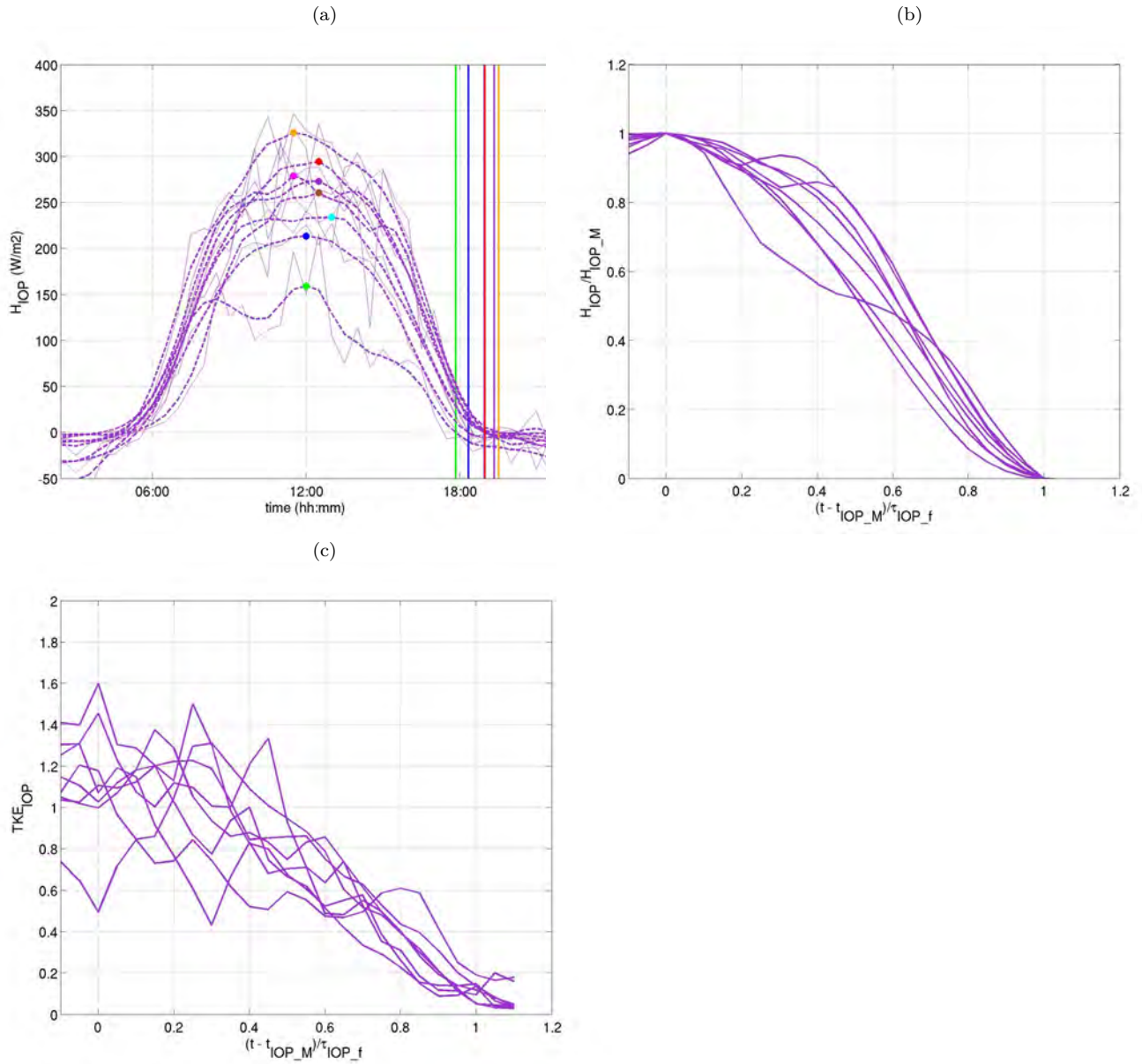


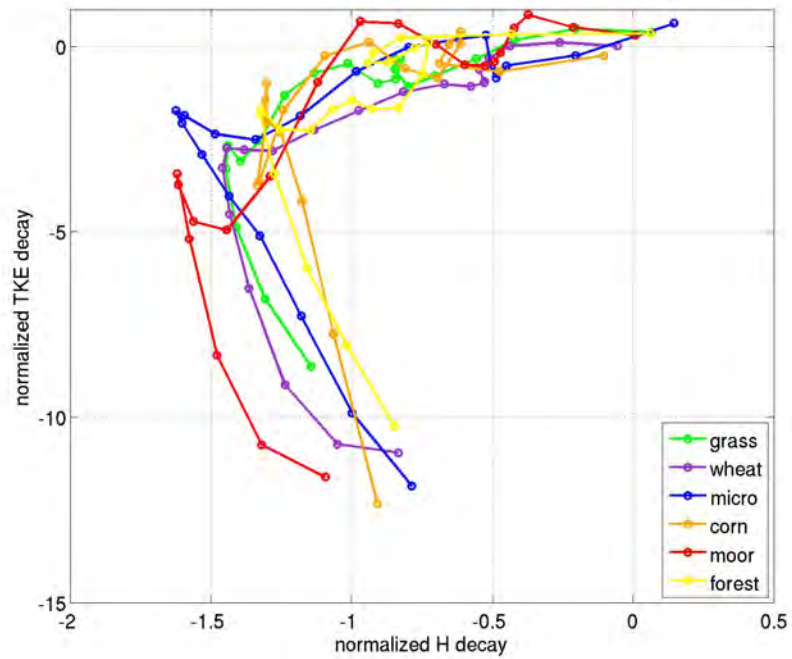
Figure 5.11 – (a) : Evolution temporelle de $H_{bl\acute{e}}$ pour toutes les POI, dont les maxima sont repr\^esent\^es par des points color\^es et l’heure \^a laquelle ils passent \^a z\^ero par les lignes color\^ees. (b) : D\^ecroissance de $H_{bl\acute{e}}$ normalis\^e et (c) d\^ecroissance de l’ECT, pour chaque POI. Le temps est normalis\^e : $t = 0$ correspond au temps auquel $H_{bl\acute{e}}$ est maximum et $t = 1$ correspond au temps auquel $H_{bl\acute{e}} = 0$. Les lignes pointill\^ees correspondent \^a une moyenne glissante pour chaque POI.

La figure 5.12(a) représente le taux de décroissance de l'ECT en fonction du taux de décroissance du flux de chaleur sensible, pour la POI composite et sur les 5 couvertures végétales. Trois phases sont facilement repérables :

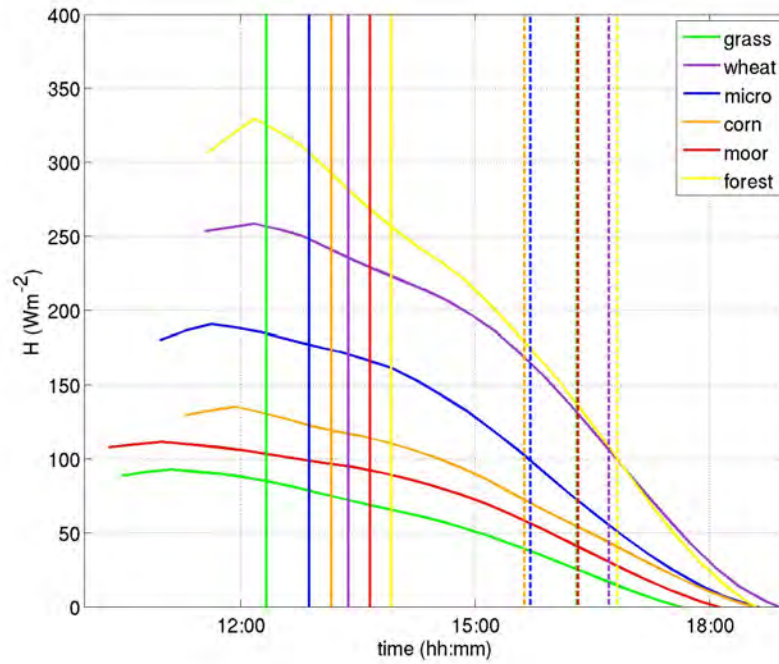
- Phase 1 : H est maximal et commence à décroître (taux de décroissance entre 0 et environ -1) tandis que l'ECT reste constante, son taux de décroissance restant proche de 0.
- Phase 2 : H décroît de plus en plus vite (taux de décroissance entre -1 et -1.5) jusqu'à ce que H atteigne son point d'inflexion (correspondant au minimum du taux de décroissance). Quant à l'ECT, elle commence à décroître lentement (avec un faible taux de décroissance, de 0 à environ -3). Ce faible taux de décroissance de l'ECT est comparable avec le coefficient -2 de Nadeau et al. (2011) correspondant à la première phase de décroissance de l'ECT.
- Phase 3 : Le taux de décroissance de H augmente (mais est toujours négatif), tandis que la décroissance de l'ECT s'accélère fortement (le taux de décroissance de l'ECT diminuant progressivement de -3 à -12 environ). Ces fortes valeurs du taux de décroissance de l'ECT sont cohérentes avec le coefficient -6 de Nadeau et al. (2011) correspondant à la deuxième phase de décroissance de l'ECT.

Les temps d'initiation de la 2ème et 3ème phase sont récupérés, convertis en temps UTC et sont représentés sur la figure 5.12(b), où est également représentée l'évolution des flux de chaleur sensible normalisés pour la POI composite. La 2ème phase débute entre 12 :30 UTC et 14 :00 UTC. La 3ème phase débute au point d'inflexion de H, entre 15 :30 UTC et 16 :30 UTC. Il apparaît une certaine variabilité des heures de ces trois phases, en fonction des surfaces : la 3ème phase ne débute qu'à 16 :30 UTC sur la forêt et le champ de blé, c'est à dire une heure plus tard que sur les surfaces herbeuses sur le site micro et le maïs. Il convient cependant de rappeler que toutes les POI sont moyennées dans la POI composite, qu'elles soient plutôt convectives ou plutôt dynamiques et que l'effet du cisaillement peut aussi expliquer en partie la variabilité observée.

La cohérence des différentes courbes de la figure 5.12(a) a permis de mettre en évidence que la flottabilité joue un rôle très important dans la décroissance de l'ECT en surface. L'évolution de la décroissance de l'ECT en fonction des conditions de flottabilité en surface montre que la décroissance de l'ECT n'est pas directement proportionnelle à celle de H mais elle comporte trois phases (décrites précédemment), conformément à l'étude de Nadeau et al. (2011).



(a)



(b)

Figure 5.12 – (a) : Taux de décroissance de l'ECT en fonction du taux de décroissance du flux de chaleur sensible normalisé, pour la POI composite et sur 5 couvertures végétales (différenciées par les couleurs). (b) : Décroissance du flux de chaleur sensible pour la POI composite sur 5 couvertures végétales. Les traits verticaux correspondent aux débuts de la 2ème et de la 3ème phase dans la décroissance de l'ECT.

5.4 Synthèse du rôle de l'hétérogénéité de surface sur la transition d'après-midi

Nous avons montré que les différentes végétations étudiées (landes, maïs et forêt) présentent des albédos, des profondeurs racinaires et des stockages de chaleur dans la végétation capables d'engendrer : 1/ des amplitudes du flux de flottabilité différents en surface, 2/ des déphasages du cycle diurne du flux infrarouge montant et flux de chaleur sensible : plus la végétation est importante en termes de hauteur et LAI, plus le flux de chaleur sensible s'annule tard et plus le rayonnement infrarouge montant tend lentement vers son minimum.

Il apparaît dans la comparaison des surfaces maïs et lande sur un cas d'étude, que la combinaison du déphasage des flux de chaleur sensible et du rayonnement infrarouge engendre une stabilisation plus rapide des 20 premiers mètres d'atmosphère au dessus du maïs. Au-dessus de 20 mètres, les différences de végétation ne sont plus visibles sur les paramètres moyens de température, et d'humidité.

Enfin, nous avons mis en évidence un lien fort entre le taux de décroissance de l'ECT et le taux de décroissance du flux de chaleur sensible. En effet, la décroissance rapide de l'ECT commence au point d'inflexion du flux de chaleur sensible sur tous les types de surface étudiés. Compte-tenu des déphasages du flux de chaleur sensible mis en évidence précédemment entre les surfaces, les différentes étapes de la décroissance de l'ECT sont elles aussi déphasées d'une surface à l'autre.

Nous avons néanmoins soulevé la subtilité et la difficulté de l'analyse de l'impact de l'hétérogénéité de surface. L'étude pourrait être poussée en étudiant le bilan d'ECT en surface, ainsi qu'en analysant un ensemble de tests de sensibilité à l'hétérogénéité de surface avec une LES.

Chapitre 6

Evolution de la structure verticale turbulente de la CLA

Ce chapitre rassemble l'ensemble des résultats portant sur l'évolution temporelle de la structure verticale turbulente de la CLA pendant la transition d'après-midi. Le chapitre s'articule autour de l'étude présentée dans Darbieu et al. (2014), qui constitue la première partie de ce chapitre. Il s'agit d'une analyse d'un cas étudié à l'aide d'observations provenant de la campagne BLLAST et d'une LES.

Une analyse spectrale est menée afin de caractériser la décroissance de la turbulence en fonction de l'altitude et d'étudier la répartition de l'intensité de la turbulence en fonction de la taille des différents tourbillons. La seconde partie du chapitre étend l'analyse à d'autres journées documentées de BLLAST et d'autres simulations LES pour approfondir les résultats et tester certaines des hypothèses soulevées dans l'article. En particulier, l'impact de l'heure d'initialisation de la simulation et le rôle du cisaillement de vent sur la décroissance de la turbulence sont étudiés à l'aide de tests de sensibilité sur la simulation de départ (dite de référence). Enfin, l'analyse détaillée du bilan d'énergie cinétique de la turbulence est proposée pour relier les processus turbulents à l'évolution de la structure turbulente observée.

6.1 Article Darbieu et al. (2014)

6.1.1 Résumé de l'article

L'article porte sur la décroissance de la turbulence au sein de la couche limite atmosphérique pendant la transition d'après-midi, définie ici comme la période comprise entre le moment où le flux de flottabilité en surface est maximum et celui où il devient négatif, pour le cas d'étude du 20 juin 2011. De nombreuses observations moyennes et turbulentes issues de la campagne de mesures BLLAST ont été utilisées, notamment celles provenant des stations d'eddy-corrélation en surface, des sondages et des deux avions volant intensivement pendant les après-midi. Nous avons analysé un cas d'étude basé sur ces observations et sur les résultats d'une simulation des grands tourbillons (LES), afin d'étudier tout particulièrement l'évolution de la structure verticale de la turbulence pendant la transition d'après-midi. Cette simulation "semi-idéalisée" du 20 juin 2011 a été initialisée grâce aux observations mais ne reproduit ni l'hétérogénéité de surface, ni la topographie du site expérimental.

La décroissance de la turbulence a été quantifiée en étudiant l'évolution temporelle et verticale (1) de l'énergie cinétique de la turbulence, (2) des échelles de longueur caractéristiques de la turbulence et (3) de la forme des spectres turbulents. Une analyse spectrale sur les observations (en surface et aéroportées) et sur les données de la LES, a été menée sur la vitesse verticale du vent afin (1) de caractériser la variation avec l'altitude de la décroissance de la turbulence et (2) d'étudier la répartition de la turbulence à travers des tourbillons de différentes tailles.

Cette étude montre tout d'abord la capacité de la LES à reproduire l'évolution de la turbulence au cours de tout l'après-midi, avec un accord notable sur les caractéristiques spectrales de la turbulence qui n'était pas du tout évident a priori. La LES et les observations montrent toutes les deux que l'on peut distinguer deux périodes dans la transition d'après-midi, comme le laissait prévoir l'étude en surface du chapitre 4 : (1) une première période, nommée "Early Afternoon", pendant laquelle l'ECT décroît lentement, sans changement significatif des caractéristiques de la turbulence, (2) une deuxième période, nommée "Late Afternoon", caractérisée par un taux de décroissance de l'ECT plus important, associé à un changement de la forme des spectres, et en conséquence un changement dans la distribution énergétique entre les tourbillons de différentes tailles, et sur la cascade d'énergie des faibles vers les grands nombres d'onde. Les changements observés sur la décroissance de l'ECT (pendant la "Early Afternoon") ou sur la forme des spectres turbulents de la composante verticale du vent (pendant la "Late Afternoon") semblent survenir d'abord dans la partie haute de la CLA. De plus, les changements observés sur la forme des spectres sont d'autant plus marqués que l'on se place haut dans la CLA.

6.1.2 Article



Turbulence vertical structure of the boundary layer during the afternoon transition

C. Darbieu¹, F. Lohou¹, M. Lothon¹, J. Vilà-Guerau de Arellano², F. Couvreux³, P. Durand¹, D. Pino^{4,5}, E. G. Patton⁶, E. Nilsson^{1,7}, E. Blay-Carreras⁴, and B. Gioli⁸

¹Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse, CNRS UMR 5560, Université de Toulouse, Toulouse, France

²Meteorology and Air Quality Section, Wageningen University, Wageningen, the Netherlands

³CNRM-GAME (Météo-France and CNRS), Toulouse, France

⁴Department of Applied Physics, Universitat Politècnica de Catalunya, BarcelonaTech, Barcelona, Spain

⁵Institute of Space Studies of Catalonia (IEEC-UPC), Barcelona, Spain

⁶National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA

⁷Uppsala University, Uppsala, Sweden

⁸Institute of Biometeorology, National Research Council (IBIMET-CNR), Florence, Italy

Correspondence to: C. Darbieu (darc@aero.obs-mip.fr)

Received: 7 November 2014 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 22 December 2014

Revised: 24 July 2015 – Accepted: 24 July 2015 – Published: 9 September 2015

Abstract. We investigate the decay of planetary boundary layer (PBL) turbulence in the afternoon, from the time the surface buoyancy flux starts to decrease until sunset. Dense observations of mean and turbulent parameters were acquired during the Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence (BLLAST) field experiment by several meteorological surface stations, sounding balloons, radars, lidars and two aircraft during the afternoon transition. We analysed a case study based on some of these observations and large-eddy simulation (LES) data focusing on the turbulent vertical structure throughout the afternoon transition.

The decay of turbulence is quantified through the temporal and vertical evolution of (1) the turbulence kinetic energy (TKE), (2) the characteristic length scales of turbulence and (3) the shape of the turbulence spectra. A spectral analysis of LES data, airborne and surface measurements is performed in order to characterize the variation in the turbulent decay with height and study the distribution of turbulence over eddy size.

This study highlights the LES ability to reproduce the turbulence evolution throughout the afternoon. LESs and observations agree that the afternoon transition can be divided in two phases: (1) a first phase during which the TKE decays at a low rate, with no significant change in turbulence characteristics, and (2) a second phase characterized by a larger

TKE decay rate and a change in spectral shape, implying an evolution of eddy size distribution and energy cascade from low to high wave number.

The changes observed either in TKE decay (during the first phase) or in the vertical wind spectra shape (during the second phase of the afternoon transition) occur first in the upper region of the PBL. The higher within the PBL, the stronger the spectra shape changes.

1 Introduction

The transition from a well-mixed convective boundary layer to a residual layer overlying a stable nocturnal layer raises several issues (Lothon et al., 2014), which remain difficult to address from both modelling and observational perspectives. The well-mixed convective boundary layer with fully developed turbulence is mainly forced by buoyancy. The afternoon decrease in the surface buoyancy flux leads to the decay of the turbulence kinetic energy (TKE) and a change in the structure of the turbulence, which shows more anisotropy and intermittency. It is important to better understand the processes involved, as they can influence the dispersion of tracers in the atmosphere (e.g. Vilà-Guerau de Arellano et al., 2004; Casso-Torralba et al., 2008; Carvalho et al., 2010;

Taylor et al., 2014) and the development of the nocturnal and daytime boundary layers of the following days (Blay-Carreras et al., 2014b).

Turbulence decay has been studied with laboratory experiments (e.g. Monin and Yaglom, 1975; Cole and Fernando, 1998), theoretical models (Goulart et al., 2003), numerical studies with large-eddy simulations (LESs) (e.g. Nieuwstadt and Brost, 1986; Sorbjan, 1997; Rizza et al., 2013a) and observations (e.g. Fitzjarrald et al., 2004; Grant, 1997; Brazel et al., 2005; Fernando et al., 2004). In all of these studies, the decay was mainly related to the decrease in the surface buoyancy flux but with complexity gained with shear-driven boundary layers (Pino et al., 2006; Goulart et al., 2010), which slow the decay. Using LESs, Nieuwstadt and Brost (1986) considered a sudden shut-off of surface heat flux and found that turbulence decay occurred within a period of the order of the convective timescale $t_* = z_i/w_*$, where z_i is the planetary boundary layer (PBL) depth and w_* is the convective velocity scale (Deardorff, 1970). However, different results were obtained if a slower decrease in the forcing surface buoyancy flux is considered with an external timescale τ_f (Sorbjan, 1997; Rizza et al., 2013a, b; Nadeau et al., 2011). If τ_f is large relative to t_* , the turbulence can adjust to the forcing change, in quasi-equilibrium, as noted by Cole and Fernando (1998). This is the case in the mid-afternoon PBL, when t_* is around 10 or 15 min and τ_f is around 2 or 3 h. Sorbjan (1997) found that the TKE decay scales with τ_f/t_* , with t_* estimated at the start of the decay. But in late afternoon and around sunset, t_* starts to increase significantly (until the definition of w_* becomes questionable at zero buoyancy flux), and turbulence may not be able to adjust to the external change. Consequently, an extensive description of the turbulence structure is needed to better understand this decay process in the PBL.

The evolution of the turbulence length scales across the afternoon transition has not been addressed extensively, but several studies can be found that show diverging results. Considering eddy lifetime, or the “turn over” timescale, one may state that smaller eddies will decay earlier than larger eddies (Davidson, 2004). This is one explanation given by Sorbjan (1997), from an LES study, for the increase in the characteristic length scale of the vertical velocity found in the mixed (then residual) layer of the LES. In the surface layer, one may expect the length scales to decrease, as inferred by Kaimal et al. (1972) from the study of surface-layer spectra evolution with stability during the Kansas experiment. On the basis of tethered-balloon observations, Grant (1997) showed that the peak of the vertical velocity spectrum shifts to smaller length scales in the surface layer during the evening transition. Finally, Nieuwstadt and Brost (1986) and Pino et al. (2006) found that the length scale of the maximum spectral energy of the vertical velocity remained constant during the decay process. By using a theoretical model of the TKE spectrum and LES, Goulart et al. (2010) have also found that the spectral peak remains at approximatively the same

wavelength when shear is strong enough to prevent the spectral peak of vertical velocity from shifting towards shorter wavelengths. For other meteorological variables, such as the horizontal wind components, temperature and moisture, Pino et al. (2006) have shown that the characteristic length scales increase with time.

The evolution of the turbulence scales remains unclear and only partly understood. It must be thoroughly investigated whether the scales in the mixed, and afterward residual, layer really increase or not. Considering the time response and equilibrium aspect mentioned above, and the possible decoupling with height between the stabilizing surface layer and the overlying residual layer, it is also important to consider the vertical structure of turbulence decay, i.e. the evolution of turbulence and scales as a function of height. Except for Goulart et al. (2010), the numerical studies quoted above (e.g. Sorbjan, 1997; Pino et al., 2006) considered TKE to be integrated over the entire PBL depth, and observations of the turbulence decay were, most of the time, made at surface (Nadeau et al., 2011). Only a few observational studies considered the vertical structure of the turbulence’s afternoon decay (Grant, 1997; Fitzjarrald et al., 2004, on the afternoon-decaying PBL).

Here we investigate the evolution of the turbulence spectra and scales from surface to PBL top during the afternoon transition (AT) based on the BLLAST (Boundary Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence) data set, collected during the summer of 2011 (Lothon et al., 2014). A cloud-free, weak-wind day (20 June 2011) is considered in order to analyse the evolution of the turbulence, from midday to sunset, by using both observations and an LES model. Our analysis aims at (1) evaluating, with a complete observation data set, the ability of the LES to simulate the turbulence structure of the afternoon decay and (2) analysing the evolution of integral scales, TKE and the shape of the spectra in both observations and numerical simulation and as a function of height.

The article is organized as follows: in the next section, we present the experimental data set and describe the case study of 20 June 2011 through the observations (Sect. 2). In Sect. 3, the LES is presented and evaluated with the observations. Our spectral analysis method, used in both observations and LES, is then described in Sect. 4, before we present and discuss our results (Sect. 5). Concluding remarks are made in Sect. 6.

2 Experimental data set and case study

The BLLAST experiment took place in the south of France, near the Pyrénées mountain range, during the summer of 2011. A set of various observational platforms (aircraft, remotely piloted aircraft systems, balloons) and continuous measurements (towers, remote sensing) monitored the PBL diurnal evolution, focusing on the AT, in various meteorological regimes. The BLLAST experiment provides a unique

data set to investigate the vertical structure of the decaying PBL (see Lothon et al., 2014, for a detailed description of BLLAST objectives and the experiment).

The experimental data set used in this study, the case study chosen and its simulation are now described. Note that the site longitude is around 0.21° E; consequently, UTC, very similar to local solar time, is used hereafter as the time reference.

2.1 Experimental data set

In order to monitor the evolution of the mean structure of the PBL during the AT (and initialize the simulation), we used standard radiosoundings launched every 6 h, from 06:00 to 18:00 UTC, and hourly radiosoundings (Legain et al., 2013) of the lower troposphere (up to 3 to 4 km), from 13:00 to 18:00 UTC. The launching sites of the two types of radiosoundings were 4 km apart. The radiosondes measured temperature, water vapour content and the sonde location from which the horizontal wind components were deduced.

Surface energy balance and turbulence structure in the surface layer were provided by several ground stations over different vegetation coverages (wheat, corn, grass, pine forest and moor (composed of heather and gorse)). A permanent 60 m tower provided integrated turbulence measurements in the surface layer above the heterogeneous surface. The statistical moments were estimated over detrended 30 min periods from 10 Hz raw measurements. The surface heat fluxes are used as surface forcing in the simulation.

Two aircraft, the French Piper Aztec (PA) from SAFIRE (Service des Avions Français Instruments pour la Recherche en Environnement) (Saïd et al., 2005) and the Italian Sky Arrow (SA) from Ibmec (Istituto di Biometeorologia del CNR) and Isafom (Istituto per i Sistemi Agricoli e Forestali del Mediterraneo) (Gioli et al., 2006), carried out flights throughout a wide area during the afternoon, at 65 and 40 m s⁻¹, respectively. They measured temperature, moisture, pressure, CO₂ mixing ratio and 3-D wind at 50 Hz (SA) and 25 Hz (PA) on 25 to 40 km legs stabilized in attitude and altitude. The detailed instrumentation of both aircraft is given in Lothon et al. (2014).

2.2 Case description

On the basis of meteorological criteria and data coverage, 20 June 2011 was selected as our case study. The synoptic situation was a high-pressure system over the southwest of France, with a light westerly wind leading to fair and cloud-free weather.

Figure 1 shows the normalized altitude z/z_i of the stacked legs flown by the aircraft as well as the different launching times of the radiosoundings (the method used for the PBL height (z_i) estimation is discussed later). The two aircraft flew simultaneously, the PA flying above the SA. They flew along west–east parallel legs, at three latitudes and, as shown

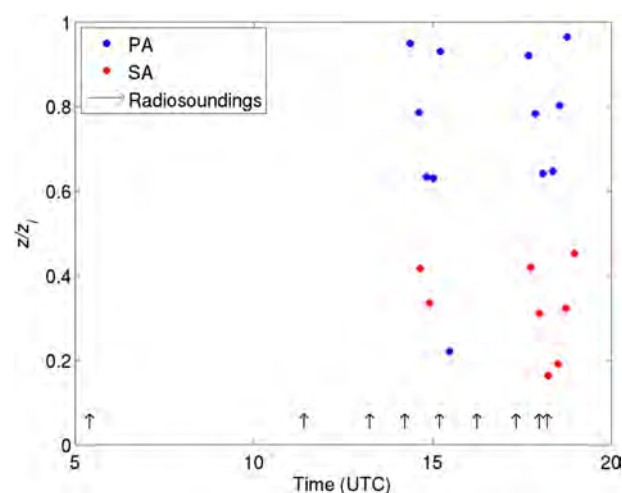


Figure 1. Normalized altitude z/z_i (where z_i is the PBL depth) of the legs flown by the two aircraft on 20 June 2011 (Piper Aztec in blue, Sky Arrow in red) and launching times of the radiosoundings (black arrows).

in Fig. 1, at six heights within the PBL and at two different time periods: the first one from 14:30 to 15:30 UTC, the second one later, from 17:45 to 19:00 UTC. This flight strategy provides access to six heights to study the vertical structure of the turbulence within the PBL.

Figure 2 presents the evolution of the potential temperature (θ) and the wind direction in the PBL at several hours from 05:00 to 18:00 UTC on 20 June 2011. During the day, the PBL warms by about 7 K and the PBL depth z_i grows up to about 1100 m above ground level. Figure 2a also shows evidence of a warm advection above the PBL between 05:15 and 11:00 UTC that must be taken into account in the simulation. After 11:00 UTC, the θ profile hardly changes in the free atmosphere, meaning that the temperature advection is very weak.

Figure 2b shows an easterly wind within the PBL, veering to westerly above. The wind intensity remains constant all throughout the day (not shown): it is weak within the PBL (less than 4 m s⁻¹) and increases with height, up to 10 m s⁻¹ at 1500 m.

The water vapour mixing ratio (r) increases from 8 to 10 g kg⁻¹ in the PBL until 13:00 UTC and decreases afterward. The temporal evolution of the PBL mean vertical structure is further analysed in Sect. 3.2.

The surface sensible and latent heat fluxes (H and LE , respectively) measured above various vegetation coverages are presented in Fig. 3. The maximum value of H varies from 100 to 130 W m⁻² over grass and moor to 450 W m⁻² over pine forest. LE shows much less variability between vegetation coverage, maximum values varying from 250 to 350 W m⁻². The measurements at 60 m height integrate a large footprint and should give flux estimates of the heterogeneous landscape. As such, H measured at 60 m height is

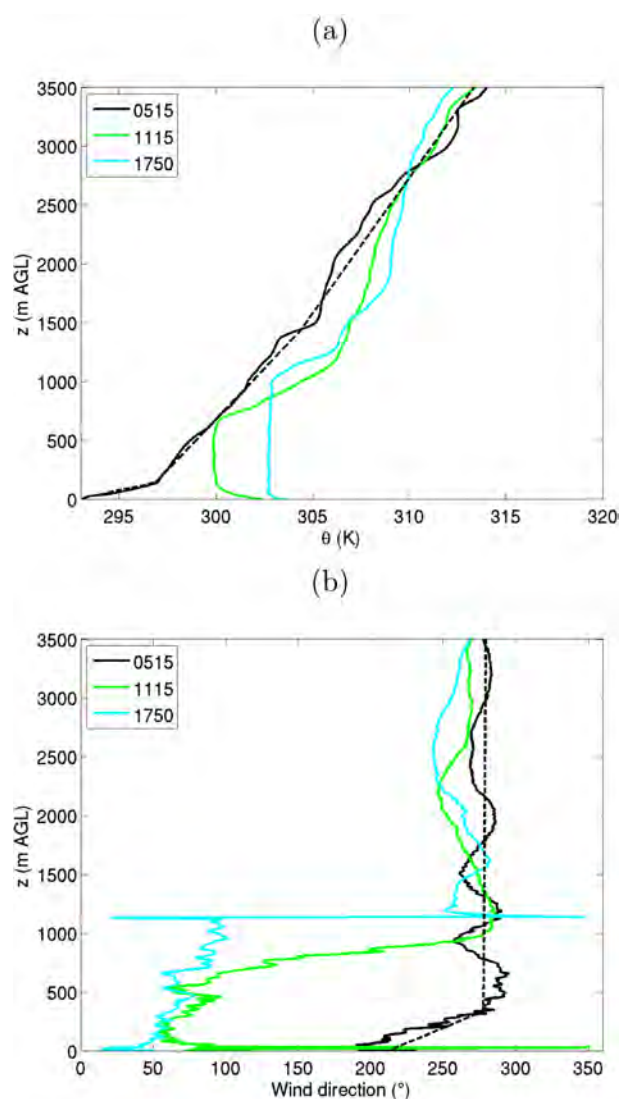


Figure 2. Observed vertical profiles of (a) the potential temperature θ and (b) the wind direction on 20 June 2011. The black dashed lines represent the initial profiles of the LES.

encompassed in all the other measurements and is close to the moor and grass, the dominant vegetation, which represents about 40 % of the vegetation cover on the plateau.

In this study, the AT is defined as the period from the time when the surface buoyancy flux is maximum, to the time where it goes to 0 (the surface buoyancy flux is defined as the turbulent vertical transport of virtual potential temperature and is approximated as a linear combination of observed surface sensible and latent heat flux). This period varies according to the surface (Lothon et al., 2014). For the moor coverage, whose surface fluxes will be used to drive the simulation of 20 June 2011, this period starts at 12:00 UTC and ends at 1750 UTC, while it ends 20 min earlier when considering H instead of the buoyancy flux. This delay is observed for all the intense observation period (IOP) days of the

BLLAST campaign implying that the latent heat flux reaches its minimum value systematically later than the sensible heat flux. Thus, the forcing timescale of the surface flux decay τ_f is around 5.8 h over the moor surface.

3 LES

As a complementary tool, a LES is initialized with the BLLAST observations to study turbulence decay of convective boundary layer over a homogeneous and flat surface. The observations from 20 June are used to guide our simulation, like 1 July and 25 June guided the studies of Blay-Carreras et al. (2014b) and Pietersen et al. (2015), respectively. Our aim is not to reproduce a real case but rather to use the BLLAST data set as a benchmark to simulate a boundary layer with the same range of thermal and dynamical instabilities as those observed during BLLAST.

3.1 LES configuration and initialization

Our LES is initialized with early morning radiosoundings and forced with homogeneous surface fluxes, based on those measured over the moor surface. Temperature and humidity advection are prescribed. The lateral boundary conditions are periodic.

The LES code from the National Center for Atmospheric Research (Moeng, 1984; Sullivan and Patton, 2011; Patton et al., 2005; Lohou and Patton, 2014) is based on the Boussinesq equations, including conservation laws for momentum and mass and the first law of thermodynamics. The subgrid-scale model includes a turbulent-kinetic-energy–eddy-viscosity model suggested by Deardorff (1980), used by Moeng (1984) and improved by Sullivan et al. (1994).

The simulation resolves a domain of 10.24 km \times 10.24 km horizontally and 3.072 km vertically, with $\Delta x = \Delta y = 40$ m and $\Delta z = 12$ m of horizontal and vertical resolution, respectively. This results from a compromise between the computation time and three constraints: (1) the domain size and resolution were chosen after a sensitivity study (not shown) so that the LES spectra were able to represent the main characteristics of the observed spectra, (2) the resolution was chosen so that the ratio of z_i to $(\Delta x \times \Delta y \times \Delta z)^{1/3}$ was large enough to ensure that the results were independent of the resolution (Sullivan and Patton, 2011), and (3) the ratio of Δx to Δz was kept rather small but with a high enough vertical resolution to correctly represent the entrainment zone (Sullivan and Patton, 2011). The time step evolves during the simulation and is about 1.4 s for fully convective conditions.

The simulation was initialized early in the morning, in order to ensure a fully turbulent convective PBL by the afternoon. The wind, potential-temperature and specific-humidity initial profiles for the LES were deduced from the 05:15 UTC radiosounding (see dashed lines in Fig. 2 for temperature and wind speed). No geostrophic wind is prescribed. This simple

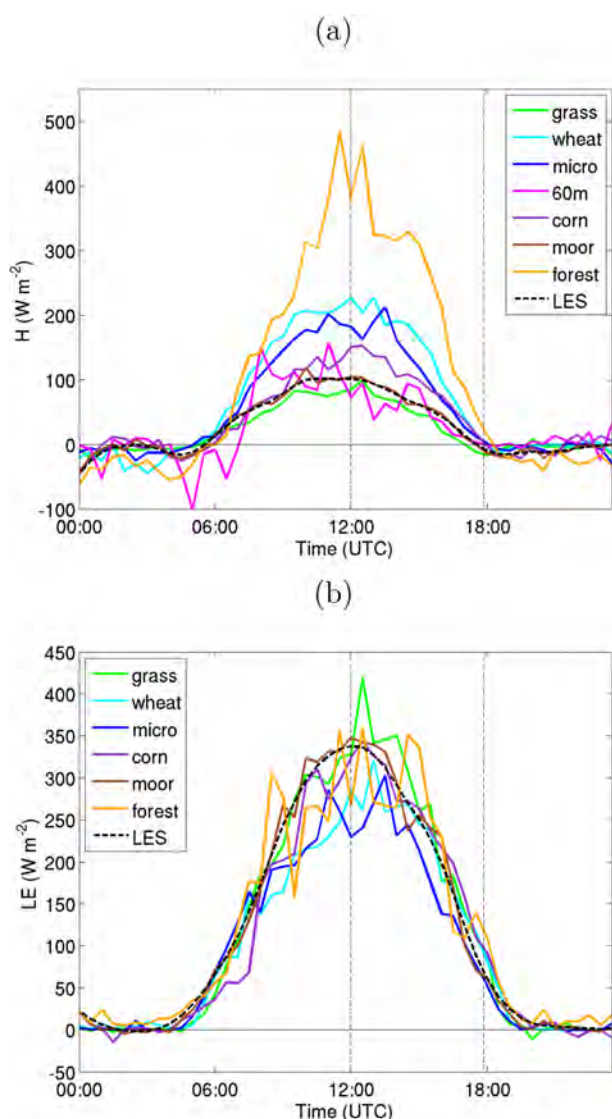


Figure 3. Temporal evolution of (a) surface sensible (H) and (b) latent (LE) heat fluxes over several vegetation coverages on 20 June 2011. Dashed black curves stand for the surface flux used as boundary conditions for the LES. The vertical dashed lines stand for the times of maximum surface buoyancy flux (at 12:00 UTC) and zero value (at 17:50 UTC).

representation of the wind leads to a simulation with very low wind speed, as is the case in the observations, but does not allow us to simulate the shear in wind direction. A homogeneous and flat surface is considered in the LES, with imposed surface fluxes which are those measured at the moor site (Fig. 3).

Vertical profiles of large-scale total advection (horizontal plus vertical advection) of heat and moisture were hourly prescribed in the simulation and linearly interpolated in between. They were derived from the AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale) (Seity et al., 2011)

forecast model (horizontal resolution of 2.5 km), using the 16 grid points in a box surrounding the experimental site. This model confirms predominant zonal advection, especially during the morning.

From 05:15 to 10:00 UTC, temperature advection is important and about 10 K day^{-1} from 500 m up to 1500 m (not shown). After 11:00 UTC, it decreases and is negligible in the afternoon. This is consistent with what is observed regarding the evolution of the potential temperature (Fig. 2a). From sunrise to 14:00 UTC, the moisture advection is about $-10 \text{ g kg}^{-1} \text{ day}^{-1}$ from the surface up to 500 m, and about $10 \text{ g kg}^{-1} \text{ day}^{-1}$ above. After 14:00 UTC, the moisture advection weakens (not shown).

The data files used to run this case (initial profiles, surface flux and advection profiles) are available on the website of the BLLAST database (<http://bllast.sedoo.fr/database>).

3.2 Evaluation of the simulated boundary layer

The bracket notation $\langle \psi \rangle$ for any simulated variable ψ is used to represent the 2-D horizontal average over the LES domain. The same notation is used for the 1-D horizontal average of the airborne measurements along the legs. For the surface data set, $\bar{\psi}$ represents the time average notation. For these three types of data sets, the turbulent fluctuations ψ' are defined as deviations from the corresponding mean. For a fairer comparison with the simulated variances, the observed variances are estimated by integration of the spectra over the wave number range resolved in the simulation. Finally, all the simulated mean vertical profiles are averaged over 30 min and depicted, for simplicity, with the bracket notation $\langle \psi \rangle$, which then indicates both horizontal and temporal average.

The evolution of the simulated θ vertical profiles is compared with observations in Fig. 4a from 05:30 to 17:50 UTC. The simulated θ is close to the observations in the mixed layer (differences lower than 0.1 K) and in the free atmosphere, simulating the change in θ profile between 05:15 and 11:15 UTC due to the prescribed advection.

In the first 100 m, the differences in stability profile at 11:30 UTC might be due to the different locations of the soundings and the moor site where the surface flux is observed. The 17:30 UTC LES profile is already neutral, whereas the observation at 17:50 UTC still has a superadiabatic region. The differences are due to the fact that as soon as the surface buoyancy fluxes turn negative, the LES potential temperature profile becomes stable in the lower layers of the PBL. This delay between the time when the buoyancy flux goes to 0 and the time when the local gradient of virtual potential temperature changes sign has been observed and analysed in Blay-Carreras et al. (2014a). It can be of the order of 30 min to 1 h.

Figure 4b presents the evolution of the water vapour mixing ratio. The temporal evolution of r profiles shows a well-simulated daily humidification. A departure of 1 g kg^{-1}

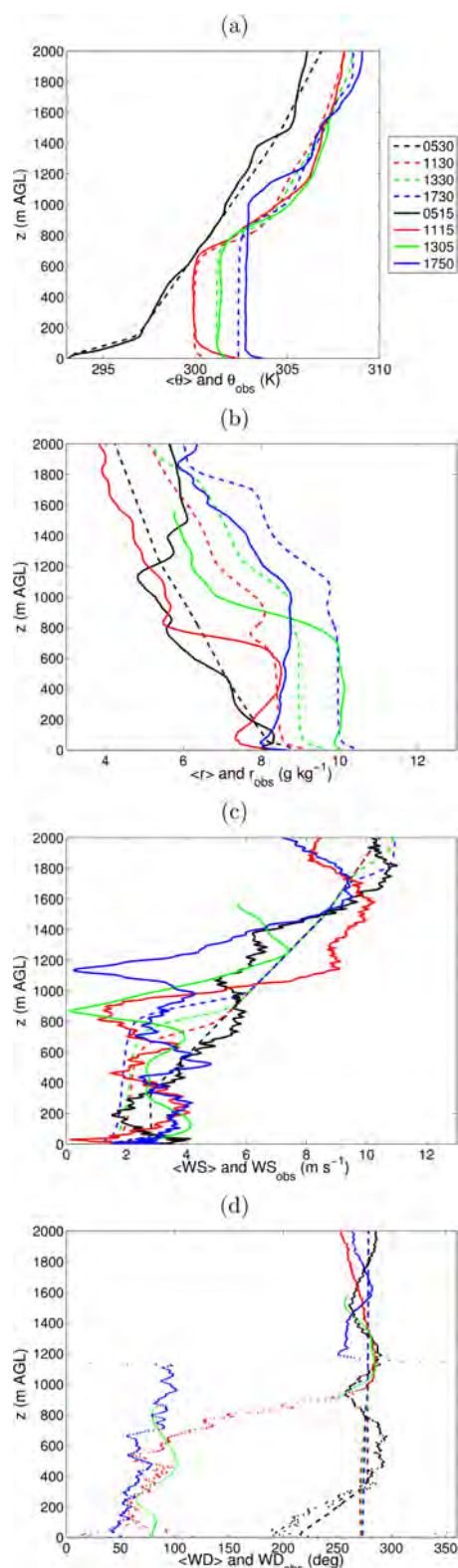


Figure 4. Vertical profiles of (a) θ , (b) r , (c) wind speed (WS) and (d) wind direction (WD) observed (solid lines and dotted lines for WD) and obtained by LES (dashed lines).

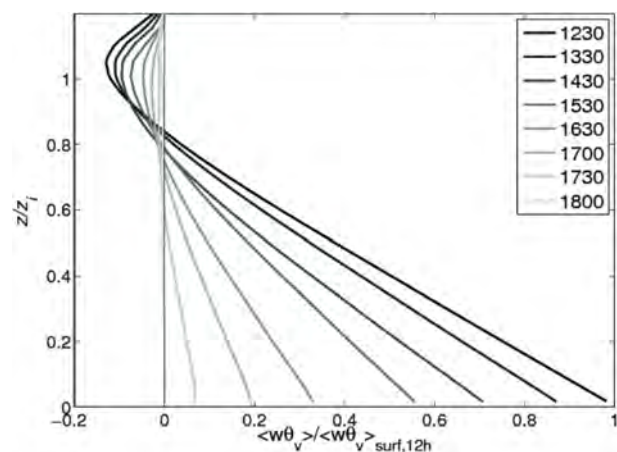


Figure 5. Vertical profiles of the buoyancy flux normalized by the surface buoyancy flux at 12:00 UTC according to the normalized height z/z_i .

from the value actually observed can be seen at 13:05 and 17:50 UTC.

The horizontal mean wind speed is well reproduced in the simulation during the day: the wind remains weak and about 2 m s^{-1} in the PBL. u_* evolves from 0.2 to 0.1 during the afternoon for both observed and simulated data. The wind increases with altitude above the PBL and reaches 10 m s^{-1} at 2000 m. No wind forcing is prescribed in the simulation; therefore, the observed wind direction change from west to east within the mixed layer between 05:30 and 11:30 UTC is not simulated (Fig. 4d). Whilst the wind speed shear is well simulated, the wind direction shear is evidently underestimated. Consequently, shear-driven processes (Pino et al., 2006) might not be as important in the simulation as in the observations.

The simulated vertical profiles of the buoyancy flux normalized by the surface buoyancy flux at the start of the AT (Fig. 5) have quite a classical shape until 13:30 UTC, with a linear decrease with height and negative flux above $0.8 z_i$. In the simulation, z_i is estimated as the height of the mixed layer, determined with a threshold on the θ vertical gradient (0.01 K m^{-1}). This method was preferred to the one used for radiosoundings (see below) because of the complex humidity profiles which lead to more fluctuating z_i estimates. However, the difference between these two estimates is less than 50 m. After 13:30 UTC, the upper layer, characterized by negative entrainment flux, deepens and goes down to $0.6 z_i$ at 18:00 UTC. During the AT the entrainment rate (ratio of the buoyancy flux at the top of the PBL to the buoyancy flux at surface) remains constant and about -0.13 (not shown). Unfortunately, this value cannot be compared to observations since the fluxes deduced from airborne measurements in the PBL vary substantially at that time and because of the lack of statistics on the large scales in a less and less stationary PBL. Flight legs long enough to obtain accurate statistical moment

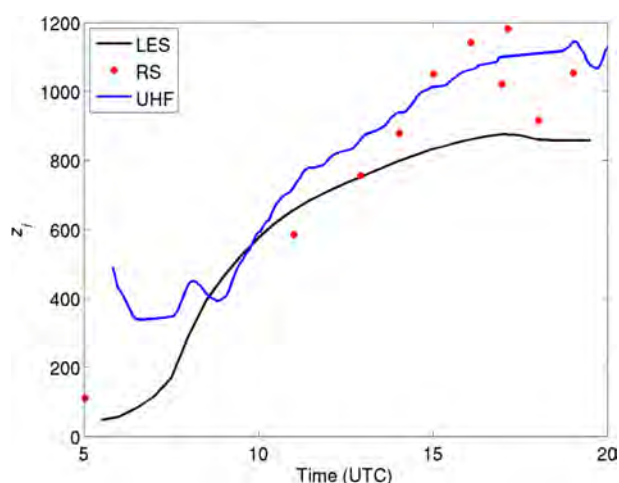


Figure 6. Temporal evolution of z_i in the simulation (black), observed by the UHF wind profiler (blue) and depicted using radiosondes (RS), measurements (red dots).

estimates in convective PBL (Lenschow et al., 1994) are even more relevant during the AT.

The temporal evolution of z_i has been estimated from ultra high-frequency radar wind profiler (hereafter UHF) and radiosounding measurements and has been compared to the simulation (Fig. 6). z_i is estimated from UHF as the maximum of the refractive index structure coefficient (Heo et al., 2003; Jacoby-Koaly et al., 2002). From radiosoundings, z_i is estimated as the altitude of the maximum relative humidity below 2500 m (this criterion has been shown to be consistent in time and height during the BLLAST experiment; Lothon et al., 2014).

Until 09:00 UTC, the UHF detects the residual layer of the previous day. After 10:00 UTC, the z_i increase is similarly depicted by the UHF and radiosoundings, with a maximum value of 1100 m. The simulated PBL grows slower than the observed PBL and reaches 850 m. This discrepancy between observed and simulated z_i (which is larger than the uncertainty of the z_i estimate) might be partly explained by a weaker entrainment effect in the simulation due to a lack of wind shear.

The temporal evolution of the simulated and observed TKE at several heights is presented in Fig. 7.

$$\text{TKE}(z, t) = \frac{1}{2}(\sigma_u^2(z, t) + \sigma_v^2(z, t) + \sigma_w^2(z, t)), \quad (1)$$

where σ_u^2 , σ_v^2 and σ_w^2 are the variances in the horizontal u , v and vertical w wind components. For a better comparison, simulated and observed TKE are estimated using the wind component variance deduced from the integration of the spectra over the wave number range of the simulation. By doing this, the TKE associated with large and small eddies observed, but not simulated or resolved in the LES, is removed from the observed TKE. Even with this method, LES

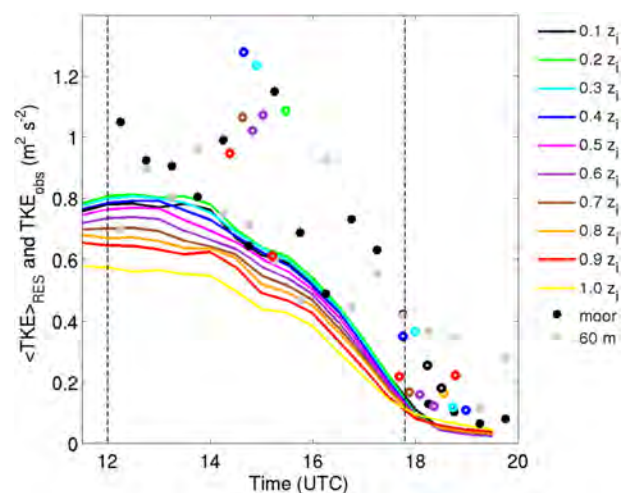


Figure 7. Temporal evolution of the resolved TKE (subscript RES) at different heights in the simulation (different colours). TKE deduced from aircraft and surface (subscript OBS) spectra integrated over the LES spectra wave number range (open and filled circles, respectively). The vertical dashed lines stand for the times of maximum surface buoyancy flux (at 12:00 UTC) and its zero value (at 17:50 UTC).

underestimates the observed TKE by a factor which is sometimes as high as 1.5.

In summary, the simulated boundary layer is comparable to the observed one in terms of boundary layer height, wind speed, and dynamical and thermal stability (not shown) near the surface. The lower development of the PBL height of about 200 m and the TKE underestimated by a factor of 1.5 can be partly explained by the directional wind shear which is not simulated. The latter might increase the entrainment and the turbulence dynamical production at the top of the boundary layer. Despite these differences regarding the main PBL structure, the simulation is realistic enough to evaluate how the turbulence evolves in a convective boundary layer during the AT and the comparison of the simulated and observed boundary layer will be analysed accordingly.

4 Spectral analysis method

A broad overview of the turbulent conditions during the afternoon is depicted through the analysis of the TKE temporal evolution at different heights in the PBL.

The energy distribution among the different eddy scales is then studied through a spectral analysis of the vertical velocity w within the entire PBL. The evolution of w spectral characteristics is analysed by use of an analytical spectral model.

This study focuses on w because simulated and observed w spectra are more easily comparable than the spectra of the horizontal components. Indeed, the horizontal components have significant energy at low wave number (large scales) in

the observations, which cannot be represented in our simulated domain.

The choice of the analytical spectra is now discussed since several models exist for convective conditions. Among others, the Kaimal et al. (1972, 1976) formulations were established from Kansas experiment observations for the surface layer and from Minnesota experiment observations for the mixed layer. The Kàrmàn spectral model (Kàrmàn, 1948) is also widely used for isotropic turbulence. Højstrup (1982) proposed a more generalized model for w spectra up to $z/z_i = 0.5$, based on a stability function from neutral to very unstable conditions. However, many of these analytical models were validated for unstable near-surface conditions and most of them are not suitable within the entire convective PBL (Lothon et al., 2009). Among several analytical models tested, the general kinematic spectral model for non-isotropic horizontally homogeneous turbulent field from Kristensen and Lenschow (1989) (hereafter referred to as KL89) is the one which best fits the observed spectra at the surface and in the boundary layer acquired during the BLLAST field campaign (not shown). For w , the KL89 model gives

$$\frac{S_{\text{Kris}}(k)}{\sigma_w^2} = \text{co} \frac{l_w}{2\pi} \frac{1 + \frac{8}{3} \left(\frac{l_w k}{a(\mu)}\right)^{2\mu}}{\left(1 + \left(\frac{l_w k}{a(\mu)}\right)^{2\mu}\right)^{5/(6\mu)+1}}, \quad (2)$$

where

$$a(\mu) = \pi \frac{\mu \Gamma\left(\frac{5}{6\mu}\right)}{\Gamma\left(\frac{1}{2\mu}\right) \Gamma\left(\frac{1}{3\mu}\right)}, \quad (3)$$

k being the wave number along the trajectory of the aeroplane or along the west–east axis in the simulation (which is also the mean wind direction in the simulation) and in the mean wind direction for surface measurements. Γ is the gamma function. co is a coefficient which adjusts the amount of energy because σ_w^2 is calculated over a limited range of wave numbers. This model has two other characteristic parameters: the integral length scale l_w , which is a characteristic scale corresponding to the scales over which w remains correlated with itself (Lenschow and Stankov, 1986), and a sharpness parameter μ , which governs the curvature of the spectra in the region of the peak, between the low wave number range and the inertial subrange. The larger μ , the sharper the peak. According to Eq. (2), the KL89 model gives the Kaimal et al. (1972) spectrum for $\mu = 0.5$ and the Kàrmàn (1948) spectrum for $\mu = 1$. It is thus a more generalized model, able to adapt to a larger range of conditions. Note that l_w is related to the wavelength of the energy density maximum (Λ_w) by a monotonic function of μ :

$$\Lambda_w = \left\{ \frac{5}{3} \sqrt{\mu^2 + \frac{6}{5}\mu + 1} - \left(\frac{5}{3}\mu + 1\right) \right\}^{\frac{1}{2\mu}} \frac{2\pi}{a(\mu)} l_w. \quad (4)$$

This model is fit to each observed and LES spectrum by finding the best $[\text{co}, l_w, \mu]$ triplet using a logarithmic least squares difference method.

The integral scale of w is usually defined from the w autocorrelation function R_w as

$$L_w = \int_0^{\infty} R_w(r) dr, \quad (5)$$

where r is the displacement in space or time. L_w gives an estimate of the horizontal size of the convective thermals in the boundary layer. In this study, L_w is obtained using an integration until the first 0 of $R_w(r)$ (Lenschow and Stankov, 1986). It is used here as a reference to which l_w is compared.

In this KL89 analytical spectrum, anisotropy of turbulence is taken into account by varying the integral scale from transverse to lateral spectra. Even considering anisotropy, the spectrum follows the usual $-5/3$ slope in the inertial subrange.

For surface-based spectra, 30 min samples are used, which is a good compromise between a sufficient number of eddies and stationary conditions. The spectra based on the aircraft measurements are calculated on legs that are, on average, 35 km. To ensure consistency between simulated and observed spectra, 1-D simulated spectra are considered in the LES. They are calculated along the west–east direction and averaged along the north–south direction. Simulated spectra are estimated above the fourth vertical level (to ensure a negligible contribution of the subgrid scale) and every 96 m in the vertical. The same sampling is used to calculate the autocorrelation functions for L_w estimates.

In order to study the evolution of the spectral slopes in specific domains, the wave number range is split into three parts: (1) the low wave number range $\{0, k_1\}$, (2) the region, $\{k_1, k_2\}$, around the maximum energy density at $k = 2\pi/\Lambda_w$, and (3) the inertial subrange $\{k_2, \infty\}$. The limits are defined here as $k_1 = \pi/\Lambda_w$ and $k_2 = 4\pi/\Lambda_w$.

An important part of the study is to verify the level of agreement between the observed or LES spectra and the KL89 analytical model fit. A quality index of the analytical fit is, therefore, estimated based on the ratio between the observed (and LES) spectrum and the analytical spectrum:

$$IQ_{\text{OBS}} = \frac{1}{N_{\text{OBS}}} \sum_k \left| \log \left(\frac{S_{\text{OBS}}(k)}{S_{\text{KL89}}(k)} \right) \right|, \quad (6)$$

$$IQ_{\text{LES}} = \frac{1}{N_{\text{LES}}} \sum_k \left| \log \left(\frac{S_{\text{LES}}(k)}{S_{\text{KL89}}(k)} \right) \right|, \quad (7)$$

where S_{OBS} is the spectrum calculated from the observed w , S_{LES} is the spectrum calculated from the simulated w and S_{KL89} is the analytical spectrum given by Eq. 2 that best fits the observed or simulated spectra. N is the number of k values on which S is defined. The larger IQ_{OBS} (IQ_{LES}), the larger the departure between the observed (simulated) and the analytical spectra. No threshold can be found for these fit quality criteria; therefore, values of IQ_{OBS} and IQ_{LES} in

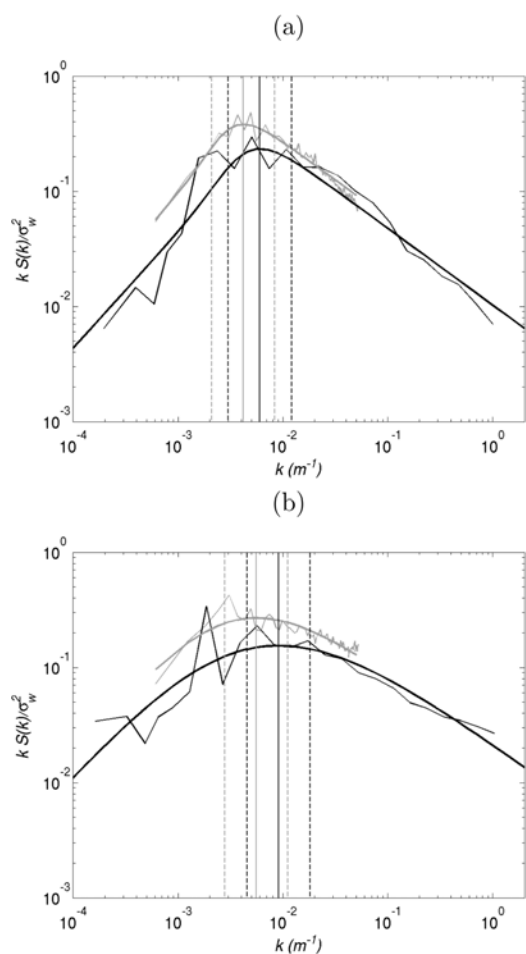


Figure 8. Normalized w spectra at (a) 15:00 and (b) 18:00 UTC from both aircraft (black) and LES (grey), fitted with the KL89 analytical spectral model (thick lines). The vertical continuous lines represent Λ_w , the maximum energy wave number, and the dashed vertical lines represent k_1 and k_2 , the limits of the low wave number range and of the inertial subrange, defined as $k_1 = \pi/\Lambda_w$ and $k_2 = 4\pi/\Lambda_w$.

convective conditions (from 12:00 to 14:00 UTC) are used as a reference.

Figure 8 presents the normalized spectra of w from both aircraft and simulated data, fitted with the KL89 analytical spectral model. The aircraft (simulated) spectra are calculated at 15:00 and 18:00 UTC and at $z = 0.6z_i$ ($z = 0.6 - 0.75z_i$ slice-averaged). This figure shows first the ability of the simulation to properly reproduce both the energy production domain and the inertial subrange and, second, the ability of the analytical spectral model to fit well the observed and simulated spectra in mid-afternoon convective conditions (15:00 UTC) and at the end of the afternoon (18:00 UTC).

For these two examples, $IQ_{OBS} = 0.11$ and $IQ_{LES} = 0.02$ at 15:00 UTC and $IQ_{OBS} = 0.10$ and $IQ_{LES} = 0.015$ at 18:00 UTC. In general, the quality index for the observations is about 5 to 10 times larger than for the LES (not shown).

This is due to the lack of statistics on large scales in observations, leading to larger fluctuations in the spectral density energy for the first domain (low wave numbers), whereas the LES spectra are averaged along the north–south direction, reducing the variability.

We also found that the quality index for observed and simulated data generally remained constant until 19:00 UTC, except for a slight increase in IQ_{LES} for data above $0.6 z/z_i$ after 18:30 UTC. This means that the spectra fit is equally reliable throughout the AT, allowing the study of the time evolution of the spectra characteristics from the convective conditions until near-neutral conditions. This result should be highlighted in the case of simulated spectra, given the overly dissipative nature of the subgrid-scale models in the LES (Meneveau and Katz, 2000).

The spectral changes throughout the AT are already noticeable in Fig. 8: Λ_w shifts toward smaller wavelengths, l_w increases, the spectra flatten and the inertial subrange slope changes. This is further quantified and discussed in the following section.

5 Results

5.1 TKE decay within the entire PBL

Most previous studies investigated either vertically integrated simulated TKE over PBL depth or measured TKE in the surface layer. The TKE decay according to height remains sparsely documented (Grant, 1997; Goulart et al., 2010).

Figure 9a shows the evolution of half-hour averaged hourly vertical profiles of simulated TKE from 11:30 to 18:30 UTC. The profiles show that TKE decreases within the whole depth of the PBL but that there is a 1-hour delay between the start of the decay at the top and the start at the bottom: at 12:30 UTC, the TKE continues to increase in the lower PBL, while it has started to decrease in the upper part. After 15:30 UTC, the decay is homogeneous over the vertical. This differential TKE decay will be named TKE top–down decay hereafter. This result is consistent with the Grimsdell and Angevine (2002) and Lothon et al. (2014) studies which revealed, with remote-sensing observations, a decay of TKE dissipation rates from top to bottom. Shaw and Barnard (2002) also studied the decay with direct numerical simulation (DNS), based on a realistic surface flux decay. They found that the turbulence is maintained at the surface relative to upper layers, which they explain with shear at the surface.

In this study, the simulation likely shows this top–down evolution because the shear in wind direction at the top of the boundary layer is weak and does not maintain the dynamical turbulence production. We can expect a reduced top–down effect in reality since there is shear in direction which is not simulated.

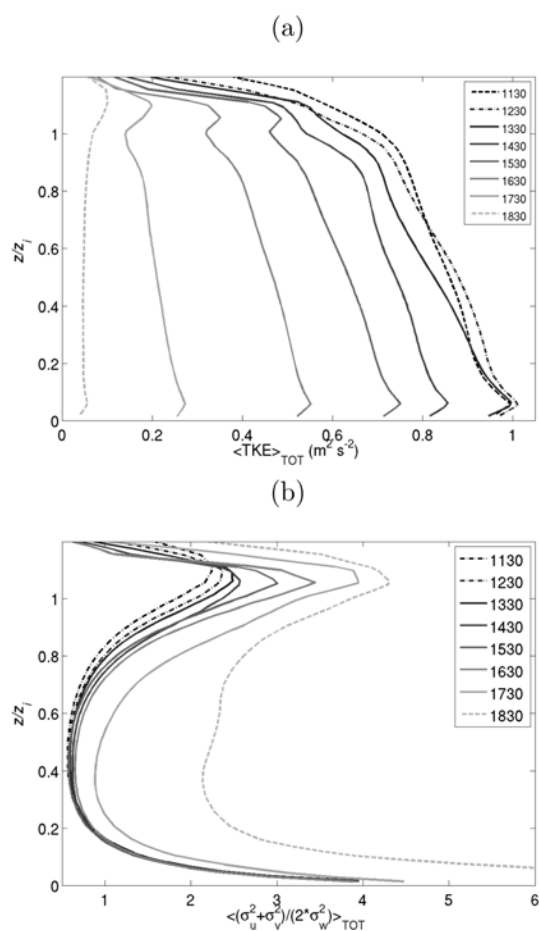


Figure 9. Vertical profiles of the total (resolved and subgrid (subscript TOT)) (a) TKE and (b) anisotropy at several different hours during the AT in the LES.

Turbulence anisotropy (see Fig. 9b), considered here as the ratio of the horizontal to the vertical wind variances, highlights the turbulence structure evolution during the TKE decay. Before 16:30 UTC, turbulence anisotropy remains smaller than unity in the mid-PBL, which is in agreement with the dominant vertical motion of the convective eddies. In the upper and lower parts of the PBL, turbulence anisotropy is larger than unity, due to small vertical velocity variance close to the surface and the entrainment zone (so-called “squashed” turbulence; Lothon et al., 2006).

The anisotropy ratio becomes larger than 1 only after 17:30 UTC in the middle of the PBL but increases close to the top as early as 12:30 UTC. The change in anisotropy, like the TKE, starts early in the upper PBL, with an increasing momentum transfer from vertical to horizontal components during the decay process.

5.2 Spectral analysis

5.2.1 Evolution of the vertical velocity’s spectral slopes

The slopes of the simulated and observed spectra are first analysed because (1) they are key characteristics of the turbulence spectra and (2) the KL89 spectral model assumes for $kS(k)$ the theoretical slope of 1 and $-2/3$ for a low and high wave number range, respectively. The slopes are estimated by linear regression on $kS(k)$ for the wave number first and third ranges defined in Sect. 4.

In the low wave number range, the slopes of the simulated and near-surface observed spectra are close to the theoretical value of 1 and remain approximately constant during the whole day (see Fig. 10a). The spectral slopes of airborne measurements are steeper than the theory predicts and vary from 1.5 to 2.5. This result illustrates the weak statistical representativeness of large scales along aircraft flight paths, leading to scattered spectra slope estimates in this wave number range.

In the inertial subrange, both simulated and aircraft data reveal steeper slopes than the theoretical value of $-2/3$, even during the fully convective period (Fig. 10b). Steeper inertial subrange slopes were previously observed with vertically pointing ground-based lidar (Lothon et al., 2009) and with airborne high-frequency in situ measurements; (Lothon et al., 2007)). The theoretical $-2/3$ slope is based on the hypothesis of isotropic turbulence. Therefore, a possible explanation for these steeper slopes in convective conditions could be the loss of isotropy in real conditions and in particular the role of convective structures and the associated anisotropy. As mentioned before, in Sect. 5.1, convective structures are responsible for anisotropy smaller than 1. We believe that the more “coherent” or organized the w field, the smaller the anisotropy and the steeper the slope. But this explanation needs further work for confirmation. At the end of the afternoon, the slopes consistently flatten in both LES and aircraft data. This flattening appears to behave differently according to height in two ways: (1) it occurs earlier at the top of the PBL (around 16:00 UTC) than in the lower layers (after 17:45 UTC at $0.15z_i$); (2) the lower in the PBL the flattening occurs, the smaller it is. These delayed and reduced changes with decreasing altitude are consistent with the constant $-2/3$ slope during the whole day near the surface.

5.2.2 Characteristic length scales

The integral scale is one of the two spectral characteristics determined from the fit of the KL89 analytical spectral model.

We verified that these integral scale estimates (l_w) were similar to estimates of integral scales (L_w) based on the autocorrelation function (Eq. 5), which is more generally used. The two methods were found to be consistent with each other

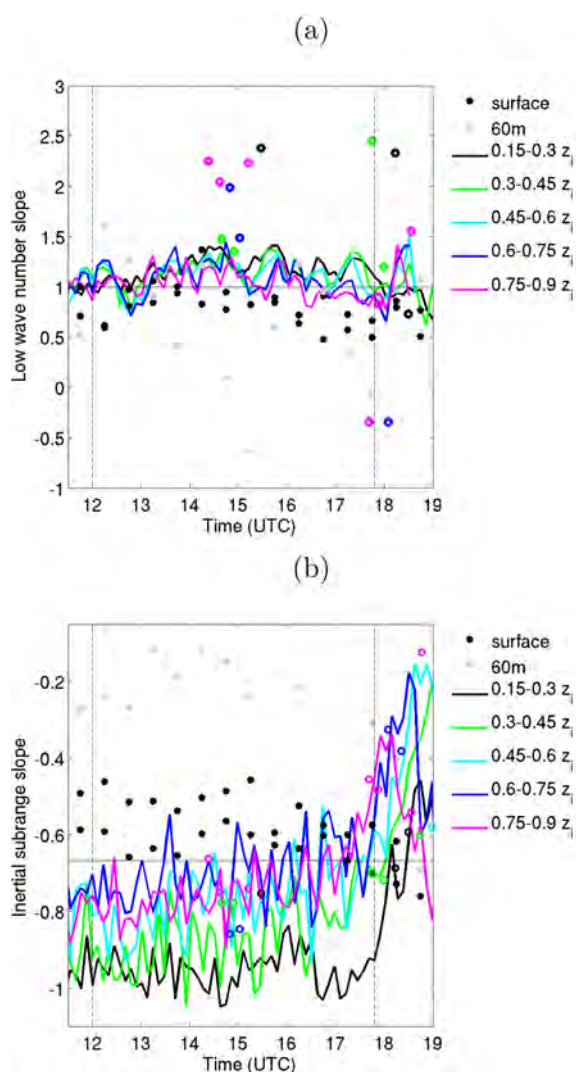


Figure 10. Temporal evolution of the slopes in (a) the low wave number range and (b) the inertial subrange of the w spectra obtained by LES (continuous lines), aircraft and surface measurements (open and filled circles) at different heights (colours). The horizontal black lines stand for the theoretical expected values.

and to give a similar temporal evolution of integral scale (not shown). Hereafter, only l_w is considered.

The temporal evolution of l_w obtained with aircraft and surface data and with the simulation at different heights is presented in Fig. 11. At midday, the length scales verify what is found in literature, with a value of around 200 m (about $0.2z_i$) in the middle of the mixed layer (Lenschow and Stankov, 1986, with aircraft observations and Dosio et al. (2005) with LES, among others). Smaller length scales are observed and simulated at the top and at the bottom of the mixed layer because of “squashed” eddies near the interfaces. l_w remains approximately constant until 17:00 UTC and then increases above $0.15z_i$ for both LES and aircraft data. The higher the considered level, the sharper the l_w increase.

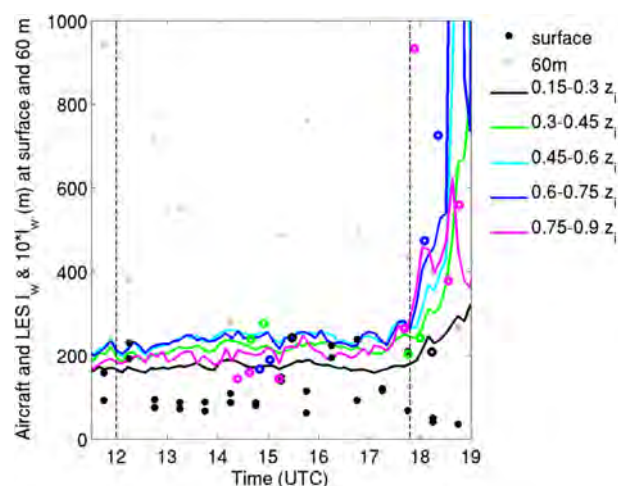


Figure 11. Temporal evolution of l_w calculated from the KL89 analytical model fit on LES (continuous lines), aircraft (open circles) and surface (closed circles) spectra at different heights (different colours). Note that l_w at surface and at 60 m is multiplied by a factor of 10. The vertical dashed lines stand for the times of maximum surface buoyancy flux (at 12:00 UTC) and its zero value (at 17:50 UTC).

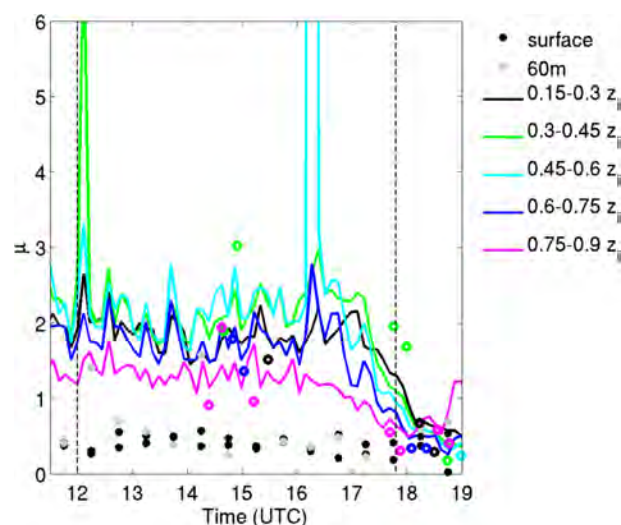


Figure 12. Temporal evolution of the parameter μ , obtained from the KL89 analytical model, by using LES (continuous lines), aircraft (open circles) and surface (closed circles) data. The vertical dashed lines stand for the times of maximum surface buoyancy flux (at 12:00 UTC) and its zero value (at 17:50 UTC).

Close to the surface, l_w remains constant until 17:00 UTC at a height of 10 m and then decreases to 5 m. As expected, the 60 m mast data provide longer l_w than those at the surface but with a large scatter (between 30 and 80 m), making it difficult to estimate l_w tendency with time at that height.

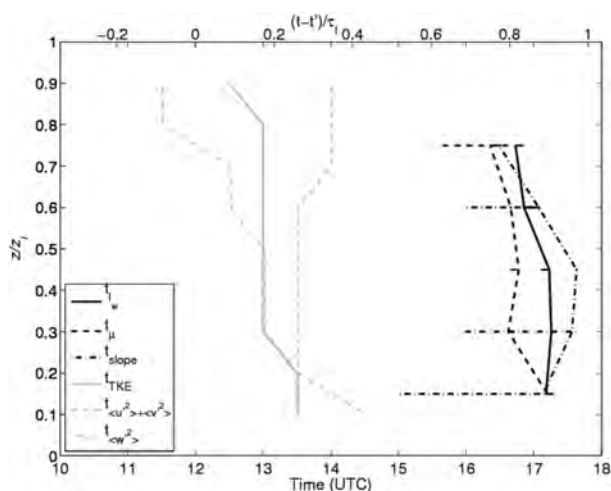


Figure 13. Vertical profiles of the timings of changes observed in the evolution of the TKE, the vertical and horizontal variances, l_w , μ , and the inertial subrange slope of w spectra. t' is defined as the time when H is maximum (i.e. at 12:00 UTC).

5.2.3 Shape of the spectra

The spectral shape is depicted by the μ sharpness parameter (Eq. 2). Figure 12 shows the temporal evolution of μ that gives the best fit of the spectra for simulation, aircraft and surface data. Above $0.15 z_i$, μ remains constant at a value of about 2 until 16:00 UTC, aircraft and simulated data giving similar results. These results are similar to those found by Lothon et al. (2009) with ground-based lidar, who also observed sharper spectra than the Kaimal spectra ($\mu = 0.5$) in the middle of the PBL. After 16:00 UTC, μ decreases, meaning that the turbulence spectra flatten during the late afternoon transition associated with a broadening of the energy containing wave number range above $0.15 z_i$. This seems consistent with the theoretical spectral analysis by Goulart et al. (2010) (see their Fig. 6, bottom, in the convective boundary layer). By contrast, close to the surface and at 60 m height, $\mu \approx 0.5$ throughout the day, which corresponds to the spectral model from Kaimal et al. (1972) and means that the energy wave number range remains large during the afternoon. In the KL89 analytical model, μ , l_w and Λ_w are linked by Eq. (4), which gives higher Λ_w/l_w for higher μ (Lenschow and Stankov, 1986). As shown in Fig. 8, Λ_w drifts slightly toward smaller eddies. Keeping in mind that Λ_w represents the distance between two structures and l_w represents the width of a structure, this means that during the afternoon, the thermals become closer to each other, whereas the increase in l_w means the thermals become larger. This is consistent with a decreasing skewness of w as time evolves, which we find in both observation and LES (not shown).

5.3 Timing of the changes

The previous results illustrate the changes in turbulence characteristics throughout the afternoon according to height. The times when these characteristics start to change are now quantified using the simulation data above $0.15 z_i$, the tower measurements at 60 m, and the near surface moor and corn data. The time of change for a parameter x is denoted by t_x (Fig. 13). For μ , l_w and the slope, it is the time when the decay rates of these spectra parameters depart from their mean value by more than 3 times their standard deviation (the decay rates are estimated over 1.5 h and their means and standard deviations are calculated between noon and 14:00 UTC). Because of the diurnal cycle of the TKE and the horizontal and vertical velocity variances, this method could not be applied to determine the time change in these parameters. t_{TKE} , $t_{\langle w'^2 \rangle}$ and $t_{\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle}$ were thus the times when the decaying rate of the parameter (estimated by linear regression over 1.5 h) becomes larger than for an arbitrary threshold of $-1.11 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (meaning a TKE decrease of $-0.02 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for a time interval of 30 min).

As already noticed in Sect. 5.1, the TKE first decreases at the top of the boundary layer an hour after the start of the AT (Fig. 13). That is, once the surface flux starts to decrease, the surface-driven turbulence does not rise up to the top of the boundary layer anymore. This indicates that turbulence decreases first at the top of the PBL, whereas it is maintained longer under $0.15 z_i$. The TKE decrease is exclusively driven by the vertical velocity variance, which decreases at the top of the PBL 1.5 h before the maximum of the surface buoyancy flux. The early decrease in the vertical velocity variance is counterbalanced in TKE by the delayed change in the horizontal wind variance. This implies an increase in the anisotropy of the velocity variances in the early stage of surface flux decrease.

The change in other spectral parameters (length scale, sharpness and slope) is observed much later, during the last 2 h before the zero surface buoyancy flux. The vertical profiles of t_{l_w} , t_{slope} and t_μ indicate an increase in integral scales, a flattening of the inertial subrange slope and a flattening of the spectra, appearing first at the top of the boundary layer and rapidly reaching the lower layers.

Near the surface and at 60 m, a very weak evolution of the spectra is observed. The spectra keep the same sharpness, similar to Kaimal spectra, with a constant slope of $-2/3$ in the inertial subrange, and a very slightly decreasing l_w . These results are consistent with the spectral behaviour above $0.15 z_i$. Indeed, μ decreases from around 2 in convective conditions to 0.5 at the end of the AT in the whole upper layer, and the l_w increase in the upper layers is less and less pronounced with decreasing height.

5.4 Discussion

The above analysis of the evolution of the turbulence structure during the AT suggests that we should separate this period into two stages: early and late afternoon.

In the early afternoon, from the occurrence of the buoyancy maximum until about 2 h before sunset, (1) the TKE decreases within the whole PBL, with a 1-hour delay between the upper part (earlier decay) and the lower part of the PBL (postponed decay), (2) the vertical profile of anisotropy does not change much within the PBL, except close to the top, and (3) the spectra maintain the characteristics of the fully developed convective boundary layer, with similar integral scales and sharpness parameters.

In the late afternoon, from 2 h before sunset until when the surface buoyancy flux reduces to 0, (1) the TKE decreases more rapidly than during the early AT within the whole PBL, (2) turbulence anisotropy increases abruptly within the PBL, starting initially near the PBL top, and (3) the shape of the spectra evolves, with a decrease in the sharpness parameter, a flattening of the inertial subrange slope, and an increase in the integral length scales in the mid and upper PBL. The higher in the PBL the integral scales are, the stronger their increase, with very slight changes in the spectra shape observed close to the surface.

The two stages of the TKE decay found in this study remain consistent with previous results found by Nadeau et al. (2011) and Rizza et al. (2013a). Both authors showed a decrease in the TKE following a t^{-n} power law with a continuous increase in n . Nadeau et al. (2011) defined two main stages characterized by n around 2 and 6. Rizza et al. (2013a) added a preliminary stage with n equal to 1. Our first stage includes t^{-1} and t^{-2} power laws, and the second one includes t^{-6} . However, it seems somehow arbitrary to characterize our two stages by a specific value of n since it evolves continuously. This study focuses on the link between the structure of the turbulence and the TKE evolution. Also, the TKE budget evolution in time was not of any help to explain the two stages of the TKE decrease. Whilst the different terms do decrease with time, their respective contribution to the TKE tendency hardly changes from the first to the second stages (not shown).

Our understanding of the two different stages of the AT is that during the early afternoon, the buoyancy flux remains large and its decay is slow enough to give the PBL time to adjust to the change and to remain in quasi-steady balance. In other words, the convective timescale t_* is small enough (~ 9 min) relative to τ_f (~ 5.8 h) to allow this quasi-steady state. The spectral characteristics remain similar to what they are at maximum surface buoyancy flux. Buoyancy remains a dominant influence during this stage, leading to the vertical velocity variance and convective structures being predominant. The latter, with a characteristic horizontal length typically linked to the PBL depth, could maintain a sharp spectral peak. The predominance of convective structures might also

be the cause of the steep inertial subrange slope. Close to the surface, where these convective structures are not yet well shaped, the inertial subrange slope is $-2/3$.

On the contrary, during the late afternoon, t_* increases (about 20 min at 17:00 UTC) and the buoyancy flux gets too small for the PBL to maintain the vertical consistency of the turbulence structure from the surface up to the top of the PBL. The impact of surface buoyancy decreases faster than that of entrainment during this period: although the entrainment flux magnitude diminishes, entrainment occurs over a broader vertical depth extending down to $0.6z_i$ (Fig. 5).

An increase in the entrainment role could explain the increase in the vertical velocity integral scales (Lohou et al., 2010; Canut et al., 2010), which is observed in the upper PBL during the late afternoon during our BLLAST case. The increase in vertical velocity integral scales is consistent with the results of Sorbjan (1997) but disagrees with those of Pino et al. (2006). This could be due to the progressive cessation of the surface flux in Sorbjan (1997) and Grant (1997) versus the sudden shut-off in Pino et al. (2006). In the surface layer, the decrease in the integral scales is consistent with the observations made by Grant (1997) and with the results of Kaimal et al. (1972).

The flattening observed in the inertial subrange during the late afternoon is difficult to explain because one might expect a steeper slope in inertial subrange when the flow becomes less turbulent, assuming that the smaller scales will dissipate faster than the larger scales. However, hypotheses could be made to explain the observed flattening of the spectra in the inertial subrange: (1) the increase in anisotropy might be associated with such a change in the cascade; (2) if the turbulence is now freely decaying, without influence of coherent structures and vertical velocity dominance, the cascade could become more efficient, resulting in a flattening slope according to Moeng and Wyngaard (1988). In any case, it seems that with the turbulence being no longer fully forced, the criteria for locally isotropic turbulence are no longer met. The theoretical model of the TKE spectrum proposed by Goulart et al. (2010) could be an interesting tool to further understand this slope change since it considers anisotropy of turbulence through the KL89 analytical spectrum and also considers the terms of the TKE budget which might impact on the inertial subrange slope.

The progressive shut-off of the surface heat fluxes is shown to be an important aspect of the AT. Nieuwstadt and Brost (1986) and Pino et al. (2006), who analysed simulations with a sudden shut-off of the buoyancy flux, pointed out what they called a demixing process, which implies a negative buoyancy flux within the whole PBL. The impact of entrainment in this case might be overestimated. Similar to Sorbjan (1997), when progressively transitioning through the afternoon from a surface-buoyancy-dominated to an entrainment-dominated regime, the demixing process is strongly reduced and limited to the upper half of the PBL.

One might wonder whether these results could be impacted by the initial conditions. The use of all the airborne measurements acquired during the BLLAST experiment shows the general trend of an increasing integral scale during the late afternoon (not shown). However, it would be useful to complete this study with some additional simulations either targeting other BLLAST IOPs or performing some sensitivity analyses. Wind shear could be an important focus as Nieuwstadt and Brost (1986), Pino et al. (2006) and Goulart et al. (2010) found that strong wind shear at the top and bottom of the PBL delays the decay.

6 Conclusions

This study is based on the use of analytical spectra to depict and quantify changes in the vertical velocity spectra throughout the AT and according to height. BLLAST aircraft and surface station measurements are used to study the turbulence spectral evolution on 20 June 2011. A large-eddy simulation constrained by observed conditions during BLLAST, but significantly simplified, allows us to investigate a continuous spectral analysis in time and height.

The simulated data, even with simplified forcings and initial conditions, are in satisfactory agreement with the airborne, radiosonde and surface observations. The model reasonably simulates the turbulence structure through the afternoon with a resolution and a domain size allowing a good fit of the simulated spectra with the Kristensen and Lenschow (1989) analytical model above $0.15z_i$.

Two main conclusions can be drawn from this study, giving essential information on the turbulence evolution in time and height:

1. This study shows for the first time the different steps occurring during the AT, which is defined as the period starting at the maximum surface buoyancy flux and ending when the buoyancy flux reaches 0. The early afternoon (first phase from 0 to $0.75\tau_f$) is characterized by a low-rate decrease in the energy level, but the turbulence characteristics remain similar to those during fully convective conditions: similar turbulence length scales and cascade characteristics from large to small eddies. During the late afternoon (second phase from 0.75 to $1\tau_f$), TKE decay rates increase and turbulence characteristics evolve rapidly, implying a very different eddy size and energy transfer.
2. The second important point concerns the turbulence evolution along the vertical. The changes observed either in TKE decay (during the early afternoon) or in w spectral shape (during the late afternoon) start at the top of the boundary layer. Furthermore, the higher the spectra within the PBL, the stronger their shape changes. These results show that the top of the boundary layer is affected by the changes first.

Acknowledgements. The BLLAST field experiment was made possible thanks to the contribution of several institutions and organisations: INSU-CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers, Centre national de la Recherche Scientifique, LEFE-IMAGO program), Météo-France, Observatoire Midi-Pyrénées (University of Toulouse), EUFAR (EUropean Facility for Airborne Research) BLLATE-1&2, COST ES0802 (European Cooperation in the field of Scientific and Technical) and the Spanish MINECO projects CGL2009-08609, CGL2012-37416-C04-03 and CGL2011-13477-E. The field experiment would not have taken place without the significant contribution of all participating European and American research groups. The Piper Aztec research airplane is operated by SAFIRE, which is a unit supported by INSU-CNRS, Météo-France and the French Spatial Agency (CNES). The BLLAST field experiment was hosted by the instrumented site of Centre de Recherches Atmosphériques, Lannemezan, France (Observatoire Midi-Pyrénées, Laboratoire d'Aérodynamique). Its 60 m tower is partly supported by the POCTEFA/FLUXPYR European program. BLLAST data are managed by SEDOO, from Observatoire Midi-Pyrénées. Since 2013, the French ANR has supported BLLAST analysis. See <http://bllast.sedoo.fr> for all contributions. We particularly thank Eric Pardyjak, Oscar Hartogensis, Dominique Legain and Frédérique Saï for providing the surface measurements used in this study. We are also grateful to Bruno Piguet for the first processing of the Piper Aztec data set and to Dominique Legain and the CNRM-4M team for the frequent radiosoundings. Computer facilities for the large-eddy simulation were provided by CALMIP (Calcul en Midi-Pyrénées, France).

Edited by: E. Pardyjak

References

- Blay-Carreras, E., Pardyjak, E. R., Pino, D., Alexander, D. C., Lohou, F., and Lothon, M.: Countergradient heat flux observations during the evening transition period, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 9077–9085, doi:10.5194/acp-14-9077-2014, 2014a.
- Blay-Carreras, E., Pino, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., van de Boer, A., De Coster, O., Darbieu, C., Hartogensis, O., Lohou, F., Lothon, M., and Pietersen, H.: Role of the residual layer and large-scale subsidence on the development and evolution of the convective boundary layer, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4515–4530, doi:10.5194/acp-14-4515-2014, 2014b.
- Brazel, A., Fernando, H., Hunt, J., Selover, N., Hedquist, B., and Pardyjak, E.: Evening Transition Observations in Phoenix, Arizona, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 99–112, 2005.
- Canut, G., Lothon, M., Saïd, F., and Lohou, F.: Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and the Saharan Air Layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 34–46, 2010.
- Carvalho, J., Degrazia, G., Anfossi, D., Goulart, A., Cuchiara, G. C., and Mortarini, L.: Simulating the characteristic patterns of the dispersion during sunset PBL, *Atmos. Res.*, 98, 274–284, doi:10.1016/j.atmosres.2010.06.009, 2010.
- Casso-Torralba, P., Vilà-Guerau de Arellano, J., Bosveld, F., Soler, M., Vermeulen, A., Werner, C., and Moors, E.: Diurnal and vertical variability of the sensible heat and carbon dioxide budgets

- in the atmospheric surface layer, *J. Geophys. Res.*, 113, D12119, doi:10.1029/2007JD009583, 2008.
- Cole, G. and Fernando, H.: Some aspects of the decay of convective turbulence, *Fluid Dynam. Res.*, 23, 161–176, 1998.
- Davidson, P.: *Turbulence: An introduction for Scientists and Engineers*, Oxford University Press Inc., New York, 2004.
- Deardorff, J.: Convective velocity and temperature scales for the unstable planetary boundary layer and for Rayleigh convection, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1211–1215, 1970.
- Deardorff, W.: Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 18, 495–527, 1980.
- Dosio, A., Vilà-Guerau De Arellano, J., and Holtslag, A. A. M.: Relating Eulerian and Lagrangian Statistics for the Turbulent Dispersion in the Atmospheric Convective Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, 62, 1175–1191, 2005.
- Fernando, H., Princevac, M., Pardyjak, E., and Data, A.: The decay of convective turbulence during evening transition period, in: 11th Conference on Mountain Meteorology and MAP Meeting, Bartlett (NH), USA, paper 10.3, 2004.
- Fitzjarrald, D. R., Freedman, J. M., Czikowsky, M. J., Sakai, R. K., and Moraes, O. L. L.: Momentum and scalar transport during the decay of CBL turbulence, 16th AMS Symposium on boundary layers and turbulence, 2004.
- Gioli, B., Miglietta, M., Vaccari, F. P., Zaldei, A., and De Martino, B.: The Sky Arrow ERA, an innovative airborne platform to monitor mass, momentum and energy exchange of ecosystems, *Ann. Geophys.*, 49, 109–116, 2006, <http://www.ann-geophys.net/49/109/2006/>.
- Goulart, A., Degrazia, G., Rizza, U., and Anfossi, D.: A theoretical model for the study of convective turbulence decay and comparison with large-eddy simulation data, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 107, 143–155, 2003.
- Goulart, A., Bodmann, B., Vilhena, M., Soares, P., and Moreira, D.: On the Time Evolution of the Turbulent Kinetic Energy Spectrum for Decaying Turbulence in the Convective Boundary Layer, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 138, 61–75, doi:10.1007/s10546-010-9546-4, 2010.
- Grant, A. L. M.: An observational study of the evening transition boundary-layer, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 123, 657–677, 1997.
- Grimsdell, A. W. and Angevine, W. M.: Observations of the afternoon transition of the convective boundary layer, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 3–11, 2002.
- Heo, B., Jacoby-Koaly, S., Kim, K., Campistron, B., Bénech, B., and Jung, E.: 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, 2003.
- Højstrup, J.: Velocity spectra in the unstable planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 39, 2239–2248, 1982.
- Jacoby-Koaly, S., Campistron, B., Bernard, S., Bénech, B., Arduin-Girard, F., Dessens, J., Dupont, E., and Carissimo, B.: Turbulent dissipation rate in the boundary layer via uhf wind profiler doppler spectral width measurements, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 103, 361–389, 2002.
- Kaimal, J., Wyngaard, J., and Coté, O.: Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 98, 653–689, 1972.
- Kaimal, J., Wyngaard, J., Haugen, D., Coté, O., and Izumi, Y.: Turbulence structure in the convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2152–2169, 1976.
- Kàrmàn, T.: Progress in the statistical theory of turbulence, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 34, 530–539, 1948.
- Kristensen, L. and Lenschow, D. H.: The spectral velocity tensor for homogeneous boundary-layer turbulence, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 47, 149–193, doi:10.1177/1553350614532679, 1989.
- Legain, D., Bousquet, O., Douffet, T., Tzanos, D., Moulin, E., Barrie, J., and Renard, J.-B.: High-frequency boundary layer profiling with reusable radiosondes, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2195–2205, doi:10.5194/amt-6-2195-2013, 2013.
- Lenschow, D. H. and Stankov, B. B.: Length scales in the convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 43, 1198–1209, 1986.
- Lenschow, D. H., Mann, J., and Kristensen, L.: How Long is Long Enough When Measuring Fluxes and Other Turbulence Statistics?, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 11, 661–673, 1994.
- Lohou, F. and Patton, E. G.: Surface Energy Balance and Buoyancy Response to Shallow Cumulus Shading, *J. Atmos. Sci.*, 71, 665–682, doi:10.1175/JAS-D-13-0145.1, 2014.
- Lohou, F., Saïd, F., Lothon, M., Durand, P., and Serça, D.: Impact of Boundary-Layer Processes on Near-Surface Turbulence Within the West African Monsoon, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 136, 1–23, doi:10.1007/s10546-010-9493-0, 2010.
- Lothon, M., Lenschow, D., and Mayor, S.: Coherence and Scale of Vertical Velocity in the Convective Boundary Layer from a Doppler Lidar, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 121, 521–536, doi:10.1007/s10546-006-9077-1, 2006.
- Lothon, M., Lenschow, D. H., and Schanot, A.: Status-reminder report on C-130 air-motion measurements. Test of DYCOMS-II new datasets, Internal report, NCAR-RAF, available at: https://www.eol.ucar.edu/raf/Projects/DYCOMS-II/DYCOMS.report1_win07.pdf (last access: 4 January 2007), 2007.
- Lothon, M., Lenschow, D., and Mayor, S.: Doppler Lidar Measurements of Vertical Velocity Spectra in the Convective Planetary Boundary Layer, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 132, 205–226, doi:10.1007/s10546-009-9398-y, 2009.
- Lothon, M., Lohou, F., Pino, D., Couvreur, F., Pardyjak, E. R., Reuder, J., Vilà-Guerau de Arellano, J., Durand, P., Hartogensis, O., Legain, D., Augustin, P., Gioli, B., Lenschow, D. H., Faloona, I., Yagüe, C., Alexander, D. C., Angevine, W. M., Bargain, E., Barrié, J., Bazile, E., Bezombes, Y., Blay-Carreras, E., van de Boer, A., Boichard, J. L., Bourdon, A., Butet, A., Campistron, B., de Coster, O., Cuxart, J., Dabas, A., Darbieu, C., Deboudt, K., Delbarre, H., Derrien, S., Flament, P., Fourmentin, M., Garai, A., Gibert, F., Graf, A., Groebner, J., Guichard, F., Jiménez, M. A., Jonassen, M., van den Kroonenberg, A., Magliulo, V., Martín, S., Martinez, D., Mastroiello, L., Moene, A. F., Molinos, F., Moulin, E., Pietersen, H. P., Pignatelli, B., Pique, E., Román-Cascón, C., Rufin-Soler, C., Saïd, F., Sastre-Marugán, M., Seity, Y., Steeneveld, G. J., Toscano, P., Traullé, O., Tzanos, D., Wacker, S., Wildmann, N., and Zaldei, A.: The BLLAST field experiment: Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 10931–10960, doi:10.5194/acp-14-10931-2014, 2014.
- Meneveau, C. and Katz, J.: Scale-Invariance and Turbulence Models for Large-Eddy Simulation, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 32, 1–32, 2000.

- Moeng, C. H.: A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 41, 2052–2062, 1984.
- Moeng, C.-H. and Wyngaard, J.: Spectral-analysis of large-eddy simulations of the convective boundary-layer, *J. Atmos. Sci.*, 45, 3573–3587, 1988.
- Monin, A. and Yaglom, A.: *Statistical fluid mechanics*, vol. 2, The MIT Press, Massachusetts, 1975.
- Nadeau, D., Paradyjak, E., Higgins, C., Fernando, H., and Parlange, M.: A Simple Model for the Afternoon and Early Evening Decay of Convective Turbulence Over Different Land Surfaces, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 141, 301–324, doi:10.1007/s10546-011-9645-x, 2011.
- Nieuwstadt, F. T. M. and Brost, R. A.: The decay of convective turbulence, *J. Atmos. Sci.*, 43, 532–546, 1986.
- Patton, E. G., Sullivan, P. P., and Moeng, C. H.: The Influence of Idealized Heterogeneity on Wet and Dry Planetary Boundary Layers Coupled to the Land Surface, *J. Atmos. Sci.*, 62, 2078–2097, 2005.
- Pietersen, H. P., Vilà-Guerau de Arellano, J., Augustin, P., van de Boer, A., de Coster, O., Delbarre, H., Durand, P., Fourmentin, M., Gioli, B., Hartogensis, O., Lohou, F., Lothon, M., Ouwensloot, H. G., Pino, D., and Reuder, J.: Study of a prototypical convective boundary layer observed during BLLAST: contributions by large-scale forcings, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 4241–4257, doi:10.5194/acp-15-4241-2015, 2015.
- Pino, D., Jonker, H., Vilà-Guerau De Arellano, J., and Dosio, A.: Role of Shear and the Inversion Strength During Sunset Turbulence Over Land: Characteristic Length Scales, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 121, 537–556, doi:10.1007/s10546-006-9080-6, 2006.
- Rizza, U., Miglietta, M., Degrazia, G., Acevedo, O., and Marques Filho, E.: Sunset decay of the convective turbulence with Large-Eddy Simulation under realistic conditions, *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 392, 4481–4490, doi:10.1016/j.physa.2013.05.009, 2013a.
- Rizza, U., Miglietta, M. M., Acevedo, O. C., Anabor, V., Degrazia, G. a., Goulart, A. G., and Zimmerman, H. R.: Large-eddy simulation of the planetary boundary layer under baroclinic conditions during daytime and sunset turbulence, *Meteorol. Appl.*, 20, 56–71, doi:10.1002/met.1284, 2013b.
- Säid, F., Corsmeier, U., Kalthoff, N., Kottmeier, C., Lothon, M., Wieser, a., Hofherr, T., and Perros, P.: ESCOMPTE experiment: intercomparison of four aircraft dynamical, thermodynamical, radiation and chemical measurements, *Atmos. Res.*, 74, 217–252, doi:10.1016/j.atmosres.2004.06.012, 2005.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Benard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France Convective-Scale Operational Model, *Mon. Weather Rev.*, 139, 976–991, 2011.
- Shaw, W. and Barnard, J.: Scales of turbulence decay from observations and direct numerical simulation, in: 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, p. 8.3, Wageningen University, The Netherlands, 2002.
- Sorbjan, Z.: Decay of convective turbulence revisited, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 82, 501–515, 1997.
- Sullivan, P., Mc Williams, J., and Moeng, C.-H.: A subgrid-scale model for large-eddy simulation of planetary boundary-layer flows, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 71, 247–276, 1994.
- Sullivan, P. P. and Patton, E. G.: The Effect of Mesh Resolution on Convective Boundary Layer Statistics and Structures Generated by Large-Eddy Simulation, *J. Atmos. Sci.*, 68, 2395–2415, doi:10.1175/JAS-D-10-05010.1, 2011.
- Taylor, A., Beare, R., and Thomson, D.: Simulating Dispersion in the Evening-Transition Boundary Layer, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 153, 389–407, doi:10.1007/s10546-014-9960-0, 2014.
- Vilà-Guerau de Arellano, J., Dosio, A., Vinuesa, J.-F., Holtslag, A. A. M., and Galmarini, S.: The dispersion of chemically reactive species in the atmospheric boundary layer, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 87, 23–38, doi:10.1007/s00703-003-0059-2, 2004.

6.1.3 Résultats et hypothèses à approfondir

Suite à l'analyse présentée dans Darbieu et al. (2014), les hypothèses suivantes ont été formulées pour interpréter les résultats que l'on souhaite à présent confronter à une variabilité des conditions de forçages :

- (R1) La décroissance de la turbulence se déroule en deux phases dans l'après-midi : l'une finalement 'quasi-stationnaire' (la phase 'early afternoon', EA), et l'autre à l'évolution rapide, accompagnée d'un changement des caractéristiques spectrales (la phase 'late afternoon', LA).
- (R2) L'évolution de l'intensité de la turbulence et de ses caractéristiques spectrales se propage "de haut en bas" (top-down).
- (H1) Le caractère quasi-statique de la première phase EA pourrait s'expliquer par la prédominance de la flottabilité par rapport au cisaillement et le fait que la couche limite garde un temps de réaction suffisamment court pour répondre à l'évolution du forçage.
- (H2) Le rôle de l'entraînement au sommet et de l'épaisseur sur laquelle il a de l'influence (liée au processus de 'demixing') a été proposé pour expliquer l'accroissement des échelles intégrales de la turbulence dans la seconde phase LA.
- (H3) L'anisotropie pourrait engendrer des modifications des caractéristiques spectrales par rapport à ce qui est prévu par la théorie, et être reliée à la pente du spectre dans le domaine inertiel ou au paramètre de forme des spectres.
- (H4) Les structures cohérentes ont été aussi suspectées de modifier les spectres au point d'accentuer la pente du domaine inertiel et d'affecter la forme du pic spectral.

On peut tout d'abord vérifier que les résultats obtenus pour la journée du 20 juin 2011 sont retrouvés pour d'autres journées de la campagne. L'analyse sera menée à l'aide des données aéroportées pour quatre autres POI.

On peut également penser que ces résultats pourraient être sensibles à l'heure d'initialisation de la simulation en supposant qu'un écoulement turbulent généré en à peine une heure ne possède la même structure turbulente que si la turbulence a plus de temps pour évoluer. L'impact de l'heure d'initialisation d'une simulation sur l'évolution de la turbulence sera testé en comparant la simulation initialisée à 05 :15 UTC et présentée dans Darbieu et al. (2014) avec une simulation initialisée à 11 :00 UTC.

Enfin les résultats et hypothèses rappelés ci-dessus seront testés avec de nouvelles simulations réalisées avec un forçage dynamique différent pour un même forçage de flottabilité au sol.

Le tableau 6.1 rassemble les principales caractéristiques des simulations décrites dans ce chapitre. Les paramètres que l'on prescrit dans les différentes simulations tels que l'heure d'initialisation des simulations, les maxima des flux de chaleur sensible et latente, la présence ou non de la force de Coriolis et d'un vent géostrophique sont indiqués. Sont également mentionnés le vent moyen résultant dans la couche mélangée en milieu de journée, les valeurs approximatives de ΔU au-dessus de la surface et à z_i , ainsi que l'épaisseur de la couche limite à 12 :00 UTC. La simulation S_{11} possède exactement les mêmes caractéristiques que la simulation référence présentée dans Darbieu et al. (2014) (nommée S_{ref}), excepté l'heure d'initialisation. En effet, S_{11} est initialisée avec les profils fournis par S_{ref} , à 10 :50 UTC. Les simulations U_0 , U_5 et U_{10} ont également les mêmes caractéristiques que S_{ref} , excepté la présence de vent géostrophique et de la force de Coriolis.

Nom	Heure d'initialisation (UTC)	H_{max} (W m ⁻²)	LE_{max} (W m ⁻²)	Force de Coriolis (kg m s ⁻²)	Ug (m s ⁻¹)	\bar{U}_{CM} (m s ⁻¹)	ΔU_{z_i} (m s ⁻¹)	$\Delta U_{surface}$ (m s ⁻¹)	z_i (m)
S_{ref}	0515	130	350	0	0	2	4	0	800
S_{11}	1048	130	350	0	0	2	4	0	800
U_0	0515	130	350	0	0	0	0	0	800
U_5	0515	130	350	$1.39 \cdot 10^{-4}$	5	3	0	2	800
U_{10}	0515	130	350	$1.39 \cdot 10^{-4}$	10	7	1	4	800

Tableau 6.1 – Tableau détaillant pour chaque simulation : l'heure d'initialisation des simulations, les maxima des flux de chaleur sensible et latente H_{max} et LE_{max} , la présence ou non de la force de Coriolis et du vent géostrophique U_g (prescrits), ainsi que le vent moyen dans la couche mélangée en milieu de journée \bar{U}_{CM} , les valeurs approximatives de ΔU au-dessus de la surface et à z_i , à 15 :00 UTC et l'épaisseur de la couche limite z_i à 12 :00 UTC (résultats).

6.2 Résultats de l'analyse spectrale pour d'autres journées

L'analyse spectrale menée pour la journée du 20 juin dans l'étude de Darbieu et al. (2014) nécessite d'être menée sur d'autres journées pour établir les limites de validité de ces résultats, et pour tester la sensibilité de ces résultats à différentes conditions.

L'analyse spectrale de la vitesse verticale du vent décrite dans Darbieu et al. (2014) a été appliquée aux données aéroportées de 4 autres POI de la campagne BLLAST. Le tableau 6.2 réunit quelques caractéristiques des journées considérées.

On voit que les conditions restent assez similaires, avec un vent souvent faible dans la CM et peu de cisaillement au sommet. Le cas du 25/06 se détache des autres avec un vent un peu plus marqué dans la CL et un faible développement de CL. Celui du 20/06 a un cisaillement de vent au sommet plus élevé que les autres. Le 30/06 et le 01/07 ont une couche limite plus développée, avec un peu plus de prédominance de la convection.

Date	FL# PA	FL# SA	z_i (m)	U_{CM} (m s ⁻¹)	ΔU_i (m s ⁻¹)	w_* (m s ⁻¹)	u_* (m s ⁻¹)	τ_f (h)
20/06/11	2	2	800	2.5	4	1.4	0.23	6.0
25/06/11	2	2	600	4.5	2	1.3	0.16	7.0
30/06/11	2	2	1380	2.0	0	1.7	0.23	4.5
01/07/11	2	0	1350	2.5	2	1.7	0.14	7.0
05/07/11	2	0	640	2.0	2	1.3	0.12	7.0

Tableau 6.2 – *Tableau indiquant quelques caractéristiques générales des journées considérées, estimées à 12 :00 UTC. Le nombre de vols du Piper Aztec et du Sky Arrow sont aussi indiqués (deuxième et troisième colonne). U_{CM} est le vent moyen dans la couche mélangée et ΔU_i l'écart de module du vent au sommet. Les données de surface utilisées sont celles de la station des landes ('moor') et le z_i maximum est estimé à partir des données du profileur UHF.*

La figure 6.1 présente les résultats de l'analyse spectrale des 16 vols effectués pendant les 5 journées réunies. A noter qu'il s'agit de la même méthode d'analyse que dans Darbieu et al. (2014). Tous les paliers analysés sont orientés E-W et effectués au voisinage du site expérimental. On rappelle que l_w est l'échelle intégrale et μ le paramètre de forme.

La figure 6.1(a) représente l'évolution de l_w normalisé par z_i et la figure 6.1(b) montre l'évolution de μ . Comme ce qui a été observé pour la journée du 20 juin, il semble que l_w reste constant au cours de la journée jusqu'à environ 17 :30 UTC, puis augmente en fin de journée. μ reste constant jusqu'à environ 17 :00 UTC puis diminue progressivement.

La figure 6.1(c) représente l'évolution de la pente dans les faibles nombres d'onde et la figure 6.1(d) montre l'évolution de la pente du domaine inertiel. Pour les 5 POI, la pente des faibles nombres d'onde reste constante tout au long de la journée et proche de la théorie. Dans le domaine inertiel, la pente inertielle est toujours "trop raide" en milieu de journée puis augmente progressivement en fin de journée, en accord avec la diminution de μ au cours de la journée et l'aplatissement des spectres.

Les résultats préliminaires de l'analyse spectrale appliquée aux données aéroportées de 4 autres POI de la campagne BLLAST vont donc dans le même sens que ceux présentés dans l'étude du 20 juin 2011, notamment : l'existence d'une longue phase quasi-stationnaire et l'évolution des échelles (augmentation), des pentes (réduction de

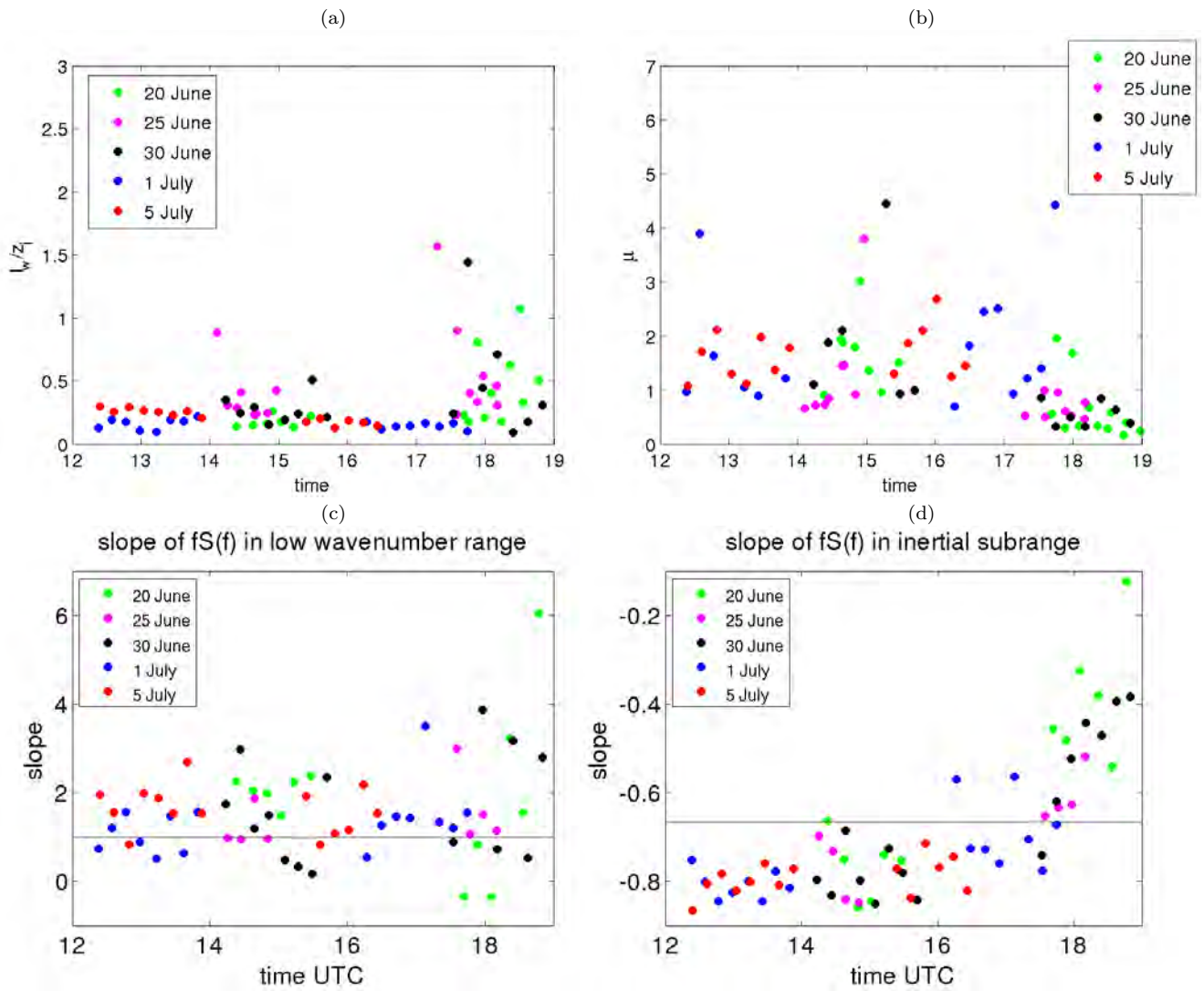


Figure 6.1 – Evolution temporelle de (a) l_w/z_i et (b) μ et de la pente (c) du domaine des faibles nombres d'onde et (d) du domaine inertiel, pour l'ensemble des données aéroportées de 5 POI de la campagne BLLAST, sans distinction faite sur la hauteur des vols.

la pente dans le domaine inertiel) et du paramètre de forme (décroissance) dans la seconde phase (cf R1). Ces évolutions sont confirmées avec des journées aux conditions de cisaillement un peu différentes. On peut noter des échelles normalisées légèrement plus grandes dans le cas du 25/06, où le cisaillement au sommet est non négligeable et une légère baisse des échelles dans la première phase, pour le cas du 5/07.

6.3 Analyse par tests de sensibilité

6.3.1 Rôle de l'heure d'initialisation de la simulation

Dans un grand nombre d'études, il est supposé qu'un temps de 4 ou 5 t_* est suffisant pour atteindre un état "d'équilibre" ou "quasi-stationnaire" et reproduire les profils universels de la CM. Pourtant, on peut se demander si un écoulement turbulent généré en à peine une heure possède la même structure turbulente que si la turbulence a plus de temps pour évoluer. Le cas échéant, il ne serait alors pas nécessaire d'initialiser une simulation tôt le matin pour étudier la TA, réduisant ainsi les coûts de calcul.

Dans cette partie, les résultats de la simulation S_{ref} présentés dans Darbieu et al. (2014) seront comparés avec ceux issus d'une nouvelle simulation (nommée S_{11} , cf tableau 6.1), initialisée à 11 :00 UTC à l'aide des profils verticaux générés par S_{ref} . A l'exception de l'heure d'initialisation qui est différente, S_{11} a toutes ses autres caractéristiques en commun avec S_{ref} : S_{11} possède donc en particulier les mêmes flux en surface, la même advection et la même résolution que S_{ref} . Afin de déterminer si l'heure d'initialisation a un impact sur la structure moyenne et turbulente de la CLA, la même approche que sur S_{ref} a été menée avec S_{11} , permettant la comparaison des profils moyens issus de ces deux simulations, de l'évolution de z_i , de l'ECT et des variances des composantes du vent, puis d'un ensemble de caractéristiques spectrales. Il suffit de quelques dizaines de minutes pour pouvoir étudier correctement les paramètres moyens simulés : la simulation a besoin d'au moins 6 t_* (t_* étant ici environ égal à 8 minutes) pour créer la turbulence. C'est pourquoi la comparaison de l'ECT, des variances du vent et des caractéristiques spectrales ne sera effectuée qu'à partir de 12 :30 UTC seulement.

6.3.1.1 Paramètres moyens et z_i

Nous avons comparé les profils verticaux moyennés sur 30 minutes de θ , r , la vitesse et la direction du vent, entre les simulations S_{ref} et S_{11} , ainsi que l'évolution temporelle de z_i pour les deux simulations. Les évolutions de θ , r , du vent et de z_i ne présentent que très peu de différences. Dans la CM, les différences ne dépassent pas 0.05 K pour θ , 0.05 g kg⁻¹ pour r et les différences du module et de la direction du vent sont respectivement inférieures à 0.05 m s⁻¹ et à 2 degrés, ce qui est négligeable. Ces évolutions sont présentées en annexe E. La grande similitude de l'évolution de z_i pour les deux simulations est en accord avec l'équation de l'évolution de z_i dans les modèles simples de CM :

$$\frac{dz_i}{dt} = w_e - w_s = -\frac{(\overline{w'\theta'})_{z_i}}{\Delta\theta_{z_i}} - w_s = \frac{\beta(\overline{w'\theta'})_s}{\Delta\theta_{z_i}} - w_s, \quad (6.1)$$

où w_e est la vitesse d'entraînement, w_s la subsidence, β le taux d'entraînement, $\Delta\theta_{z_i}$ le saut de température potentielle au sommet de la CLA. Selon cette équation, l'évolution de z_i ne dépend que du flux cinématique de chaleur au sommet (qui ne change pas puisque nous n'avons pas modifié les forçages en surface entre les deux simulations), du saut de température potentielle au sommet de la CLA (qui est très similaire pour les deux simulations) et de la subsidence de grande échelle (qui est également inchangée entre les deux simulations).

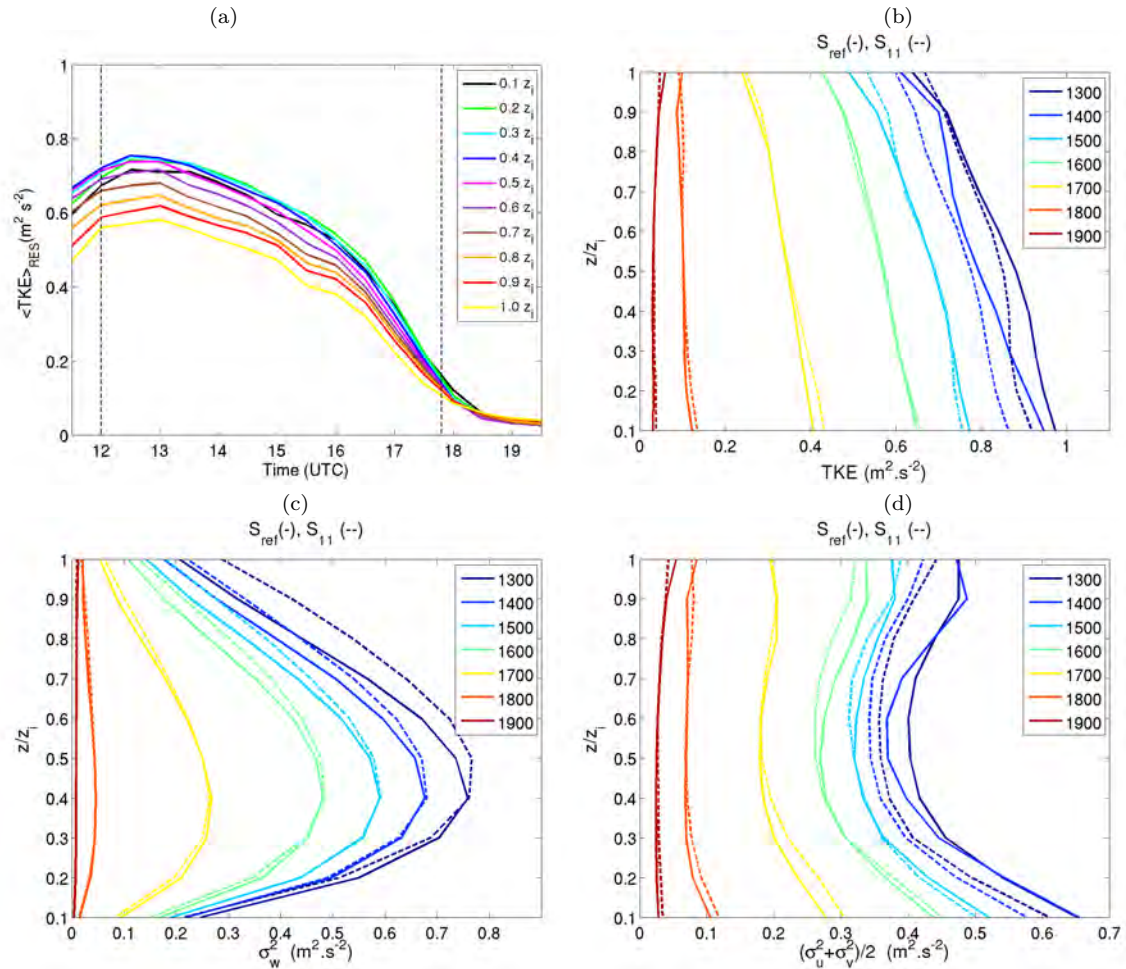


Figure 6.2 – (a) : Evolution temporelle de l'ECT résolue (TKE_{RES}), pour différentes tranches verticales d'atmosphère de $0.1 z_i$ d'épaisseur, pour S_{11} . Profils verticaux de (b) l'ECT totale, les variances (c) verticale et (d) horizontales des simulations S_{ref} (lignes continues) et S_{11} (lignes pointillées).

6.3.1.2 L'ECT et ses variances

La figure 6.2(a) représente l'évolution temporelle de l'ECT résolue de la simulation S_{11} , pour différentes couches d'altitude normalisée dans la CLA, directement comparable avec la figure (7) dans Darbieu et al. (2014). L'ECT augmente jusqu'à environ 13 :00 UTC tandis que dans S_{ref} , l'ECT était relativement constante dès 12 :00 UTC. La figure 6.2(b) représente les profils verticaux de l'ECT totale moyennés sur 30 minutes et représentés toutes les heures, pour les simulations S_{ref} et S_{11} . Bien que dans S_{11} , l'ECT augmente jusqu'à environ 13 :00 UTC, il y a toujours environ $0.1 m^2 s^{-2}$ d'ECT en plus dans la simulation S_{ref} entre 12 :00 UTC et 15 :00 UTC, ce qui représente environ 10 % d'ECT en plus. Cette différence est plus grande dans la partie basse de la CLA : dans S_{11} , l'ECT décroît au même moment dans tous les niveaux verticaux de la CLA (Fig. 6.2(a)) tandis que dans S_{ref} , on avait noté que dans les niveaux bas de la CLA, l'ECT restait constante pendant plus d'une heure après que les flux en surface avaient commencé à diminuer. En initialisant la simulation à 11 :00 UTC, on trouve des résultats différents de ceux de Darbieu et al. (2014) : le "timing" différent entre le haut et le bas de la CLA n'apparaît plus. A partir de 15 :00 UTC, la quantité d'ECT

est à peu près similaire dans les deux simulations.

Les figures 6.2(c) et (d) représentent les profils verticaux des variances verticale et horizontales du vent. La différence d’ECT jusqu’à 15 :00 UTC est reliée à de plus faibles variances horizontales sur toute la CM dans S_{11} (Fig. 6.2(b)). Après 15 :00 UTC, l’ECT est identique dans les deux simulations mais ceci résulte d’une compensation du surplus de variance verticale par moins de variances horizontales, au-dessus de $0.5 z_i$. Ceci montre que même si à partir de 15 :00 UTC, la quantité d’ECT est identique dans S_{ref} et S_{11} , le fonctionnement de la turbulence est différent : l’anisotropie est beaucoup plus faible au-dessus de $0.5 z_i$ dans S_{11} que dans S_{ref} . Une hypothèse expliquant cette différence de répartition d’énergie entre les variances horizontales et verticale du vent pour ces deux simulations est que dans S_{11} , toutes les grandes structures capables de transformer l’énergie portée par w en mouvements horizontaux n’ont pas encore été créées, alors que dans S_{ref} , au fil de la matinée, des structures de plus en plus grandes se sont progressivement formées. Ces différences d’anisotropie se réduisent au fur et à mesure que l’énergie diminue jusqu’à disparaître à 17 :00 UTC.

6.3.1.3 Analyse spectrale

Pour poursuivre la comparaison entre S_{ref} et S_{11} , on effectue l’analyse spectrale décrite dans Darbieu et al. (2014) sur S_{11} . La figure 6.3 représente l’évolution de l’échelle intégrale l_w , le paramètre de forme μ et des pentes spectrales dans S_{11} , ainsi que l’évolution de la différence relative de ces paramètres entre S_{ref} et S_{11} , exprimée en pourcentage. Entre 11 :00 UTC et 12 :30 UTC, on voit clairement que les caractéristiques de la turbulence se mettent en place : les échelles augmentent (l_w augmente) et μ varie fortement pour S_{11} . A partir de 12 :30 UTC, correspondant environ à $6 t_*$, la simulation se stabilise et les paramètres l_w et μ n’évoluent plus si brutalement. C’est pourquoi, comme mentionné précédemment, on ne peut réellement comparer les deux simulations qu’à partir de 12 :30 UTC. L’évolution de l_w est similaire entre les deux simulations jusqu’à 16 :00 UTC puis, des différences d’environ 10 % sont visibles après 16 :00 UTC (Fig. 6.3(a) et (b)). En revanche, l’évolution de μ diffère entre les deux simulations (Fig. 6.3(c) et (d)) : alors que dans S_{ref} , μ restait constant jusqu’à environ 16 :30 UTC puis diminuait brutalement, dans S_{11} , μ diminue progressivement dès 13 :00 UTC à tous les niveaux de la CLA et diminue davantage vers 16 :00 UTC. Quant à l’évolution des pentes spectrales, les pentes du domaine inertiel sont très similaires entre les deux simulations tandis que les pentes caractéristiques des grandes échelles diffèrent. Avec S_{ref} , la pente des faibles nombres d’onde reste proche de la théorie (proche de 1), tout au long de la journée. En revanche, dans S_{11} , la pente évolue jusqu’à 15 :30 UTC, entre 1.5 et 0.5. Il semblerait donc que le domaine des grandes échelles soit affecté par le changement d’heure d’initialisation, entraînant un changement de la forme du spectre tandis que le domaine des petites échelles n’est pas affecté.

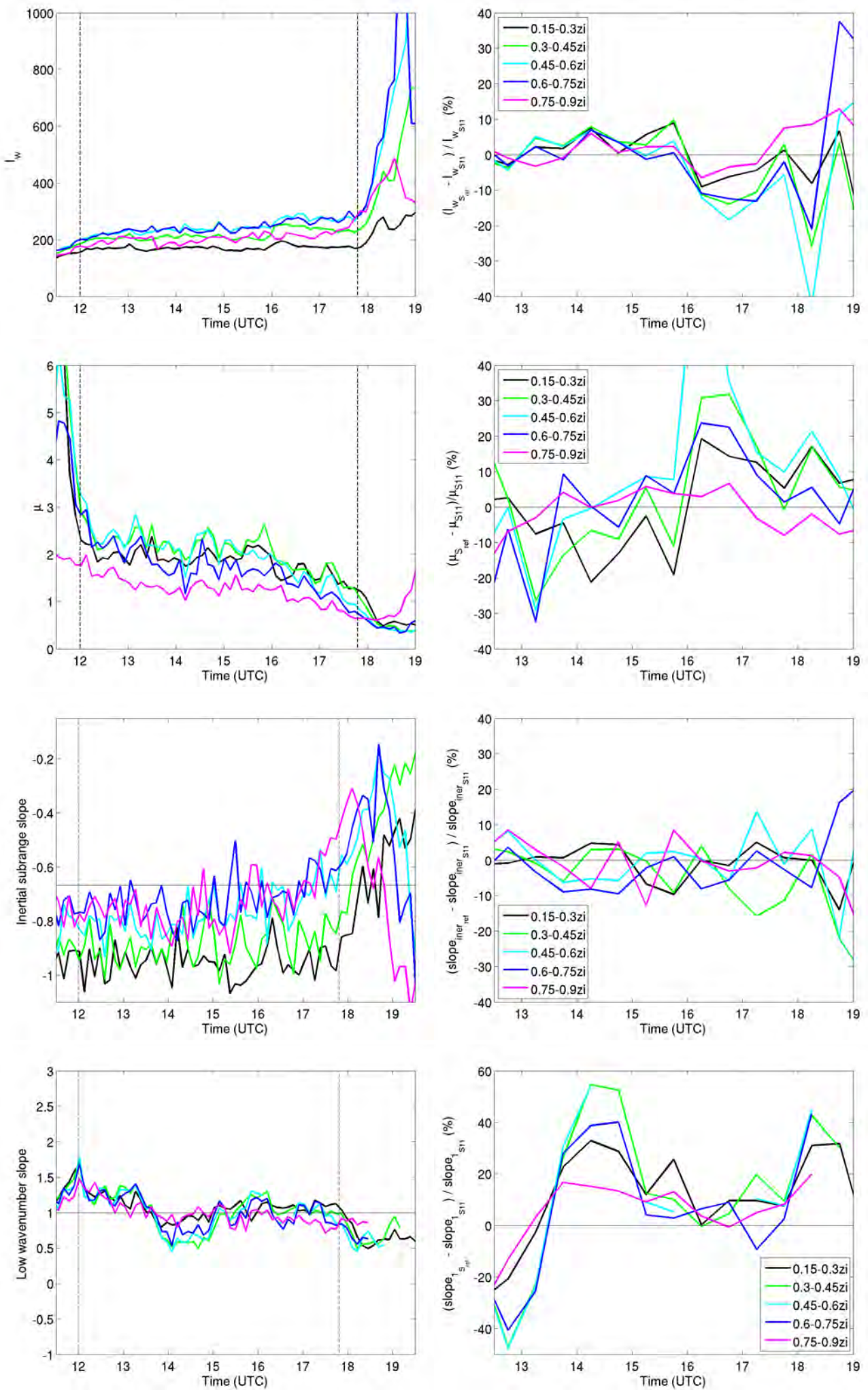


Figure 6.3 – Evolutions temporelles de l_w , μ et des pentes spectrales, pour S_{11} (colonne de gauche) et de la proportion de l_w , μ et des pentes spectrales entre S_{11} et S_{ref} (colonne de droite) en pourcentage.

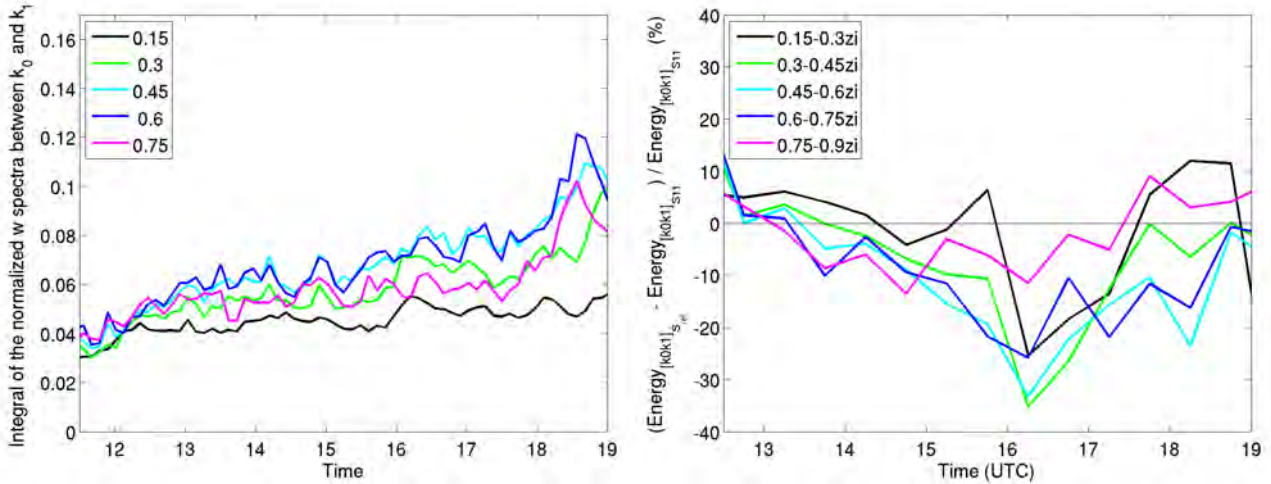


Figure 6.4 – Contribution du domaine spectral des faibles nombres d’onde $[k_0, k_1]$ à l’énergie normalisée dans le temps pour S_{11} (gauche) et évolution de la proportion de la contribution de $[k_0, k_1]$ entre S_{11} et S_{ref} (droite).

Pour mieux comprendre cela, on a calculé la quantité d’énergie comprise dans les trois domaines spectraux définis dans Darbieu et al. (2014) : le domaine des faibles nombres d’onde ($[k_0 k_1]$), le domaine du pic spectral ($[k_1 k_2]$) et le domaine inertiel ($[k_2 k_3]$). Les contributions des domaines $[k_1 k_2]$ et $[k_2 k_3]$ ne présentent pas de différences significatives entre les deux simulations (elles sont donc montrées en annexe E). En revanche, la contribution de $[k_0 k_1]$ (Fig. 6.4) ne fait qu’augmenter progressivement tout au long de la simulation S_{11} alors que dans S_{ref} , la contribution du domaine des faibles nombres d’ondes reste constante jusqu’à 16 :00 UTC, puis augmente légèrement.

Ainsi, en initialisant la simulation à 11 :00 UTC, la simulation n’a pas eu le temps de créer toutes ses grandes échelles, ce qui se traduit par une évolution de la contribution énergétique de ce domaine ainsi qu’une évolution bien visible de la forme des spectres. Une légère évolution des échelles l_w est visible, mais moins marquée. Un regard sur les spectres de w (présentés en annexe E) montre que même jusqu’à 16 :00 UTC, le domaine des grandes échelles n’est pas encore bien défini, sans que pour autant cela ne dégrade la qualité de l’approximation par le spectre analytique de KL89 (non montré).

6.3.1.4 Conclusion sur l’effet de l’heure d’initialisation de la simulation

Nous avons voulu tester l’impact de l’heure d’initialisation d’une simulation sur la façon dont se ’construit’ la turbulence dans la couche limite, et sur l’évolution de ses paramètres moyens et turbulents. Les paramètres moyens ne sont pas sensibles à l’heure d’initialisation de la simulation : après un spin-up d’une dizaine de minutes, on retrouve les mêmes profils moyens de température, d’humidité et de vent. L’épaisseur de la couche limite ne varie pas non plus entre les deux simulations.

Par contre, la turbulence y est sensible : nous avons noté plusieurs différences entre les deux simulations, même après les $6 t_*$ nécessaires pour considérer que la simulation est dans un état "quasi-stationnaire". En ayant initialisé la simulation une heure avant que les flux en surface commencent à diminuer, la quantité d’ECT présente dans S_{11} est moins importante que dans S_{ref} jusqu’à environ 15 :00 UTC. Aussi, la LES n’a pas

eu suffisamment de temps pour créer les grandes structures turbulentes, qui transfèrent l'énergie portée par w en mouvements horizontaux, et sont capables de se maintenir pendant un certain temps dans la CLA. Ainsi, dès que la flottabilité en surface commence à diminuer, l'ECT diminue partout dans la couche, contrairement à ce qui avait été observé dans Darbieu et al. (2014). Ainsi, on ne retrouve plus les mêmes conclusions tirées dans Darbieu et al. (2014) : l'ECT décroît partout dans la couche en même temps, et les changements des caractéristiques spectrales surviennent plus tôt.

Il apparaît ainsi qu'il est important d'initialiser tôt une simulation pour pouvoir étudier correctement l'évolution des caractéristiques spectrales.

6.3.2 Rôle du cisaillement

Suite à l'étude présentée dans Darbieu et al. (2014), nous avons voulu tester l'impact du cisaillement de vent sur l'évolution des caractéristiques turbulentes de la CLA pendant la TA. L'étude permettra également de confirmer/infirmier un certain nombre d'hypothèses énoncées dans l'article pour tenter d'expliquer les résultats obtenus. L'influence du processus de "demixing" ainsi que le rôle de l'anisotropie seront notamment considérés dans cette partie.

Nieuwstadt and Brost (1986) et Pino et al. (2006a) ont observé qu'un fort cisaillement de vent en surface et au sommet de la CLA a pour effet de retarder la décroissance de la turbulence. Pour étudier la sensibilité de la structure turbulente de la CLA au cisaillement de vent pendant la TA, trois nouvelles simulations ont été menées : l'une sans vent (convection libre), nommée U_0 , et deux autres avec un vent géostrophique de 5 et 10 m s^{-1} , nommées U_5 et U_{10} (cf. tableau 6.1). Les autres caractéristiques de la simulation sont inchangées, excepté le fait que l'on a rajouté le terme de Coriolis, pour équilibrer la rotation du vent géostrophique. La figure 6.5 présente l'évolution temporelle des profils verticaux simulés de θ , de r , de la vitesse et de la direction du vent obtenue pour S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} , ainsi que l'évolution de la hauteur de la couche limite pour ces 4 simulations. L'évolution des scalaires est similaire entre les 4 simulations, avec un très léger réchauffement et assèchement de la couche limite dans U_{10} qui pourrait s'expliquer par davantage d'entraînement. L'évolution de z_i est également très similaire. Concernant l'évolution des profils de vent dans la CM, le vent moyen est environ de 2 m s^{-1} dans S_{ref} , de 4 m s^{-1} dans U_5 et de 8 m s^{-1} dans U_{10} . En surface, le cisaillement de vent est lié au vent moyen et est donc d'autant plus fort que le vent moyen dans la couche est fort. Au sommet de la couche limite, le cisaillement dépend de l'écart entre le vent dans la CM et dans la troposphère libre (ΔU) : c'est dans S_{ref} et U_{10} qu'il est le plus important, de l'ordre de 2 à 3 m s^{-1} , augmentant au cours de la journée dans S_{ref} et diminuant dans U_{10} . En fin d'après-midi, c'est donc S_{ref} qui possède le plus fort cisaillement. Dans U_5 , ΔU est faible, de l'ordre de 1 m s^{-1} et diminue jusqu'à être quasiment nul en fin d'après-midi. Le tableau 6.1 rassemble les valeurs approximatives de ΔU en surface et à z_i pour S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} .

Dans la figure 6.6, la colonne de gauche représente l'évolution temporelle de l'ECT résolue à différentes hauteurs normalisées, pour les simulations U_0 , U_5 et U_{10} . Comme attendu, la quantité d'ECT augmente avec la force du vent : plus le vent est important dans la simulation, plus le cisaillement l'est, ainsi que la turbulence qu'il génère. De plus, dans U_{10} , la quantité d'ECT se maintient pendant plusieurs heures dans les niveaux bas de la couche limite, jusqu'à environ 16 :00 UTC tandis qu'elle commence à diminuer bien plus tôt, dès 12 :00 UTC, au sommet de la couche limite. En observant les profils verticaux de l'ECT totale et des variances verticale et horizontales pour les simulations S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} (colonne de droite de la figure 6.6), il apparaît que l'ECT se maintient dans U_{10} à cause des fortes variances horizontales (Fig. 6.6f). Dans U_0 , il y a moins de variances horizontales, puisque la simulation est sans vent et l'ECT diminue à peu près en même temps à tous les niveaux de la CLA. Dans U_5 , le cisaillement de vent au sommet de la couche limite est faible : les variances horizontales sont donc plus faibles que dans S_{ref} au sommet. Aussi, comme dans U_0 , l'ECT diminue partout en même temps dans la CLA.

Ainsi, le délai temporel de la décroissance de l'ECT constaté dans S_{ref} entre le haut

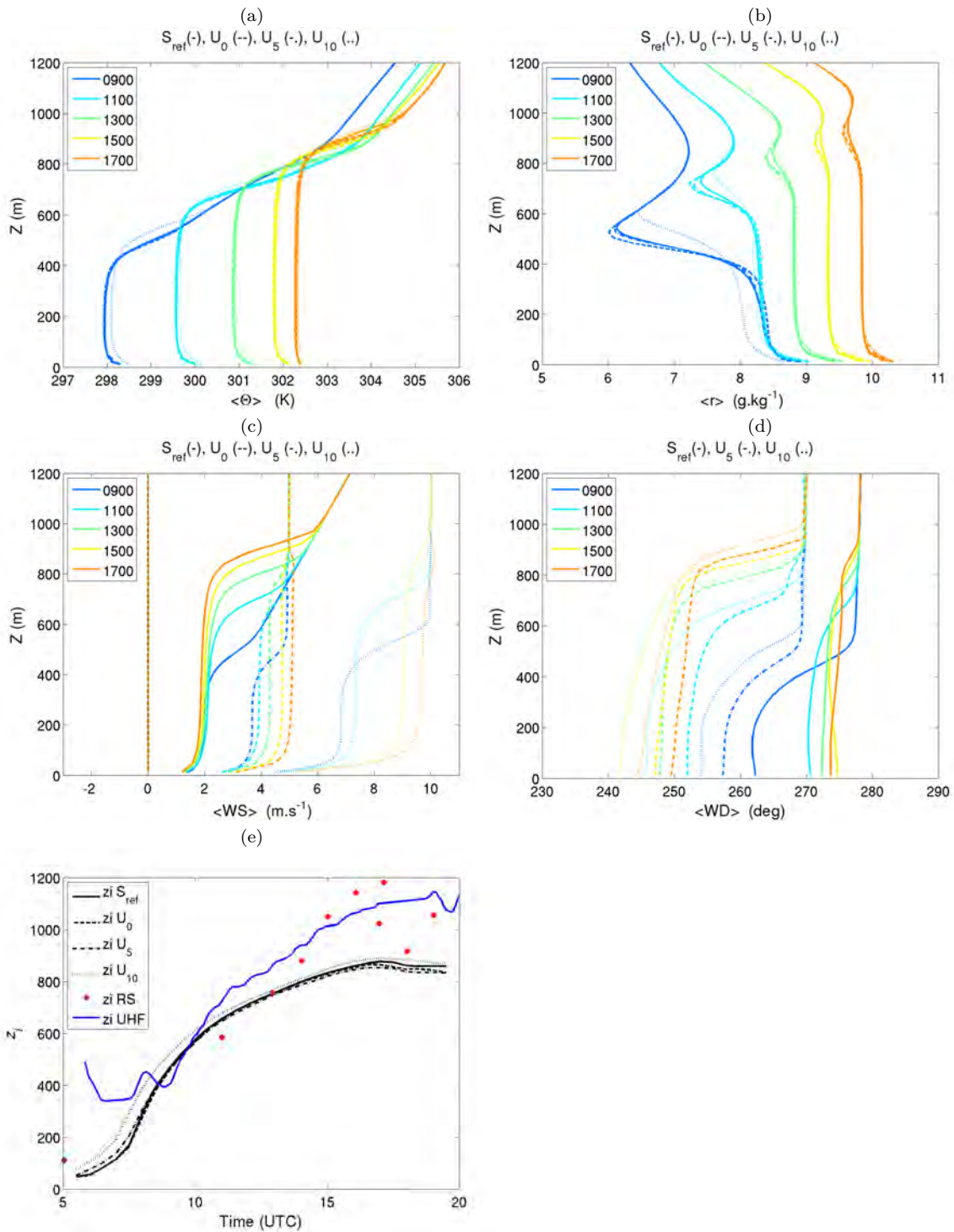


Figure 6.5 – Evolution temporelle des profils verticaux simulés par S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) et U_{10} (lignes pointillées) pour (a) θ , (b) r , (c) la vitesse et (d) la direction du vent. (e) : Evolution temporelle de z_i à partir de S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes), U_{10} , des radiosondages (points rouges) et de l’UHF (trait bleu).

et le bas de la couche limite, est accentué dans U_{10} mais n'est pas trouvé dans U_0 ni dans U_5 (cf R2).

En raison des différences de ces variances verticale et horizontales, l'anisotropie varie également en fonction du cisaillement. La figure 6.7 représente pour trois horaires, les profils verticaux de l'anisotropie des trois simulations. On vérifie que l'anisotropie, telle qu'on la définit ici, est d'autant plus importante que le cisaillement de vent l'est : elle est plus faible dans la simulation U_0 , partout dans la couche. Sur les profils de 17 :00 UTC, puis sur ceux de 18 :00 UTC, il apparaît clairement que l'anisotropie augmente considérablement dans U_5 en-dessous de $0.4 z_i$. En revanche, au sommet de la CLA, l'anisotropie est plus forte dans S_{ref} .

Après avoir étudié l'évolution de l'ECT et des variances du vent, la représentation des champs horizontaux de w permet de visualiser qualitativement et subjectivement la taille des cellules et l'intensité de la turbulence. La figure 6.8 représente des champs horizontaux 2D de w , à 96 m et à 480 m, à 12 :00 UTC et 17 :15 UTC, pour les simulations S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} . Les cellules sont plus petites en bas (cf à 96 m) et en haut (non montré) de la couche limite, et plus larges en milieu de couche (cf à 480 m). Alors que dans S_{ref} , les échelles de w augmentent en milieu de couche entre 12 :00 UTC et 17 :15 UTC, la taille des cellules ne semble pas être significativement modifiée ni dans U_0 , ni dans U_5 . Par ailleurs, la forme des structures change entre 12 :00 UTC et 17 :00 UTC dans U_5 : sur les coupes à 96 m et en moindre mesure dans la coupe à 480 m, on commence à voir apparaître des structures étirées dans le sens du vent, formant des bandes ou rouleaux. La simulation U_{10} quant à elle fabrique des structures en bandes dès 12 :00 UTC (Fig. 6.8), des rouleaux dès 15 :00 UTC (non montré). Ces structures cohérentes sont nettement visibles sur les champs de 17 :15 UTC. La présence de ces rouleaux modifie complètement la forme des spectres et rendra impossible l'analyse spectrale avec les outils utilisés dans Darbieu et al. (2014) pour cette simulation U_{10} .

La figure 6.9 représente les spectres 1D de w associés à ces champs horizontaux. Pour rappel, ces spectres sont calculés le long de l'axe X (proche du sens du vent) et moyennés sur la direction Y . Par dessus, sont également représentés les spectres analytiques obtenus à l'aide du modèle de Kristensen (KL89). Un regard sur les spectres de la simulation U_{10} permet de comprendre pourquoi l'analyse spectrale est impossible. L'approximation par le spectre de KL89 ne fonctionne pas, en raison des pentes largement non respectées dans les domaines des grandes et petites échelles : les échelles correspondant aux structures cohérentes contribuent bien davantage au spectre d'énergie, au détriment des grandes et de la cascade turbulente. Par contre, les spectres de U_{10} , avec ceux de U_5 dans une moindre mesure, montrent que le fait de trouver des pentes inertielles plus raides que la théorie ne le prévoit dans les deux bords du domaine spectral (grandes et petites échelles) pourrait être communément dû à la présence de structures cohérentes (cf H4).

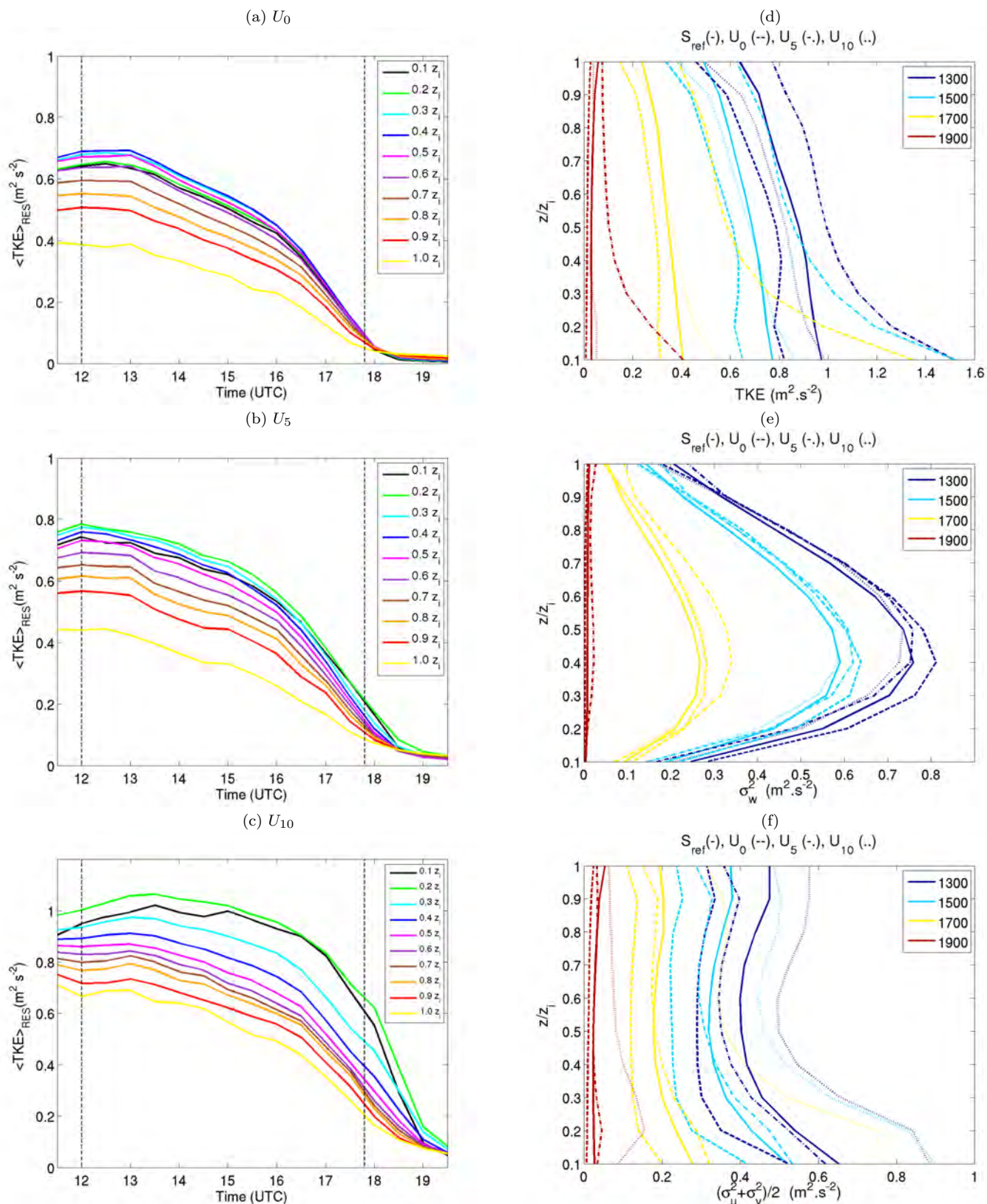


Figure 6.6 – Evolution temporelle de l'ECT résolue, pour différentes tranches verticales d'atmosphère de $0.1 z_i$ d'épaisseur, pour (a) U_0 , (b) U_5 et (c) U_{10} . Profils verticaux de (d) l'ECT totale, des variances (e) verticale et (f) horizontales avec les simulations S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) et U_{10} (lignes pointillées) à 4 différents horaires (en UTC).

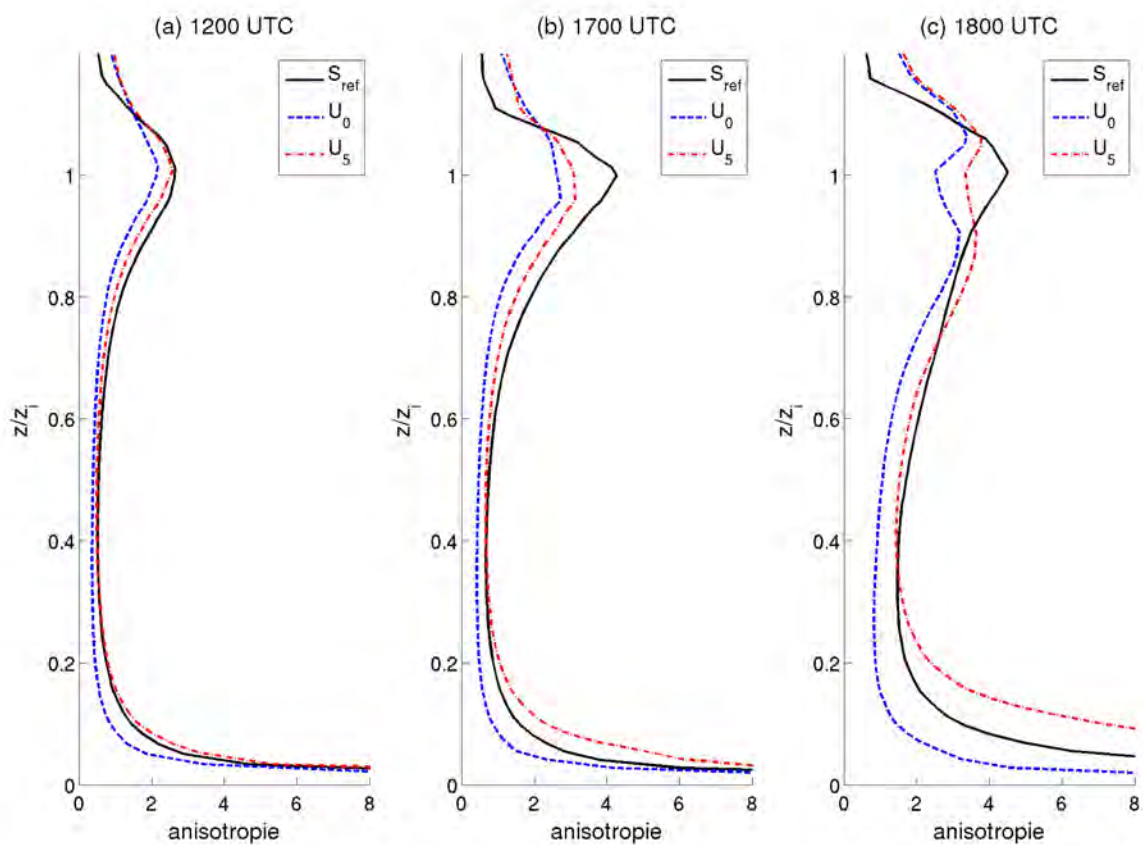


Figure 6.7 – Profils verticaux de l'anisotropie pour les simulations S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) à trois horaires : (a) 12 :00 UTC, (b) 17 :00 UTC, (c) 18 :00 UTC.

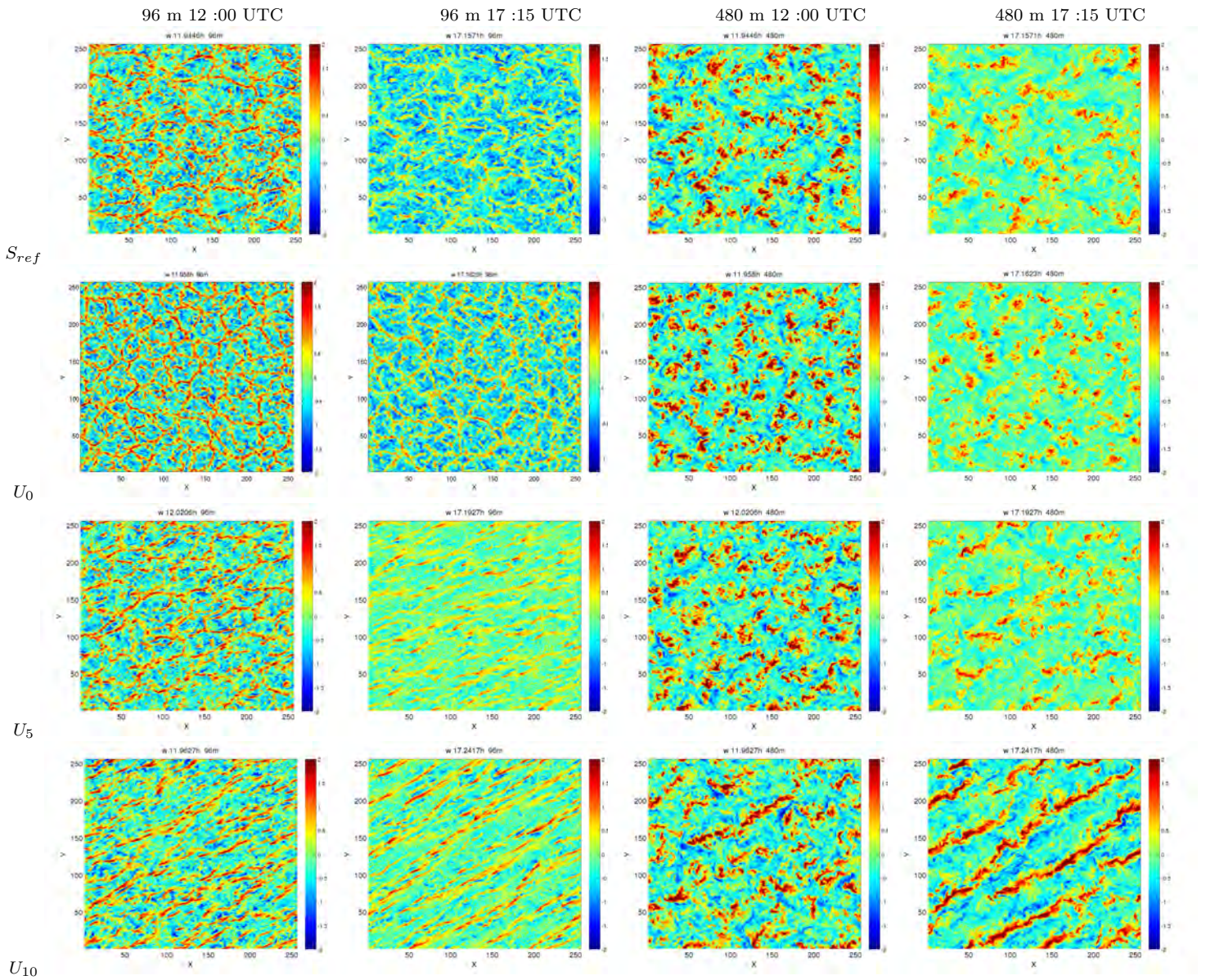


Figure 6.8 – Coupes en $X - Y$ de w à 96m (deux premières colonnes) et à 480 m (deux dernières colonnes), à 12 :00 UTC et 17 :15 UTC pour S_{ref} (1ère ligne), U_0 (2ème ligne), U_5 (3ème ligne) et U_{10} (4ème ligne).

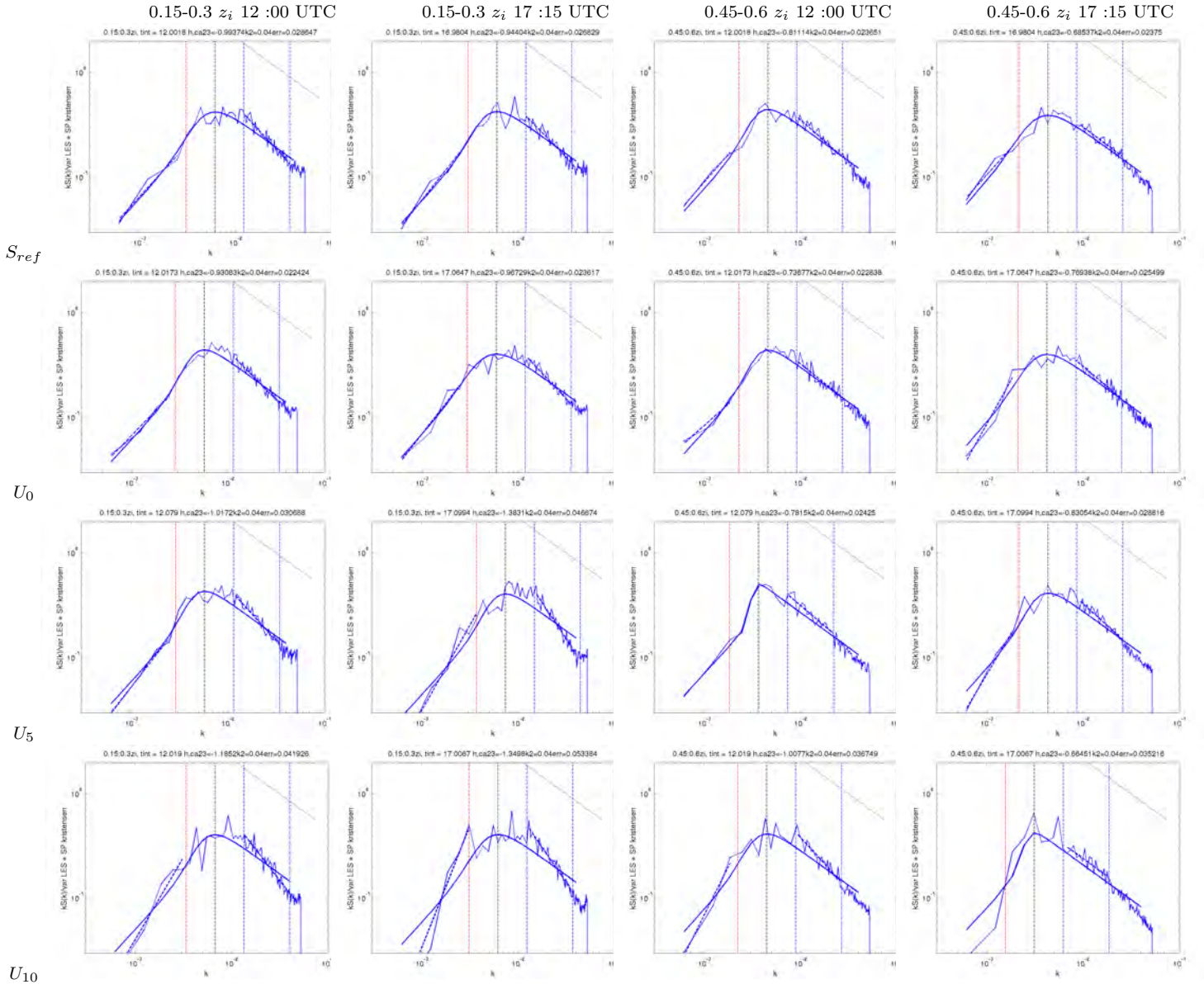


Figure 6.9 – Spectres de w moyennés de 0.15 à $0.3 z_i$ et de 0.45 à $0.6 z_i$, à $12 :00$ UTC et $17 :15$ UTC pour S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} . Les lignes verticales pointillées bleues représentent les limites du domaine inertiel, la noire représente le nombre d'onde correspondant au pic spectral, et la rouge représente la borne du domaine des grands nombres d'onde.

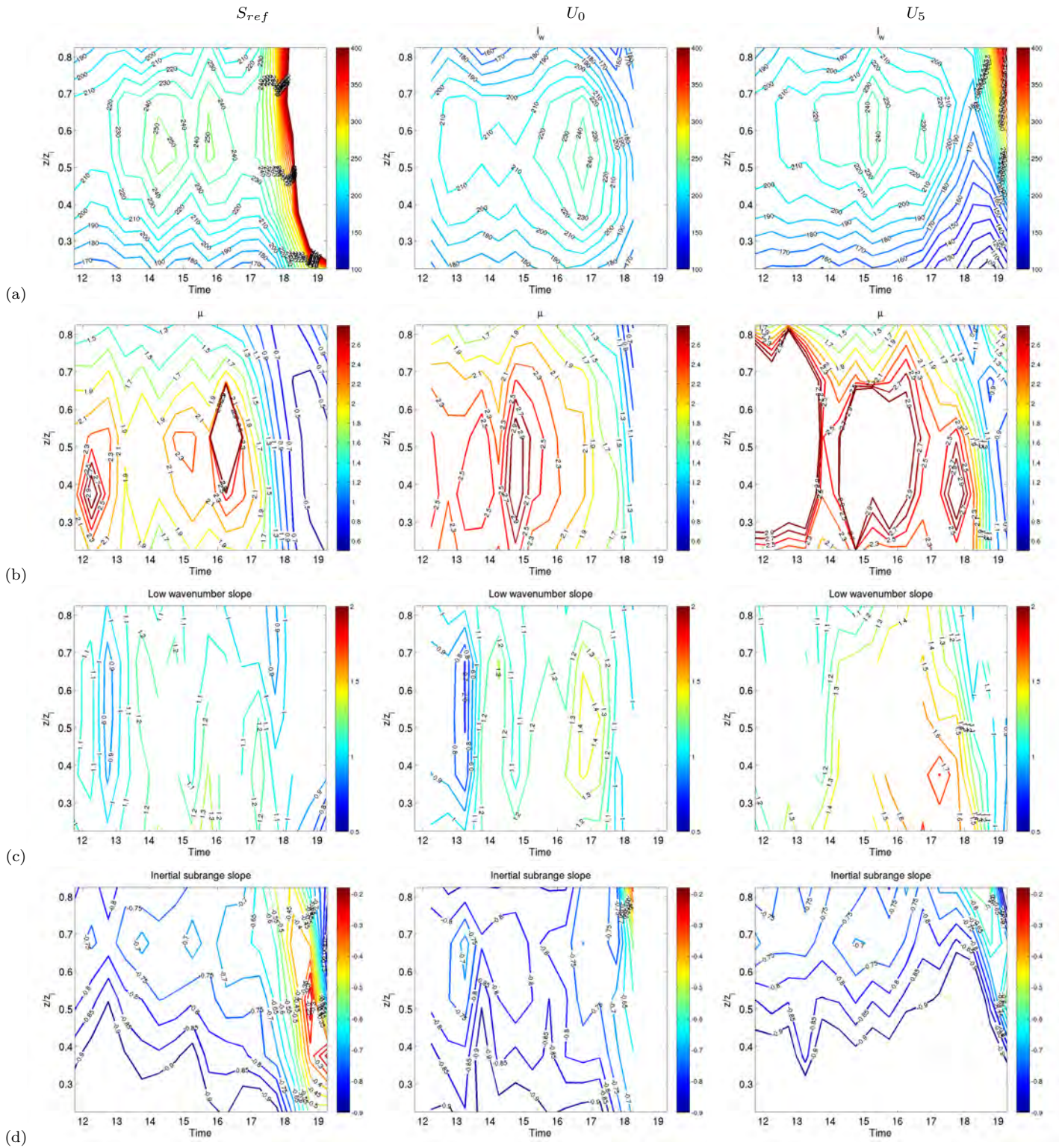


Figure 6.10 – Coupes en temps et en altitude normalisée des contours de (a) l_w , (b) μ et des pentes spectrales ((c) pour les faibles nombres d'onde et (d) dans le domaine inertiel) pour S_{ref} , U_0 et U_5 .

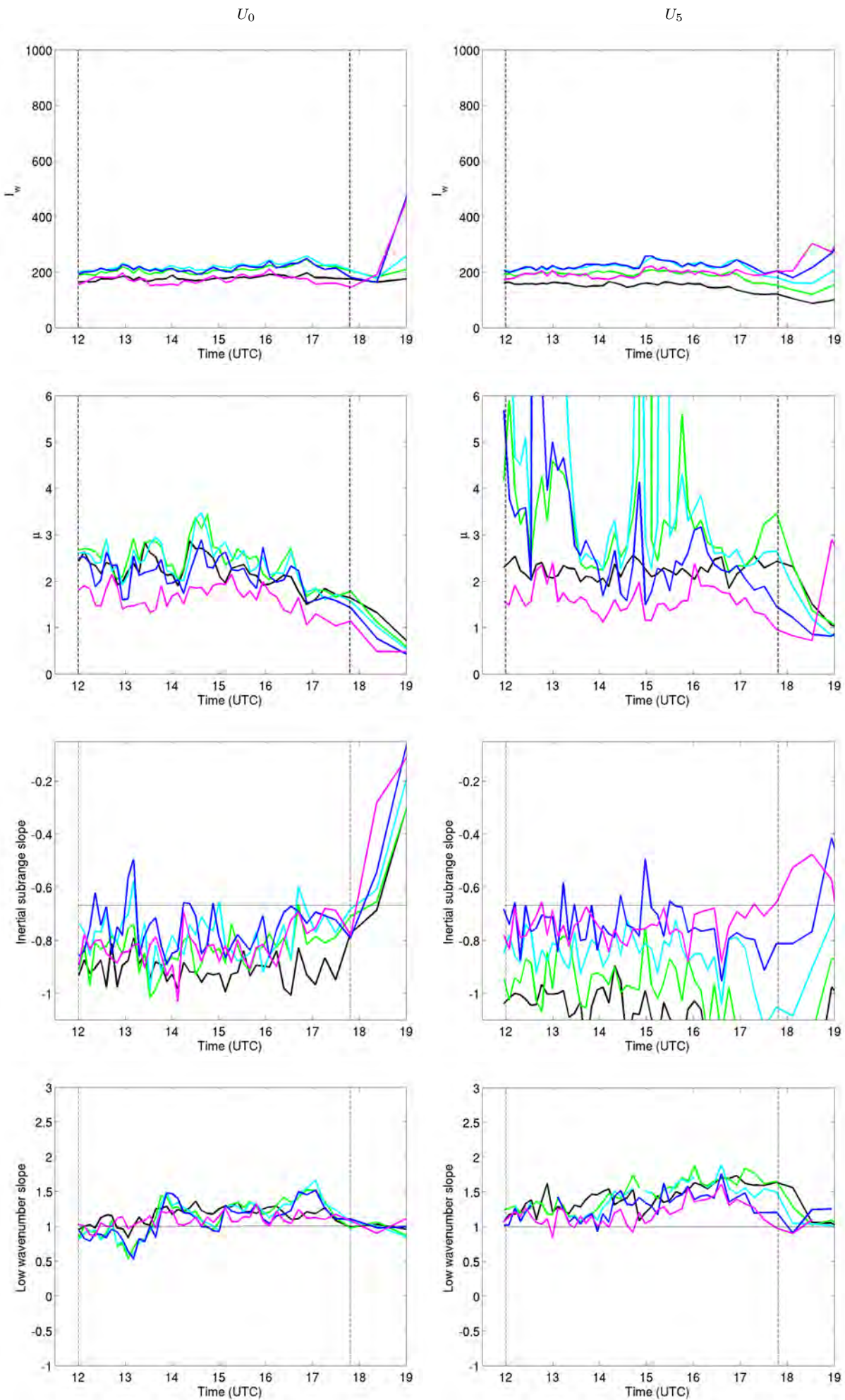


Figure 6.11 – Evolution temporelle de (a) l_w , (b) μ et des pentes spectrales ((c) pour les faibles nombres d'onde et (d) dans le domaine inertiel) pour U_0 et U_5 à différents niveaux (représentées par les différentes couleurs).

Un nouveau style de représentation des caractéristiques spectrales a été employé sur la figure 6.10, par rapport à l'article. La représentation des contours des paramètres l_w , μ et des pentes spectrales rend plus aisée la comparaison dans le temps et en altitude entre les simulations S_{ref} , U_0 et U_5 . Les résultats de la simulation S_{ref} sont remis dans la première colonne, à titre de comparaison avec les résultats des autres simulations. La figure 6.11 montre la même représentation que celle utilisée dans l'article, pour les simulations U_0 et U_5 .

Il apparaît que l'analyse spectrale appliquée à U_0 et U_5 donne des résultats significativement différents de ceux de S_{ref} . A noter que les simulations après 18 :00 UTC doivent être prises avec beaucoup de précaution, voire ignorées, en raison des conditions de forçage à flux nul ou négatif.

L'échelle intégrale l_w ne varie quasiment pas dans U_0 . Dans U_5 , l_w diminue dès 15 :00 UTC entre 0.15 et 0.5 z_i . Plus tard, elle augmente au-dessus, entre 0.5 et 0.9 z_i .

La forme des spectres est aussi différente d'une simulation à l'autre. Dans U_0 , μ diminue progressivement dès 15 :00 UTC partout dans la couche. Dans U_5 , μ reste constant jusqu'à environ 18 :00 UTC dans la partie basse de la couche limite et diminue à partir de 16 :00 UTC en haut de la couche. Le cisaillement semble ainsi retarder l'évolution de μ .

L'évolution de la pente des faibles nombres d'onde est similaire entre S_{ref} et U_0 et proche de la théorie. En revanche, dans U_5 , l'évolution de la pente est plus compliquée, sans doute de par l'apparition de structures cohérentes comme on l'a vu précédemment, générant une pente plus raide entre 15 :00 UTC et 18 :00 UTC.

Les pentes des spectres dans le domaine inertiel sont assez similaires entre S_{ref} et U_0 . Elles sont en revanche beaucoup plus raides dans U_5 , notamment en dessous de 0.5 z_i , vraisemblablement en raison des structures cohérentes là aussi.

Pour toutes les simulations et tous les paramètres, on retrouve le caractère stationnaire de la première phase de l'après-midi (cf R1).

Les différences observées dans les trois simulations sur tous ces paramètres semblent liées au cisaillement différent d'une simulation à l'autre. C'est dans S_{ref} que le cisaillement est le plus important en haut de la couche et dans U_5 qu'il est le plus important en bas de la couche. Dans la partie haute de la couche limite, et avant 18 :00 UTC, U_0 et U_5 ont peu de cisaillement, et leurs échelles sont assez proches. Dans la partie basse, U_5 et S_{ref} ont un cisaillement plus marqué, et une diminution des échelles dans les deux cas, mais beaucoup plus marquée et s'étendant beaucoup plus haut pour U_5 . Par contre, il est difficile de relier directement le cisaillement à l'évolution des échelles par un lien de cause à effet : il aurait ainsi tendance à augmenter les échelles en haut, et les diminuer près de la surface, ce qui est difficile à justifier sans faire appel aux autres processus qui interviennent à chacune des interfaces.

Ces simulations ont aussi permis d'étudier le rôle du processus d'entraînement et du "demixing" (cf H2). En ayant des simulations avec des cisaillements différents au sommet de la couche limite, on pourrait s'attendre à faire varier l'importance et la portée du processus de "demixing" et de l'entraînement. Pourtant, le taux d'entraînement β est très proche dans toutes les simulations et quasiment constant, voisin de 0.14 (Fig. 6.12(a)) : le cisaillement ne modifie pas significativement le flux d'entraînement au sommet dans

nos simulations. On peut simplement noter que U_{10} présente un taux d'entraînement un peu plus élevé en début de simulation (décroît de 0.2 à 0.14), et que U_5 a un taux un tout petit peu inférieur aux autres (mais l'ordre de grandeur est vraiment similaire, et faible). Comme le montre la figure 6.12(b), l'évolution de la hauteur à laquelle le flux de flottabilité s'annule, reliée au processus de 'demixing', est également identique quel que soit le cisaillement. En revanche, en étudiant l'évolution de l'aire de flux de flottabilité positif (entre la surface et la hauteur à laquelle le flux change de signe) et l'aire de flux négatif (entre cette hauteur et le sommet) (Fig.6.12(c) et (d)), il apparaît des différences sur l'aire négative uniquement. Le processus de 'demixing' est donc légèrement différent entre les simulations, avec une influence probablement la plus sensible dans U_{10} où l'aire de flux négatif est la plus grande, et la moins sensible dans U_5 où l'aire de flux négatif est la plus faible. Les résultats vont donc dans le sens d'une influence de l'entraînement plus profonde dans le cas de cisaillement plus élevé en haut, avec une augmentation d'échelle favorisée dans ce cas (H2). Tandis que le cisaillement de surface, s'il atteint une épaisseur importante de la couche limite, peut 'contrer' cette augmentation d'échelle et l'influence de l'entraînement. C'est une interprétation qui reste délicate étant données les faibles différences d'entraînement, et mériterait encore d'être confirmée plus solidement.

En fait, l'entraînement est un processus très fin, qui n'est pas forcément très bien mis en évidence avec simplement le rapport des flux de flottabilité en haut et en bas de la couche limite, ou le rapport des aires négatives et positives du profil de flux. L'humidité, qui est très différente de part et d'autre de l'inversion (l'air est souvent beaucoup plus sec en-dessus), peut être un bon traceur de l'entraînement. Lohou et al. (2010) et van de Boer et al. (2014) ont par exemple pu étudier l'influence de l'entraînement jusqu'à la surface, en se basant sur une analyse des échelles intégrales de l'humidité.

Finalement, l'hypothèse que le changement de pente se produisant en fin d'après-midi pourrait être associé avec l'augmentation d'anisotropie est seulement partiellement confirmée (H3) : les pentes inertielles de la simulation S_{ref} , de plus grande anisotropie que U_0 , sont effectivement plus faibles. Celles de U_5 confirment plutôt le rôle des structures cohérentes dans le bouleversement de la pente théorique.

Si l'on revient aux observations faites dans la section à partir des mesures aéroportées de 5 journées différentes, on retrouve une certaine cohérence, mais aussi des contradictions :

- les cas des 30/06, 01/07 et 05/07 sont assez proches de U_0 , avec prédominance de la convection. Leurs échelles diminuent parfois légèrement dans la première phase EA (cas du 05/07 notamment) comme c'est le cas de U_0 et U_5 . Elles augmentent dans la phase LA après 18 :00 UTC (uniquement le 30/06 documente cette phase).
- Le cas ayant le plus de cisaillement de vent au sommet, le 20/06/11, a plutôt des échelles normalisées plus grandes dans la phase LA. Cependant, c'est le cas présentant plus de vent en CM, le 25/06, qui a des échelles un peu plus grandes en phase EA.

Il est intéressant de noter la cohérence des conditions documentées entre les journées d'observation, et les simulations. Mais finalement, on reste dans des conditions majoritairement "convectives".

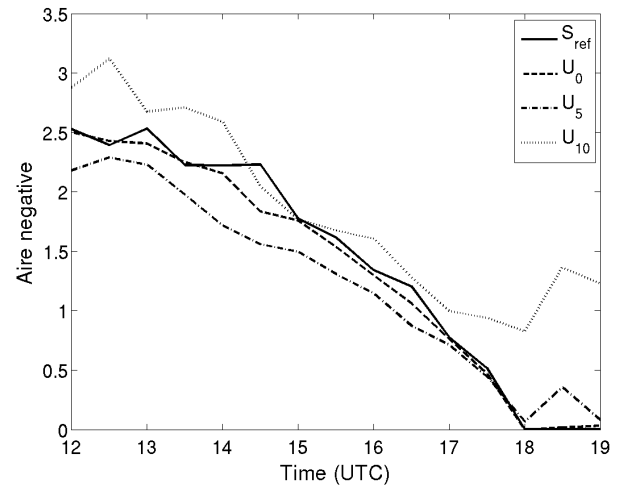
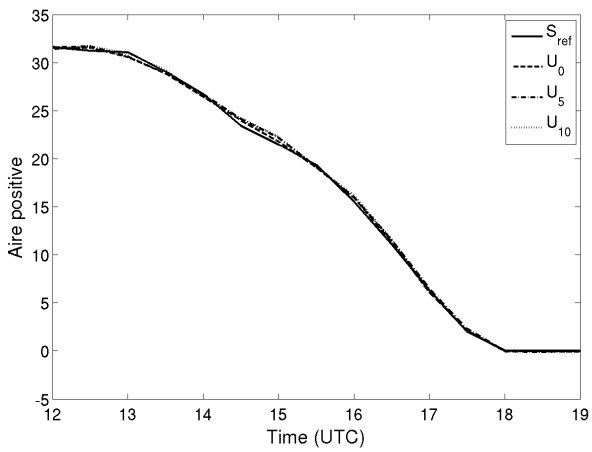
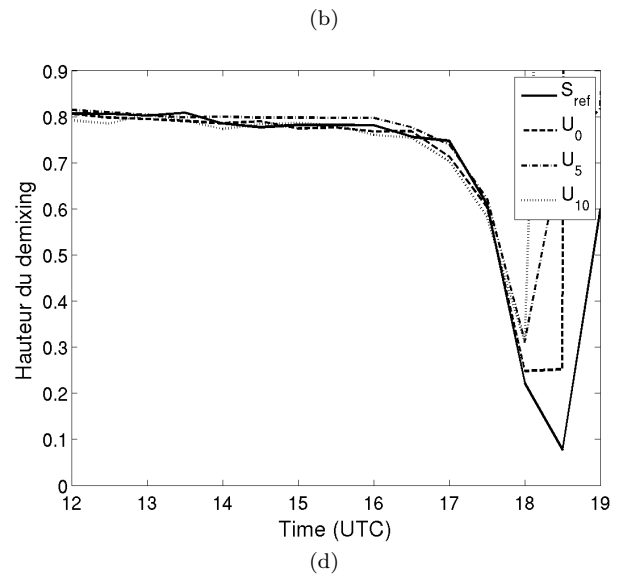
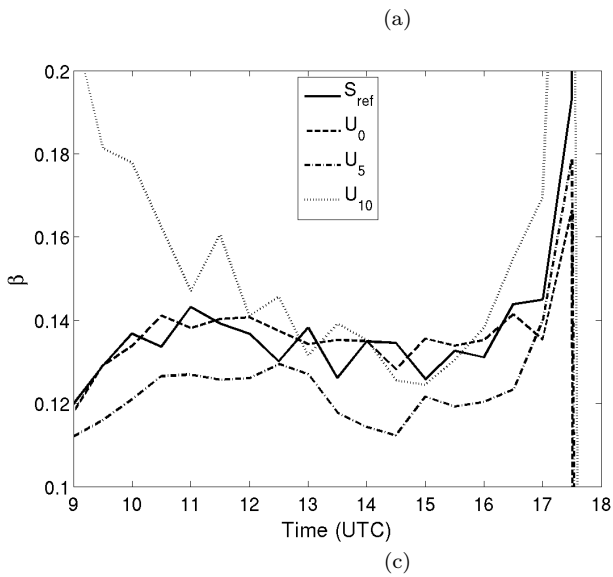


Figure 6.12 – Evolution temporelle de : (a) β , le taux d'entraînement, (b) la hauteur où le flux s'annule, (c) l'aire de flux de flottabilité positif et (d) l'aire de flux de flottabilité négatif.

6.4 Bilan d'énergie cinétique turbulente

L'étude du bilan d'ECT permet d'accéder aux différents termes de sources et de puits de l'énergie cinétique turbulente, et d'associer les évolutions de la turbulence observées et interprétées précédemment, avec les processus correspondant à ces sources et puits.

Les termes du bilan qui vont être discutés dans cette partie sont moyennés horizontalement sur le domaine et disponibles avec des résolutions temporelles de 10 secondes et verticale de 12 m. Les différents termes sont :

- la production d'ECT par flottabilité (bp) qui tient compte de la partie résolue et de la partie sous-maille du flux de flottabilité.

$$bp = \frac{g}{T} \langle w' \theta' \rangle_{tot} \quad (6.2)$$

- La production dynamique d'ECT (mp) qui tient compte de la partie résolue et de la partie sous-maille du flux de quantité de mouvement.

$$mp = -\frac{du}{dz} \langle w' u' \rangle_{tot} - \frac{dv}{dz} \langle w' v' \rangle_{tot} \quad (6.3)$$

- La dissipation (diss) qui est un paramètre sous-maille proportionnel à la puissance 3/2 de l'énergie cinétique turbulente sous-maille (E_s)

$$diss = C_\epsilon \frac{E_s^{3/2}}{l} \quad (6.4)$$

où C_ϵ est une constante du modèle et l une échelle de longueur proportionnelle à la résolution du modèle.

- Le transport (tran), qui inclut le transport vertical turbulent et le transport par pression, ne comporte que la partie résolue par le modèle.

$$tran = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' p'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{e w'} \quad (6.5)$$

- Enfin pour tenir compte de la partie sous-maille du transport, un terme résidu (res) est calculé grâce au bilan :

$$res = de/dt + diss - bp - mp \quad (6.6)$$

où de/dt est le taux d'évolution de l'ECT totale.

6.4.1 Evolutions temporelle et verticale des termes du bilan d'ECT pour les 4 simulations

Les termes sources et puits de l'ECT sont présentés sous forme de coupe hauteur-temps pour les 4 simulations. Les résolutions spatiale et temporelle maximales (12 m et 10 sec.) sont conservées pour cette représentation.

Les Fig. 6.13 et 6.14 donnent une représentation synthétique de l'évolution temporelle et verticale de chacun des termes puits et sources du bilan d'énergie. Les forçages par le flux de flottabilité en surface étant les mêmes pour les 4 simulations, et l'entraînement étant aussi sensiblement le même, la production d'ECT par flottabilité ne diffère pas d'une simulation à l'autre.

A contrario, la production mécanique est en accord avec les profils de vent et les cisaillements de chaque simulation déjà discutés dans la section 6.3.2 :

- La simulation U_0 représente une couche limite purement convective sans production mécanique.
- La simulation U_{10} est caractérisée par une forte production mécanique en bas et au sommet de la couche limite.
- La simulation S_{ref} présente peu de production mécanique en surface (faible cisaillement) mais plus importante au sommet de la CLA.
- La simulation U_5 a, à l'inverse, une production mécanique négligeable au sommet de la CLA à partir de 10 :00 UTC mais importante près de la surface. Gardons à l'esprit que la production mécanique dans U_5 au bas de la CLA est au moins 10 fois plus importante que celle de S_{ref} au sommet de la CLA.

Les termes de transports et de dissipation ont les mêmes allures générales pour les 4 simulations avec cependant une dissipation et un transport vertical plus importants pour la simulation U_{10} proche de la surface et qui se maintiennent dans le temps, en raison du fort cisaillement de vent.

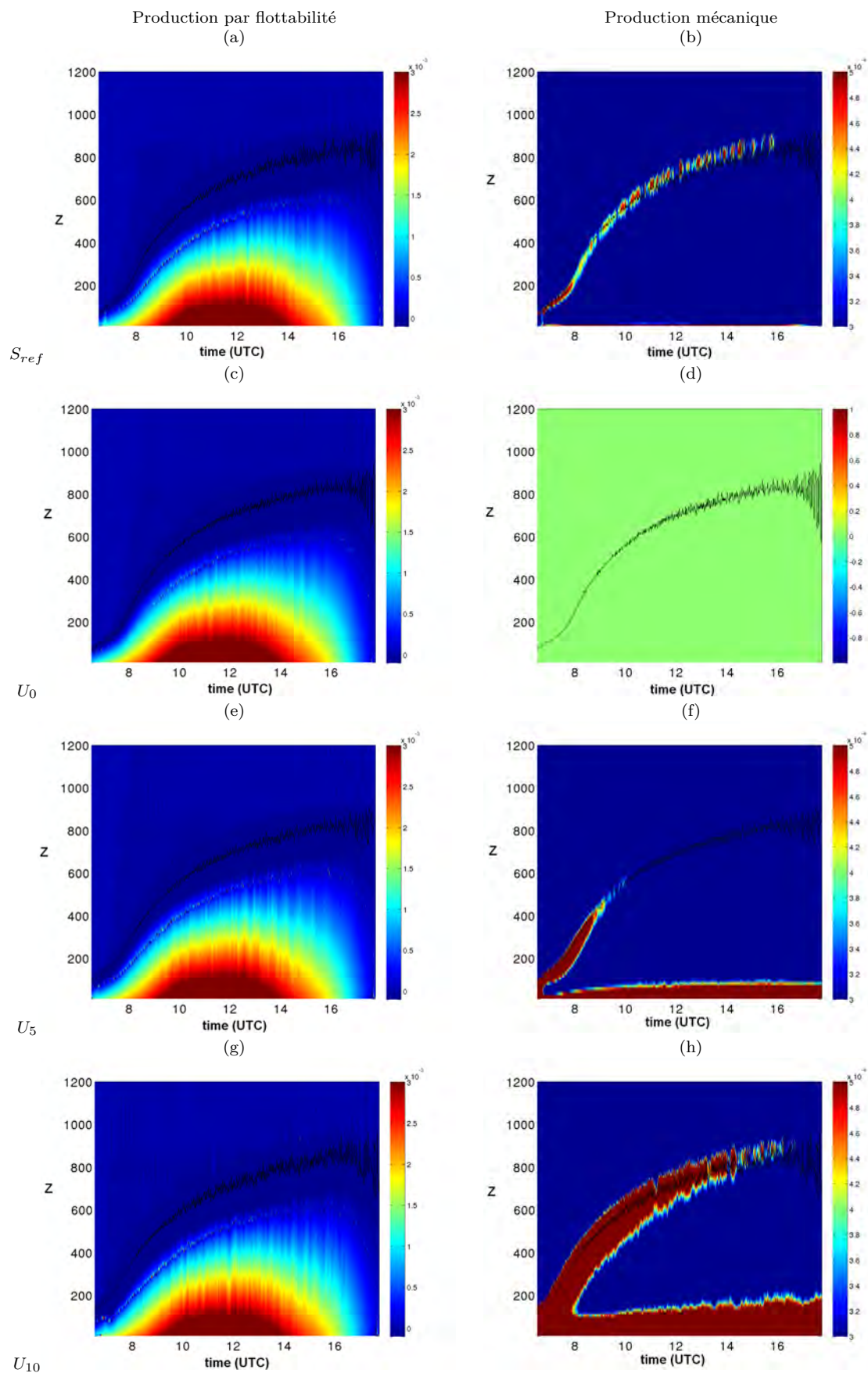


Figure 6.13 – Production par flottabilité (colonne de gauche) et production mécanique (colonne de droite) pour S_{ref} (a et b), U_0 (c et d), U_5 (e et f) et U_{10} (g et h).

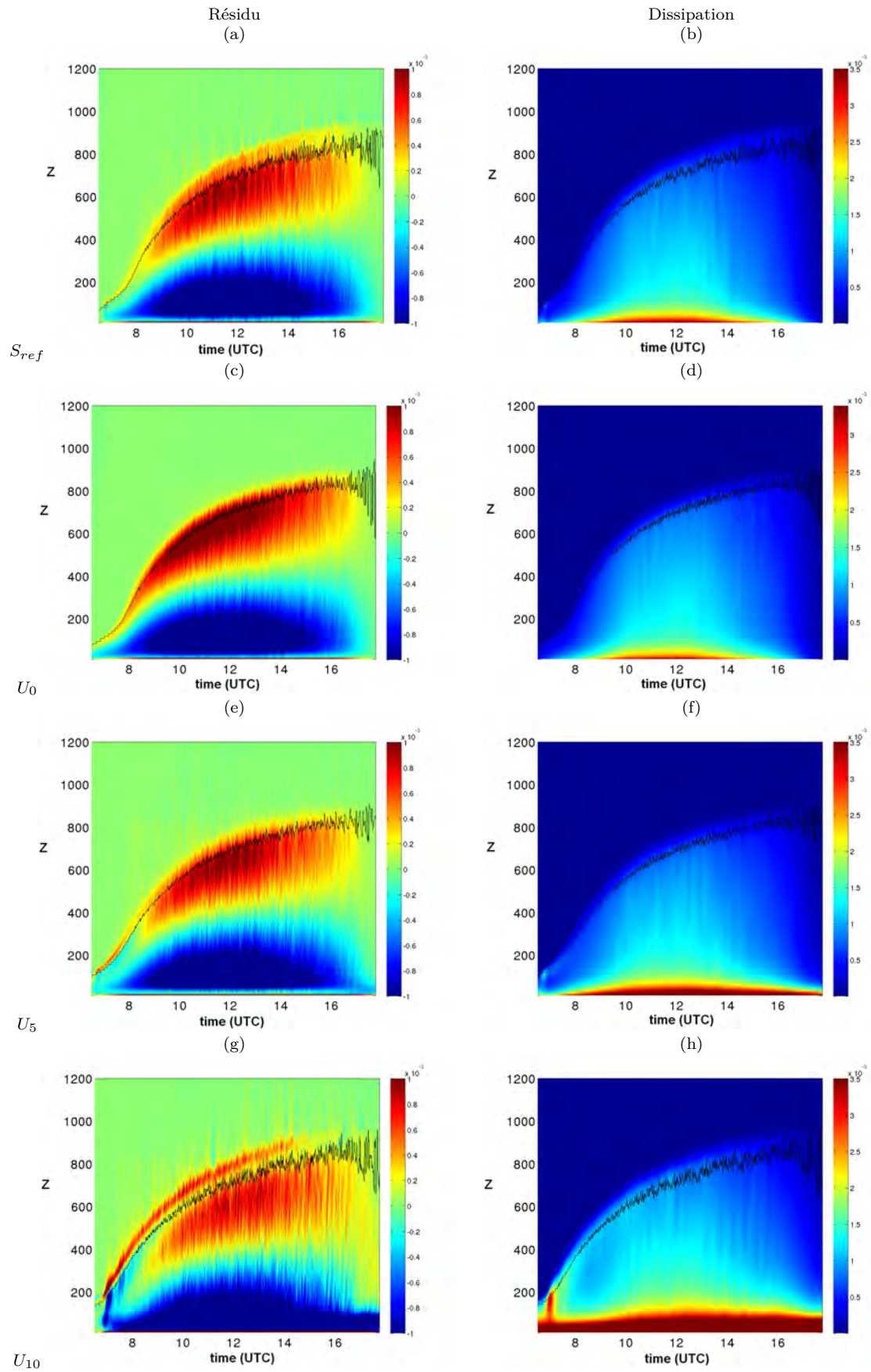


Figure 6.14 – Résidu (colonne de gauche) et dissipation (colonne de droite) pour S_{ref} (a et b), U_0 (c et d), U_5 (e et f) et U_{10} (g et h).

6.4.2 Evolution du bilan en fonction du cisaillement de vent

Dans cette partie nous allons montrer comment évolue le bilan d'ECT en fonction de l'intensité de la production mécanique associée au cisaillement de vent. Pour cela, la figure 6.15 montre les profils verticaux de chacun des termes du bilan à 10 :00, 12 :00, 15 :00 et 16 :00 UTC pour les simulations considérées comme convectives (S_{ref} , U_0 et U_5) d'une part et pour la simulation dynamique (U_{10}) d'autre part. Sur ces figures, sont tracés le terme de transport résolu (trans) et le terme résiduel afin d'évaluer le transport non résolu.

Pour les simulations convectives, nous pouvons constater que l'augmentation du cisaillement de vent est différemment contrebalancée au sommet et en bas de la couche limite. En effet, près de la surface, l'augmentation d'ECT par production mécanique est essentiellement contrebalancée par l'augmentation de la dissipation. Dans une moindre mesure, le transport joue aussi le rôle de puits d'ECT près de la surface lorsque la production mécanique augmente. Au sommet de la couche, par contre, la dissipation est la même pour toutes les simulations, et c'est le transport, terme source dans la partie supérieure de la CLA, qui diminue lorsque la production mécanique augmente.

Cette figure montre aussi que pour la simulation U_5 , la production mécanique est très importante près du sol et affecte la couche limite jusqu'à $0.4 z_i$ (voir aussi Fig. 6.16 pour une représentation logarithmique). On comprend alors que la production mécanique puisse affecter les caractéristiques du spectre, comme l'échelle intégrale et la forme du spectre dans une large part de la CLA comme avancé dans la section précédente.

Pour la simulation dynamique, U_{10} , le transport et la dissipation deviennent très importants près de la surface pour contrebalancer la très forte production mécanique (d'où la différence d'échelle dans la représentation Fig. 6.15). Dans la partie supérieure de la couche limite, le transport est quasiment négligeable. Ce résultat implique une intégrale non nulle du transport sur la verticale.

Pour les 4 simulations, l'évolution dans le temps des profils verticaux ne nous apporte pas beaucoup d'éléments. En effet, tous les termes semblent tendre vers zéro avec les mêmes taux de décroissance et donc conserver la même proportion dans le bilan, que ce soit pour les termes puits ou source.

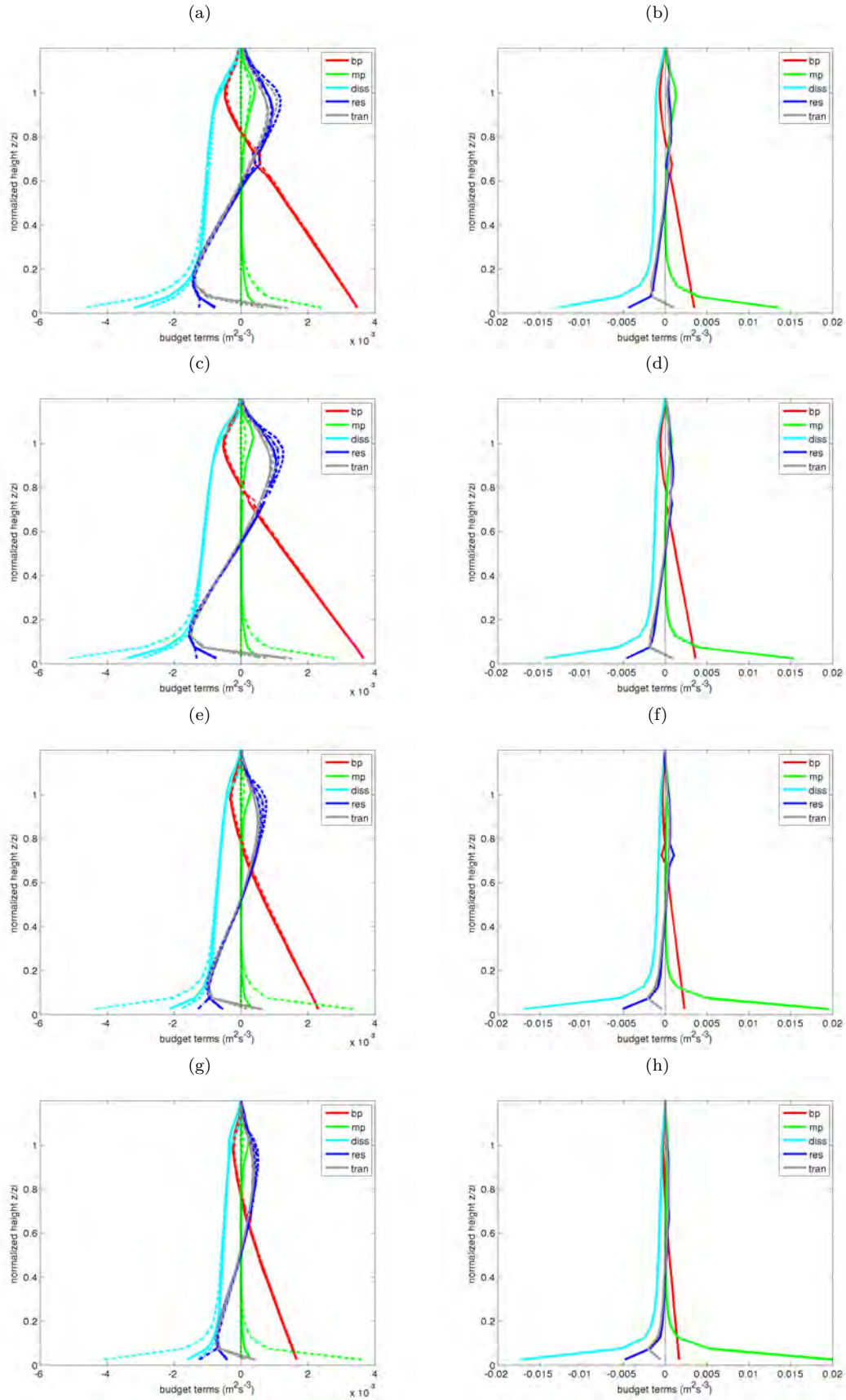


Figure 6.15 – Profils verticaux des termes du bilan d'ECT à (a et b) 10 :00, (c et d) 12 :00, (e et f) 15 :00 et (g et h) 16 :00 UTC pour (à gauche) S_{ref} (trait plein), U_0 (tirets), U_5 (tirets-points) et (à droite) pour U_{10} . Noter la différence d'échelles entre les deux colonnes.

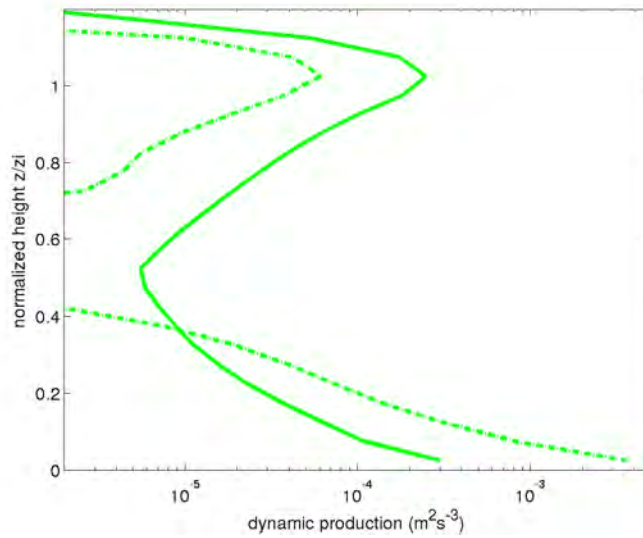


Figure 6.16 – Représentation logarithmique du profil vertical de production mécanique à 16 :00 UTC pour S_{ref} (trait plein) et U_5 (tirets).

6.4.3 Les deux étapes de la transition d'après-midi

Nous avons vu dans les chapitres précédents que l'ECT évoluait en deux phases (R1) : lentement pendant la "early afternoon" EA et de façon plus rapide pendant la "late afternoon" LA. Cette évolution de l'ECT devrait se traduire par un changement de son taux de décroissance et donc par un changement dans les termes du bilan d'ECT. Bien que les figures précédentes tendent à montrer que les termes évoluent de la même façon vers zéro, nous allons voir dans ce paragraphe s'il est possible d'expliquer ces deux phases à travers le bilan d'ECT et si ces deux phases diffèrent en fonction des simulations.

La figure 6.17, qui présente l'ECT et le taux d'évolution de l'ECT calculés toutes les 10 s, montre bien que le cisaillement de vent -et donc la production mécanique d'ECT- maintient, comme attendu, l'ECT pendant l'après-midi, après que la production par flottabilité a commencé à diminuer. Ainsi, l'ECT est largement maintenue au sommet de la CLA dans S_{ref} et U_{10} et près de la surface dans U_5 et U_{10} lorsque l'on compare ces simulations.

A partir des coupes hauteur-temps de l'ECT, nous avons établi des coupes hauteur-temps du taux de décroissance de l'ECT. Il est intéressant de noter que les 3 simulations convectives présentent sensiblement les mêmes évolutions du taux de décroissance. Jusqu'à 10 :00 UTC, le taux de décroissance est fortement positif. Cette période est suivie d'une phase pendant laquelle le taux de décroissance fluctue énormément, passant rapidement d'une forte production d'ECT à une forte destruction. Enfin, après 16 :00 UTC, le taux de décroissance est majoritairement négatif. Les fortes fluctuations de de/dt dans cette représentation (Fig. 6.17) sont probablement liées au fait que les 10 s d'intervalle sont très faibles par rapport à l'échelle correspondant à l'échelle spatiale du calcul d'ECT, effectué sur l'ensemble du domaine.

Pour la simulation dynamique U_{10} , toute la journée est caractérisée par une forte variabilité du taux de variation de l'ECT. Cette particularité de la simulation U_{10} est sans doute associée à la présence de structures cohérentes organisées en rouleaux dans

la CLA comme nous l'avons vu dans la section 6.3.2.

Regardons maintenant plus en détail le phasage de la décroissance de l'ECT selon les simulations. Plusieurs remarques peuvent être faites au vu de la figure 6.18 qui présente le taux de variation de l'ECT pour différentes tranches de la CLA normalisées en hauteur et moyennées sur 30 minutes :

- le taux de décroissance moyen devient négatif à 12 :00 UTC pour les 4 simulations convectives ; c'est à dire lorsque le flux en surface commence à décroître. Par contre le taux de décroissance devient négatif plus tard dans la simulation U_{10} ce qui implique que le cisaillement permet de maintenir l'ECT.
- On peut distinguer des différences du taux de décroissance selon que les couches sont le lieu de production mécanique ou pas. Ces différences sont ténues dans les simulations convectives mais bien plus visibles dans la simulation dynamique. En effet, dans la simulation U_{10} , la production mécanique près de la surface étant plus forte qu'au sommet de la CLA, le taux de décroissance de l'ECT est plus fort (en valeur absolue) au sommet que près de la surface.

Ces deux points ne font que confirmer que la production mécanique retarde la décroissance de l'ECT durant la transition d'après-midi. Le déroulement de haut en bas de la décroissance de l'énergie déjà subtile dans l'étude de Darbieu et al. (2014), l'est encore ici (R2) : il n'est pas ou presque pas observé dans les simulations U_0 et U_5 , il est plus clair dans S_{ref} malgré le cisaillement en altitude, et il est par contre net dans U_{10} en raison de la turbulence maintenue dans la partie basse de la couche.

Considérons maintenant les deux phases de la décroissance de l'ECT. Selon les résultats des sections précédentes nous devrions observer un taux de décroissance plus faible durant la première phase de la TA que pendant la seconde phase. On constate qu'il y a effectivement deux pentes de variations du taux de décroissance de l'ECT (figure 6.18). Les changements de pente interviennent plus ou moins tôt et de façon plus ou moins progressive suivant les simulations mais restent difficiles à relier à l'intensité de la production mécanique. Ces changements de taux de décroissance qui semblent très faibles d'une simulation à l'autre sont pourtant à l'origine des fortes différences de l'ECT mises en évidence sur la figure 6.15.

Nous avons essayé de relier les changements de pente du taux de décroissance de l'ECT à des variations dans les termes du bilan. Le but était de comprendre quels termes pouvaient être responsables du passage de la "early" à la "late afternoon". Malheureusement, nous n'avons pas su montrer cela car chacun des termes du bilan d'ECT a un ordre de grandeur 100 fois plus grand que le taux de variation de l'ECT. Ainsi, une variation infénilésimale d'un terme difficile à mettre en évidence peut faire basculer le taux de décroissance. Aussi, nous pensions que les termes du bilan, d'une certaine manière associés à des processus différents, pouvaient être associés à des caractéristiques spectrales différentes. Mais ce n'est pas ce qui ressort de cette analyse : il faut bien distinguer les termes sources et puits de l'ECT (qui concernent le bilan) d'une part et la répartition de cette ECT en fonction des échelles (caractéristiques spectrales) d'autre part.

Le caractère quasi-stationnaire de la première phase semble confirmé par cette analyse du bilan de l'ECT (R1). En appui supplémentaire de ce résultat, l'ECT normalisée par la flottabilité (non montré) révèle une contribution relative des termes du bilan très stationnaire jusqu'à la seconde phase de la TA, à partir de laquelle la normalisation atteint ses limites. Il serait cependant intéressant de tester différentes normalisations,

notamment celle qui est proposée par van Driel et Jonker (2011) qui propose de répondre à une instationnarité du flux (une oscillation périodique en l'occurrence), en prenant en compte le temps que l'information met pour aller de la surface au sommet de la CM, qui est d'autant plus court que l'ECT est grande.

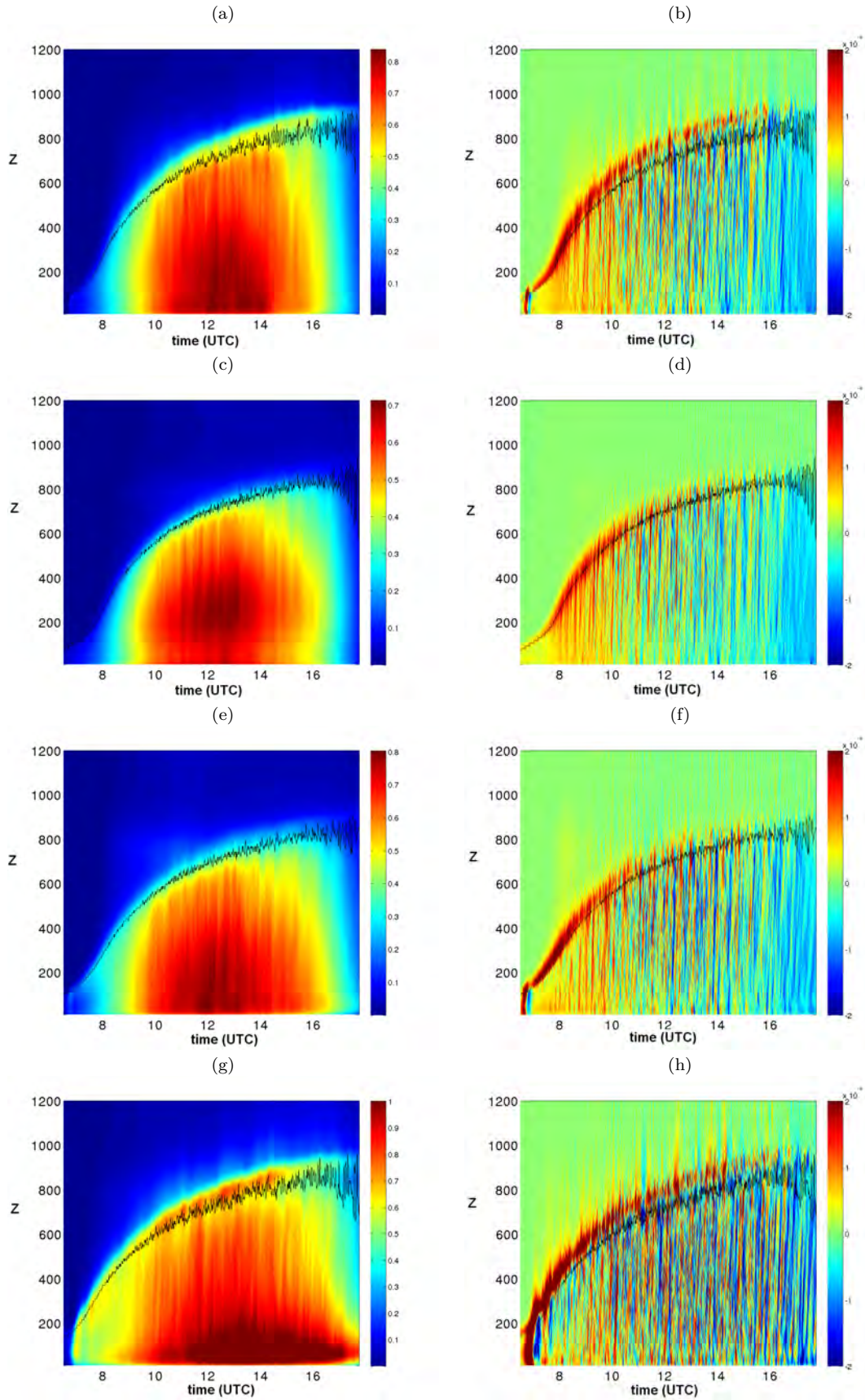


Figure 6.17 – ECT et de/dt pour les 4 simulations : (a) et (b) S_{ref} , (c) et (d) U_0 , (e) et (f) U_5 , (g) et (h) U_{10} .

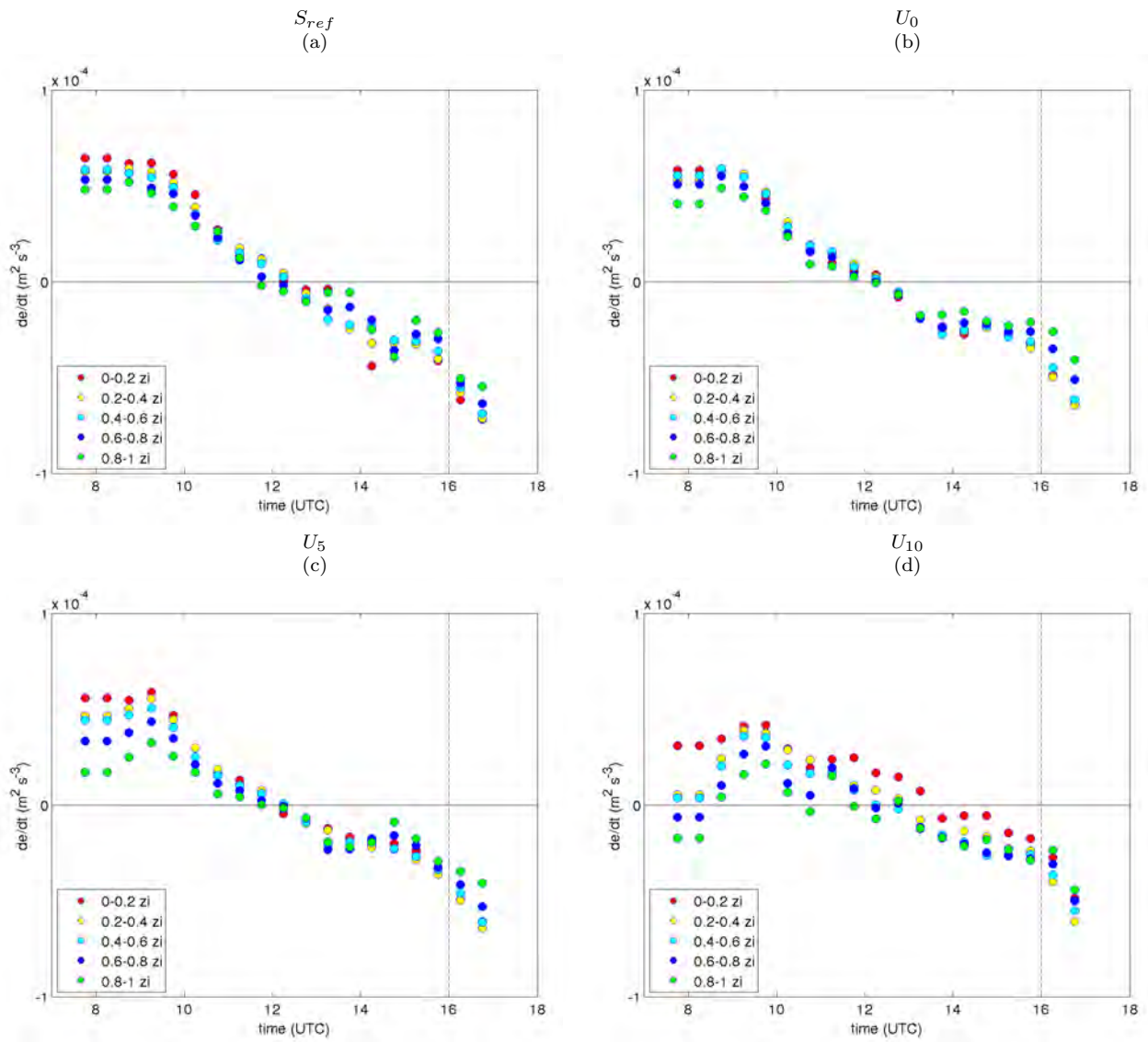


Figure 6.18 – Taux de décroissance de l'ECT pour S_{ref} (a), U_0 (b), U_5 (c) et U_{10} (d), dans 5 tranches d'altitude normalisée données.

6.5 Synthèse sur l'évolution de la structure verticale turbulente pendant la TA

Ce chapitre a présenté l'ensemble de nos résultats portant sur l'évolution temporelle de la structure verticale turbulente de la CLA pendant la transition d'après-midi, constituant la problématique majeure de cette thèse.

Une analyse de la turbulence et de ses caractéristiques spectrales a été menée à la fois sur les observations provenant de la campagne BLLAST et sur les données de simulations LES, afin de caractériser la décroissance de la turbulence en fonction de l'altitude et d'étudier la répartition de l'intensité de la turbulence en fonction de la taille des différents tourbillons. L'emploi d'une simulation semi-idéalisée d'un cas d'étude (le 20 juin 2011), initialisée à l'aide des observations de BLLAST mais ne reproduisant ni l'hétérogénéité de surface, ni la topographie du site, a donné des résultats proches de ceux obtenus par les observations. L'analyse a été approfondie avec des observations aéroportées complémentaires sur d'autres journées, des simulations complémentaires de sensibilité à l'heure d'initialisation et au cisaillement, et une analyse du bilan d'énergie cinétique turbulente.

Les principales conclusions obtenues se résument ainsi :

1. La transition d'après-midi semble comporter deux phases : (i) une première phase quasi-stationnaire en début d'après-midi caractérisée par une décroissance lente de l'ECT, pendant laquelle les caractéristiques turbulentes du régime convectif sont maintenues (échelles normalisées, forme du pic d'énergie, pente du domaine inertiel), et (ii) une seconde phase en fin d'après-midi caractérisée par une décroissance plus rapide de l'ECT, et pendant laquelle les caractéristiques turbulentes changent rapidement. Pendant cette seconde phase, les échelles intégrales augmentent fortement et la cascade d'énergie évolue (cascade moins 'rapide' vers les petites échelles), impliquant un transfert d'énergie différent.
2. La décroissance de la turbulence se propage du haut de la CLA vers la surface, et ce d'autant plus que le cisaillement est marqué en surface.
3. Le cisaillement retarde la décroissance en basse couche et le début de la seconde phase.
4. L'entraînement, bien que faible en seconde phase, se propage plus bas dans la couche et semble lié à l'augmentation des échelles intégrales. Il serait intéressant d'accéder au processus d'entraînement et de 'demixing' avec un autre 'traceur' de l'entraînement, comme l'humidité, ou un traceur passif libéré dans la simulation. Car ce processus est 'discret' en quelque sorte, mais peut jouer un rôle important néanmoins.
5. Les pentes du domaine inertiel trouvées nettement plus marquées que la pente en $-5/3$ prévue par la théorie de Kolmogorov à la fois dans les observations et dans la LES, et surtout dans la première phase, semblent découler en très grande partie de la présence de structures cohérentes.
6. L'évolution de l'anisotropie pourrait avoir aussi un lien avec la pente du domaine inertiel et la forme du pic spectral, mais c'est un aspect à approfondir davantage.
7. Les termes du bilan d'énergie cinétique, en partie reliés aux processus, ne peuvent pas être directement associés à la structure turbulente et à ses caractéristiques

spectrales. Ils ne peuvent pas non plus facilement expliquer les phases de la décroissance de l'énergie cinétique turbulente, à cause de leur très forte amplitude par rapport à celle du taux de décroissance de l'énergie.

Chapitre 7

Conclusion, perspectives

Ce travail de thèse a porté sur l'étude de la période de transition d'après-midi de la couche limite atmosphérique. La transition d'après-midi est une période complexe du cycle diurne, de par son manque de stationnarité et parce qu'elle est régie par un ensemble de forçages qui faiblissent et dont les rôles respectifs changent par rapport à ce qu'ils ont pu être durant la période convective. Il en résulte une moins bonne compréhension que celle des régimes quasi-stationnaires convectifs, neutres ou stables.

Les principaux objectifs de la thèse ont été de mieux comprendre comment la turbulence décroît pendant la transition d'après-midi, en mettant l'accent sur l'évolution de la structure verticale de la turbulence lorsque les transferts d'énergie en surface diminuent progressivement, et sur le rôle que joue la surface à ce moment particulier du cycle diurne. Le projet international BLLAST a servi de cadre à ce travail de thèse. La campagne de mesures qui s'est déroulée en été 2011 sur le Plateau de Lannemezan, au nord de la chaîne Pyrénéenne, a fourni les nombreuses observations utilisées dans cette thèse. Outre les observations de la campagne BLLAST, nous nous sommes appuyés sur l'utilisation d'un modèle atmosphérique permettant de résoudre explicitement les échelles de la turbulence (Large Eddy Simulation).

Une synthèse (Tableau 7.1) présente ce que ce travail de thèse a apporté à la description de la transition d'après-midi. Dans ce tableau, on rappelle tout d'abord les apports et les limites des observations et de la modélisation dans le cadre de notre étude. Ensuite, les principaux résultats de notre étude seront regroupés autour des trois questions générales posées en introduction, concernant :

- les limitations des définitions et des lois d'échelles,
- l'évolution des caractéristiques turbulentes dans le temps, mais également au sein même de la couche limite,
- le rôle des différents processus et forçages.

Enfin, certaines pistes qu'il nous semblerait intéressant d'explorer pour poursuivre cette étude seront suggérées.

7.1 Apports et limites des observations et de la modélisation

Le premier point fort de cette étude repose sur la grande densité et complémentarité des moyens de mesures mis en oeuvre pendant la campagne BLLAST, qui nous

ont permis d'étudier la turbulence et l'évolution de la structure verticale de la basse troposphère.

En effet, la décroissance de la turbulence a été documentée à tous les niveaux verticaux de la couche limite grâce :

- au déploiement de nombreuses stations de mesures rapides en surface qui nous ont permis d'étudier le comportement des différents couverts végétaux pendant la TA et d'évaluer le lien entre la flottabilité et la décroissance de la turbulence en surface,
- au déploiement de deux ballons captifs au-dessus d'une lande et d'un champ de maïs juxtaposés, qui nous ont permis d'évaluer l'influence de chaque surface sur les cents premiers mètres d'atmosphère,
- et enfin, aux observations fournies par deux avions, qui ont constitué des observations précieuses de la turbulence au sein de la couche limite pendant la TA.

Le deuxième point fort de cette étude est la comparaison très satisfaisante entre les observations d'un cas d'étude, le 20 juin 2011, et d'une simulation (LES) semi-idéalisée. Malgré la complexité de la réalité et la simplification de la simulation (surface homogène, pas de relief), la plupart des processus turbulents observés et leur évolution dans le temps ont été bien reproduits par la LES. Ce n'était pas nécessairement un résultat attendu car outre les différences de résolutions temporelle et spatiale ainsi que la différence de dimension des domaines explorés et simulés, les outils utilisés en période transitoire possèdent des limites -qui seront décrites par la suite- qui auraient pu mettre à mal cette comparaison. La LES a fourni une meilleure couverture temporelle et spatiale des données, a permis d'accéder à des paramètres atmosphériques et d'étudier des processus physiques difficilement accessibles (voir inaccessibles) par les observations (comme par exemple les termes du bilan d'énergie cinétique de la turbulence). Enfin, la réalisation d'une série de tests de sensibilité, à partir du cas semi-idéalisé du 20 juin 2011, a permis d'identifier l'impact de différents paramètres ou processus tels que l'importance de l'heure d'initialisation d'une simulation pour l'étude de la décroissance de la turbulence et le rôle du cisaillement sur la décroissance de la turbulence.

Un certain nombre de difficultés sont apparues au cours de cette étude. Le caractère transitoire de la période d'étude provoque des limites d'utilisation des outils de mesure et de certains calculs. Par exemple, l'observation aéroportée, ou même l'observation à point fixe dans la couche de surface, nécessitent de travailler sur des échantillons assez grands pour répondre à des critères de représentation statistique de toutes les échelles de la turbulence, mais suffisamment petits (ou courts) pour respecter les hypothèses d'homogénéité. Si ces conditions ne sont déjà pas faciles à respecter en conditions convectives, elles le sont encore moins en fin de journée. C'est la raison pour laquelle nous n'avons pas calculé de flux et de valeurs d'entraînement avec les données aéroportées durant la TA mais nous sommes concentrés sur l'étude des spectres.

Une autre limite provient de la difficulté d'étudier le rôle des hétérogénéités de surface. D'un point de vue expérimental, l'originalité et la diversité des stratégies de vol des ballons captifs ont rendu contraignantes l'analyse et la comparaison des données au-dessus des deux surfaces. Une stratégie unique et répétée pour l'ensemble des journées aurait sans doute facilité l'analyse.

Par ailleurs, l'impact de l'hétérogénéité de surface, rediscuté au §7.2, aurait sans

doute été plus net si la taille de l'hétérogénéité de surface avait été plus grande.

Une autre limite qui est apparue concerne l'étude du rôle de la forêt sur la turbulence atmosphérique. L'étude de la forêt est très complexe et nécessiterait une campagne de mesures spécialement dédiée à cela, ce qui n'était pas l'objectif de BLLAST. Cependant, le comportement très différent de la forêt pendant la TA aurait nécessité d'être étudié de manière plus approfondie, par exemple à l'aide de mesures au-dessus de la forêt à des hauteurs en dehors de la couche de rugosité, avec un mât plus haut.

D'un point de vue de la modélisation, notre simulation présente aussi un certain nombre de limites. Tout d'abord, la résolution choisie n'a pas permis de comparer les observations en surface avec notre modèle, le sous-maille ayant une trop grande importance en-dessous de 100 m. La compréhension des processus turbulents est aussi limitée par la paramétrisation des petites échelles. Enfin, le modèle LES servant à notre étude repose sur une paramétrisation de Smagorinsky qui sur-évalue la dissipation.

Ainsi, l'utilisation combinée des observations et de la LES, malgré leurs limites respectives, constitue la principale richesse de cette étude. Grâce à elle, notre compréhension du devenir des définitions et des lois de normalisation, de l'évolution des caractéristiques turbulentes et du rôle des différents processus et forçages pendant la transition d'après-midi s'est nettement améliorée.

7.2 Synthèse des résultats

Définitions et lois d'échelles

Grâce aux observations, une caractérisation générale des transitions d'après-midi des 12 journées aux observations intensives (POI) a été établie, pour accéder à une vision d'ensemble de la campagne et distinguer les conditions très différentes. Les types de conditions météorologiques, d'évolution diurne de la couche limite en terme de structure moyenne et turbulente nous ont amenés à séparer les 12 journées étudiées en 3 groupes :

- les journées de croissance "typique" de la couche limite (6 POI),
- les journées où la couche limite se développe rapidement, en raison de la présence d'une couche résiduelle surplombant la couche mélangée (3 POI),
- les journées de très faible croissance de la couche limite, lors d'une période très chaude associée à des flux de chaleur en surface très faibles, à très peu de turbulence et à une forte subsidence (3 POI).

||cm

En définissant la TA en fonction des flux de chaleur en surface comme cela est fait dans la littérature jusque là, nous avons relevé que la TA peut durer de 3 à 8 h et débuter entre 10 :00 et 13 :00 UTC selon les conditions météorologiques et la surface végétale. Cette variabilité montre bien la difficulté de nommer correctement cette période puisqu'elle peut commencer dans la matinée.

Enfin, nous avons observé pour les 12 POI de la campagne, et en particulier grâce à l'étude poussée de la journée du 20 juin 2011, que les échelles de normalisation convective (comme l'échelle de vitesse w_* , l'échelle de temps de la convection t_* , ...) restent valides pendant plusieurs heures de l'après-midi, tant que la décroissance de la turbulence est

suffisamment lente pour que la structure de la turbulence reste la même. Puis, vers 16 :30 UTC, i.e. 1h30 avant que les flux en surface s'annulent, les échelles de normalisation convective ne s'appliquent plus car w_* et t_* tendent vers 0 : le rapport des flux et des échelles de normalisation tend donc vers l'infini. Ces constats m'ont amenée à distinguer deux périodes pendant la transition d'après-midi, décrites dans la section suivante.

Evolution des caractéristiques turbulentes

Les principaux efforts de ce travail de thèse ont porté sur l'étude de l'évolution des processus turbulents de la CLA, dans le temps et en fonction de l'altitude. La diminution de l'énergie cinétique de la turbulence a été étudiée en surface, mais aussi au sein de la couche limite, grâce aux observations aéroportées et à la LES.

En comparant l'évolution de la décroissance de l'énergie cinétique de la turbulence (ECT) en surface à la décroissance du flux de chaleur sensible sur six surfaces, il en a résulté que la relation entre flottabilité et décroissance de la turbulence n'est pas constante dans le temps mais comporte trois phases : une phase où la turbulence se maintient bien que le flux de chaleur sensible ait commencé à diminuer, puis une phase où la turbulence commence à décroître et une dernière phase, débutant lorsque H atteint son point d'inflexion, à partir de laquelle la turbulence décroît très rapidement.

Ces deux dernières phases sont aussi observées lors de la décroissance de l'ECT dans toute l'épaisseur de la CLA dans l'étude du cas semi-idéalisé du 20 juin 2011, avec : une période quasi-stationnaire en début d'après-midi, de 0 à $0.75 \tau_f$, nommée "Early Afternoon", pendant laquelle l'ECT commence à diminuer sans que cela n'affecte les caractéristiques spectrales turbulentes (ni la validité des échelles de normalisation convective) et une période en fin d'après-midi, de 0.75 à $1 \tau_f$, nommée "Late Afternoon", caractérisée par une diminution plus rapide de la turbulence, pendant laquelle les caractéristiques turbulentes subissent des changements importants, et s'éloignent considérablement des caractéristiques des régimes convectifs (la normalisation convective ne s'applique alors plus). Pendant cette deuxième période, la taille des tourbillons ainsi que le transfert d'énergie entre les tourbillons de différentes tailles évoluent rapidement (cascade moins 'rapide' vers les petites échelles). Pour imager l'évolution des échelles et des spectres turbulents de la vitesse verticale du vent, cela correspond à des thermiques moins bien définis, plus larges et plus espacés les uns des autres dans la couche mélangée, comme on peut le voir sur la figure 7.1 représentant deux coupes horizontales de w en milieu de couche limite à 13 :00 UTC et à 17 :50 UTC et qui illustrent l'augmentation de la largeur des thermiques ainsi que de leur espacement. En revanche, en surface, la taille des thermiques diminue.

Un deuxième résultat important de cette étude concerne l'évolution de la turbulence en fonction de l'altitude. La décroissance de la turbulence ainsi que les changements des caractéristiques spectrales de w précédemment détaillés ont été observés plus tôt au sommet de la couche, environ une heure avant qu'ils ne soient observés au bas de la couche mélangée. Les flux en surface n'étant plus suffisamment forts pour maintenir des mouvements turbulents jusqu'au sommet de la couche limite, c'est donc en haut de la CL que les changements apparaissent en premier et qu'une couche découplée se forme, au sein de laquelle la turbulence fonctionne différemment de la turbulence observée en milieu de journée et toujours en vigueur dans la couche sous-jacente. Cette couche découplée, nommée "couche pré-résiduelle" par ?, s'étend ensuite progressivement vers

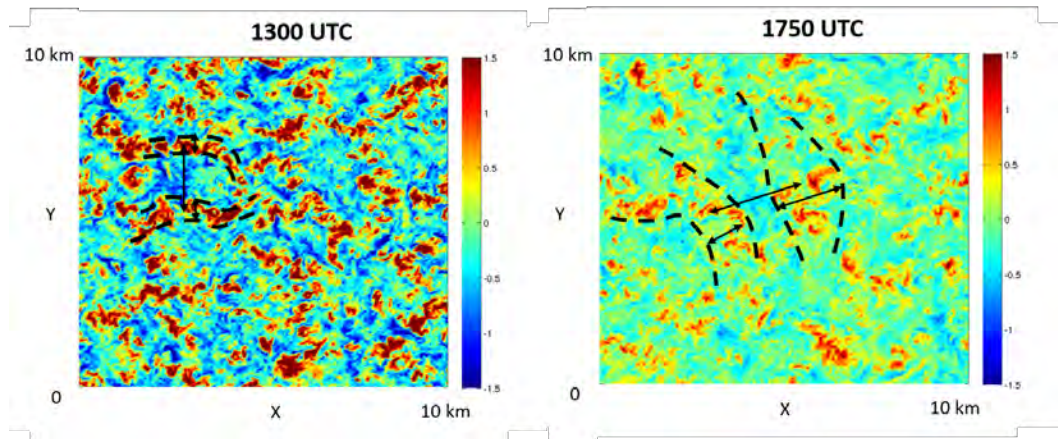


Figure 7.1 – Coupes horizontales de w en milieu de couche limite à 13 :00 UTC et 17 :50 UTC, illustrant l’augmentation de la largeur des thermiques ainsi que de leur espacement. L’échelle colorée indique la valeur de w en m/s. Les traits en pointillés délimitent des zones d’ascendance associées à des thermiques dans la CLA. Les flèches représentent la largeur d’un thermique ou l’espacement entre deux thermiques.

le bas pour atteindre la surface.

Outre les résultats relatifs à l’évolution de la turbulence pendant la TA, le travail de modélisation nous a permis d’aborder des questions plus techniques relatives à l’heure d’initialisation de la simulation. Une série de tests pour laquelle l’heure d’initialisation variait entre 05 :00 et 12 :00 UTC a mis en évidence que l’heure d’initialisation d’une LES est un paramètre à ne pas négliger pour l’étude de la décroissance de la turbulence. La période de $6 t_*$ généralement supposée suffisante pour développer entièrement la turbulence dans un modèle atmosphérique ne permet en fait pas de créer toutes les échelles, notamment les plus grandes qui ont besoin de davantage de temps pour se former. En n’initialisant pas suffisamment tôt une simulation pour étudier la transition d’après-midi, on ne distingue plus les deux phases de la TA : le fonctionnement de la turbulence est modifié presque de suite après que la flottabilité en surface a commencé à diminuer.

Rôle des processus et forçages

Le rôle de l’hétérogénéité de surface sur la TA a été étudié à l’aide des observations sur trois surfaces (un champ de maïs, une lande et une forêt) juxtaposées, pour lesquelles le bilan d’énergie et l’évolution des caractéristiques turbulentes ont été étudiés, ainsi qu’avec deux ballons captifs effectuant des profils des 100 premiers mètres d’atmosphère au-dessus du champ de maïs et de la lande. En fonction de la hauteur et du LAI des canopées, le flux de chaleur sensible s’annule plus tard et le rayonnement infrarouge montant tend plus lentement vers son minimum, dû au phénomène de restitution. Ce déphasage entre les flux de chaleur sensible et le rayonnement infrarouge montant engendre des températures plus chaudes dans les 20 premiers mètres d’atmosphère au-dessus de la canopée la plus développée (ici le maïs), du début d’après-midi jusqu’au coucher du soleil. Puis, vers le coucher du soleil, le refroidissement et une stabilisation de la couche de surface sont plus rapides. A cause des difficultés techniques de l’exercice de comparaison, ce résultat n’a pu être observé que trois fois et reste donc

difficile à généraliser.

Un processus important pour l'évolution de la turbulence est le **cisaillement de vent**. Ce processus, étudié avec la LES du 20 juin 2011 grâce à un ensemble de tests de sensibilité, retarde la décroissance de l'ECT en basse couche et le début de la seconde phase de la transition d'après-midi ("Late Afternoon").

On sait que le cisaillement au sommet de la couche a une influence sur le processus d'entraînement. L'**entraînement** et le processus de **demixing** ont donc été étudiés mais nous n'avons pas observé de fortes différences d'entraînement entre les simulations au cisaillement différent. Pourtant, même si les différences d'entraînement observées d'une simulation à l'autre étaient faibles, il nous semble que ce processus est à l'origine de l'augmentation des échelles caractéristiques pendant la LA, l'entraînement se propageant plus bas dans la couche et ce, d'autant plus que le cisaillement est fort. Or, l'entraînement est un processus très complexe qui ne peut sans doute pas être totalement décrit via un rapport de flux de flottabilité. Il serait intéressant d'utiliser un traceur passif permettant sans doute de compléter notre vision du processus d'entraînement. En analysant le bilan d'ECT, nous pensions pouvoir directement relier chaque terme à un processus distinct et ainsi repérer une modification de l'importance d'un ou des processus. Or l'étude a montré que tous les termes du bilan d'ECT diminuent progressivement au cours de l'après-midi, avec une contribution relative qui reste très stationnaire. Ils ne peuvent donc pas être directement reliés à la structure turbulente et aux différentes phases de décroissance de l'ECT.

Enfin, le fait que dans les observations et dans la simulation, les pentes du domaine inertiel sont plus raides qu'une pente prédite en $-5/3$ par la théorie de Kolmogorov et ce, surtout pendant la première période de l'après-midi, semble être la signature des **structures cohérentes**. L'évolution de l'**anisotropie** pourrait aussi avoir un lien avec l'évolution de la forme des spectres et devrait être davantage étudiée.

7.3 Perspectives

A la suite de ce travail, de nombreuses pistes restent à explorer. La liste des perspectives citées n'est pas exhaustive mais comprend celles me paraissant les plus pertinentes.

Dans cette étude, notre compréhension des processus turbulents a été limitée par la paramétrisation des petites échelles dans le modèle LES. Une étude complémentaire à l'aide d'une simulation de type DNS permettrait d'approfondir davantage la compréhension des processus turbulents au moment critique où les limitations des observations et de la LES augmentent, avec une approche fondamentale de la turbulence où l'ensemble des tourbillons sont résolus.

L'augmentation des échelles caractéristiques de la turbulence en fin de journée a été observée lors de plusieurs journées de la campagne BLLAST avec des observations aéroportées. Il serait intéressant d'étudier, avec la même approche que celle illustrée dans ce travail de thèse, d'autres cas d'études de la campagne BLLAST.

Nous avons émis l'hypothèse que le processus d'entraînement pourrait introduire des grandes échelles caractéristiques de l'atmosphère libre au sein de la couche limite. Cependant, l'étude de l'entraînement à travers seulement la flottabilité n'a pas permis de

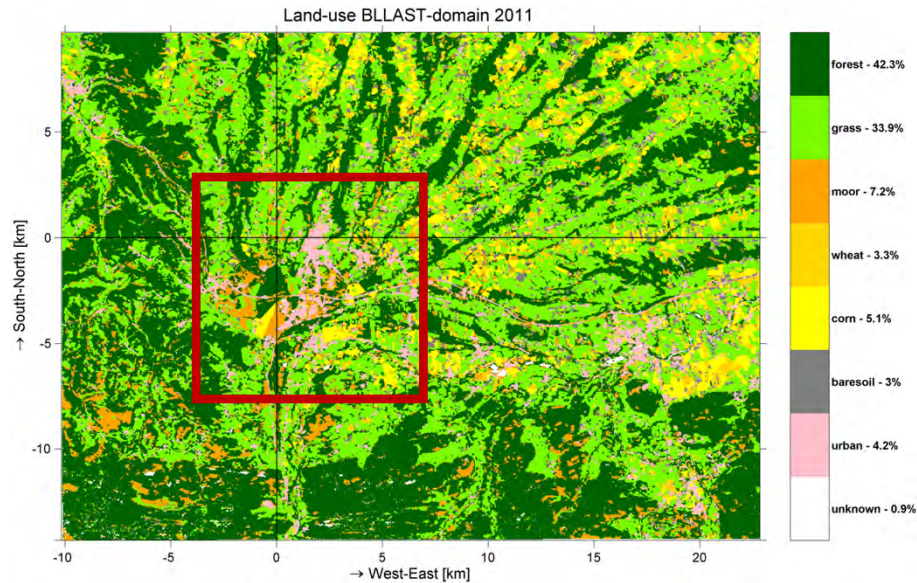


Figure 7.2 – Carte d’occupation des sols de la région de la campagne BLLAST.

confirmer cette hypothèse. Une des perspectives pour la suite de ce travail serait d’étudier l’évolution d’un autre traceur comme par exemple l’humidité dont les propriétés dans la couche limite et au-dessus sont totalement différentes, ou alors l’évolution d’un traceur passif.

L’analyse des mesures durant BLLAST a montré que l’hétérogénéité de surface a un impact sur la transition d’après-midi dans les 20 premiers mètres d’atmosphère. Il apparaît important d’analyser davantage cet impact, en effectuant par exemple des simulations pour lesquelles l’hétérogénéité pourrait être idéalisée et variable, afin de tester l’impact de différents schémas d’hétérogénéités sur la transition d’après-midi. En prescrivant une carte des flux de surface associés à l’occupation des sols de la zone de BLLAST (illustrée sur la figure 7.2), la LES permettrait d’étudier l’impact de l’hétérogénéité au-dessus de la couche de surface et sur toute l’épaisseur de la couche limite.

L’évolution des échelles turbulentes pourrait modifier le transport des polluants et autres espèces en trace. L’impact du changement de fonctionnement de la turbulence sur la dispersion d’un polluant pourrait être appréhendé, notamment en injectant un traceur (i.e. un autre scalaire que la température et l’humidité) à différentes hauteurs et à différents horaires, et en étudiant sa dispersion. De telles injections d’un traceur permettraient d’accéder à une meilleure compréhension de la couche résiduelle et également de tester les différentes échelles de normalisation, en améliorant la compréhension des interactions entre les deux couches du haut et du bas.

Cette étude pourrait aussi être poursuivie en considérant des modèles théoriques d’interactions entre les processus turbulents, de manière à acquérir une meilleure compréhension de la turbulence en amont.

<h2 style="text-align: center;">OUTILS</h2>	<h3 style="text-align: center;">Définitions et lois d'échelles</h3>
<p style="text-align: center;">Leurs apports dans cette étude</p> <ul style="list-style-type: none"> • Description de 12 TA • Instrumentation de 8 surfaces • Site dédié à l'étude de l'hétérogénéité de surface => originalité des stratégies des ballons captifs • Avions: données quasi uniques de turbulence in situ • Turbulence documentée à tous les niveaux de la CLA <p style="text-align: center;">Leurs Limites</p> <ul style="list-style-type: none"> • Revoir la stratégie des ballons captifs • Mât en forêt pas suffisamment haut • Hétérogénéités de surface trop ténues et complexes 	<p style="text-align: center;">Evolution des caractéristiques turbulentes dans le temps et en fonction de l'altitude</p> <p>Décroissance de l'ECT</p> <ul style="list-style-type: none"> • En surface: fortement liée à la flottabilité (évolution en 3 étapes) • Partout: <ul style="list-style-type: none"> • évolution en 2 étapes: <ol style="list-style-type: none"> 1/ décroissance lente (caractéristiques turbulentes du régime convectif maintenues) 2/ décroissance rapide (associée à un changement brusque de la structure turbulente) • à tous les niveaux verticaux mais d'abord en haut de la couche <p>Caractéristiques spectrales de w</p> <ul style="list-style-type: none"> • « Early Afternoon »: <ul style="list-style-type: none"> - pente inertielle plus raide que -5/3 (présence de structures cohérentes) • « Late Afternoon »: <ul style="list-style-type: none"> - Augmentation de L_w dès $0.15 z_1$ (thermiques plus larges), diminution de L_w en-dessous - Aplatissement des spectres => thermiques moins bien définis et plus espacés les uns des autres
<p style="text-align: center;">Modélisation</p> <p style="text-align: center;">Ses apports dans cette étude</p> <ul style="list-style-type: none"> • Bonne reproduction des observations turbulentes avec l'utilisation d'une LES • Couverture temporelle et verticale • Etude poussée du 20 juin 2011: analyse spectrale de w, étude des termes du bilan d'ECT, tests de sensibilité au cisaillement, à l'heure d'initialisation du modèle <p style="text-align: center;">Ses limites</p> <ul style="list-style-type: none"> • Pas de comparaison possible avec les observations en surface • Petites échelles paramétrées 	<p style="text-align: center;">Rôle des différents processus et forçages</p> <p>Hétérogénéité de surface</p> <ul style="list-style-type: none"> • Réactions très différentes des surfaces pendant la TA en fonction de leur couvert végétal et de leur profondeur racinaire • Impact de l'hétérogénéité jusqu'à 20 m de haut <p>Cisaillement</p> <p>Retarde le processus de décroissance de turbulence en basse couche et le début de la « Late Afternoon »</p> <p>Entraînement/Demixing</p> <p>Semble impacter sur l'évolution des échelles. A quantifier différemment qu'avec le flux de flottabilité.</p>

Tableau 7.1 – Tableau résumant les principaux apports et limites des outils utilisés dans cette étude puis les apports de cette thèse à la description de la transition d'après-midi.

Annexes

Annexe A

Positionnement de la thèse dans le projet BLLAST

La thèse s'insère au coeur du projet BLLAST. A ce jour, les moyens d'observation déployés pendant la campagne ont permis un certain nombre d'études. Afin de positionner la thèse dans le contexte du projet BLLAST, cette annexe regroupe les différentes études qui ont débouché sur une publication. Ainsi, BLLAST a permis :

I La réalisation de différentes études de processus focalisées sur la transition de fin d'après-midi, que l'on peut regrouper en deux thèmes :

- (a) l'étude des processus turbulents, en particulier en évaluant :
 - la décroissance de la turbulence évaluée : 1/ par un lidar doppler (Gibert et al. (2012)), 2/ par un lidar doppler, un anémomètre sonique et des modèles numériques atmosphériques (Canut et al. (2014b)), 3/ au-dessus de surfaces hétérogènes à l'aide de stations météorologiques en surface (Darbieu et al. (2012)),
 - l'évolution de la structure verticale turbulente à l'aide d'une analyse spectrale de la vitesse verticale du vent (Darbieu et al. (2014)) et dans la couche de surface (Nilsson et al. (2014)).
- (b) l'étude des forçages et des processus de méso-échelle, en particulier en évaluant :
 - le lien entre le flux de flottabilité et l'instabilité thermique près du sol (Blay-Carreras et al. (2014a)),
 - l'impact de la couche résiduelle et de la subsidence de grande échelle sur l'évolution de la couche limite (Blay-Carreras et al. (2014b)),
 - les perturbations de pression grâce à une analyse multi-échelle, lors de la transition nocturne (Sastre et al. (2012)),
 - les courants nocturnes descendants générés par la face nord des Pyrénées (Jiménez and Cuxart (2014c)),
 - l'initialisation de l'humidité du sol dans les modèles atmosphériques (Angvine et al. (2014)),
 - le rôle du forçage de grande échelle sur le développement de la CLA (Petersen et al. (2015)).

II Des études de sensibilité des modèles numériques à la transition d'après-midi :

- dans les modèles numériques de prévision météorologique AROME et ARPEGE (Couvreux et al. (2012)).
 - sur WRF en testant les schémas de couche limite convective et de surface (Sastre et al. (2014)),
 - par intercomparaison de simulations méso-échelle (Jiménez et al. (2014)),
- III La réalisation d'autres études non directement liées à la transition de fin de journée, telles que l'étude :
- de la température de surface et de la turbulence dans la couche de surface, à l'aide d'une caméra infrarouge (Garai et al. (2013)).
 - des ondes de gravité, à l'aide de microbaromètres (Roman-Cascon et al. (2014)).
- IV Enfin, elle a permis de tester des techniques d'instrumentation innovantes, telles que :
- l'instrumentation du drone SUMO (Reuder et al. (2012)),
 - des mesures de turbulence sous un ballon captif (Canut et al. (2014a)),
 - et un système de radiosondages fréquents permettant la récupération et la réutilisation des sondes (Legain et al. (2013)).

Annexe B

Précisions des instruments utilisés dans la thèse

Cette annexe rassemble les précisions associées aux différentes mesures des instruments utilisés dans cette thèse.

Le tableau B.1 regroupe la précision des mesures faites à l'aide des radiosondes MODEM et GS-H standard, des radiosondages fréquents, des ballons captifs et des stations de mesures en surface. Les tableaux B.2 et B.3 regroupent la précision ainsi que les fréquences d'échantillonnage des mesures faites avec les avions Piper Aztec et Sky Arrow.

Types d'instruments	Type de données	Précision
Radiosondages MODEM Capteur GPSonde M2K2	Pression Température Humidité Vent	$\pm 2\text{hPa}$ à 1050hPa $\pm 0.7\text{hPa}$ à 500hPa $\pm 0.1\text{hPa}$ à 20hPa $\pm 0.5\text{ }^\circ\text{C}$ $\pm 5\%$ Position : 10 m Vent horizontal : 0.15 m s^{-1} Direction : 2°
Ballons captifs System TT12	Pression Température Humidité Vitesse du vent Direction du vent	$0,4\text{hPa}$ $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 2% RH 0.1 m s^{-1} 1°
Radiosondages fréquents VAISALA RS92SGP	Pression Température Humidité	1 hPa entre 1080 et 100 hPa 0.6 hPa entre 100 et 3 hPa $0.5\text{ }^\circ\text{C}$ 5% RH
Station de mesure en surface au site 2 et mât de 60 m Gill HS50	Vitesse du vent Direction du vent	$< 1\%$ RMS $< 1\%$ RMS
LI-COR Biosciences LI7500	H ₂ O	1%
Radiomètres CNR1	Flux radiatifs	10%
Vaisala PTB210	Pression	$\pm 0.60\text{ hPa}$
Anémomètres Young 05103	Vitesse du vent	$\pm 0.3\text{ m s}^{-1}$ de 1 à 60 m s^{-1}
Hukseflux Thermal Sensors HFP01	Flux de chaleur de le sol	De -15 à 5%
Vaisala OYJ HMP45	Température Humidité relative à 20°C	$\pm 0.3\text{ }^\circ\text{C}$ $\pm 2\%$ RH (0 à 90% d'humidité relative) $\pm 3\%$ RH (90 à 100% d'humidité relative)

Tableau B.1 – Précision des mesures faites à l'aide des radiosondes MODEM et GS-H standard, des radiosondages fréquents, des ballons captifs sur le site 2 et des stations de mesures en surface.

Parameters	Instruments	Accuracy	Acquisition/computation frequency
Position (lat., long. and alt.) 3-D ground speed	GPS + Inertial Navigation System (IXSEA AIRINS)	5 m 0.03 m s ⁻¹	1 Hz 100 Hz
Height above the ground	Radar altimeter till 2500 ft	50 m	1 Hz
Attitude angles (roll, pitch & true heading)	IXSEA AIRINS	0.005°, 0.02° for heading	100 Hz
Horizontal wind 3-D turbulent wind	Gust probe + IXSEA AIRINS	2 m s ⁻¹ 0.01 m s ⁻¹	25 Hz
Static pressure	Rosemount 1221	0.2 hPa	200 Hz
Temperature	Rosemount 102E2 thermometer	0.5 °C	200 Hz
Relative humidity	capacitive sensor (CORECI Humicor 5000)	≤ 5 %	50 Hz
Dew point temperature	Buck Research 1011B	±0.5 °C	25 Hz
H ₂ O concentration (fluctuation) CO ₂ concentration (fluctuation)	Licor 7500 open-path gaz analyser	0.003 g kg ⁻¹ 0.1 ppb	10 Hz 10 Hz

Tableau B.2 – *Précision et fréquences d’acquisitions des mesures faites à l’aide de l’avion Piper Aztec. Selon (Lothon et al., 2014).*

Parameters	Instruments	Accuracy	Acquisition frequency
Position (lat, long and alt) 3-D ground speed	GPS (Novatel RT 20, single freq.) extended to 50 Hz with probe accelerometers	10 cm accuracy ±1 cm s ⁻¹ accuracy	10 Hz 10 Hz
Attitude angles (pitch, roll & true heading)	Systron Donner C-MIGITS III GPS-INS extended to 50 Hz with differential accelerometers	±0.05° (Pitch, Roll) ±0.08° (Heading)	50 Hz
3-D wind (mean and turbulence)	Best aircraft turbulence (BAT) probe	Turbulence acc. ±2 cm s ⁻¹ mean wind acc. ±0.5 m s ⁻¹	50 Hz
Humidity (abs. Humidity and dew point)	EdgeTech Model 200 Chilled Mirror	±0.5 °C	50 Hz
Temperature	Reference thermistor (mod YSI 4400) coupled to fast response thermocouple	±0.2 °C	50 Hz
Surface temperature	Everest 4000.4GL infrared radiometer	15° viewing angle, 8–14 µm, ±0.5 °C accuracy	50 Hz
Radiation	PAR up and down-welling (mod. Licor LI190) REBS Q*7 net radiometer	±5 %	50 Hz
CO ₂ concentration	Licor 7500 open-path gas analyzer	1 %	50 Hz
H ₂ O concentration	Licor 7500 open-path gas analyzer	2 %	50 Hz

Tableau B.3 – *Précision et fréquences d’acquisitions des mesures faites à l’aide de l’avion Sky Arrow. Selon (Lothon et al., 2014).*

Outils	Type de données	Echantillonnage des mesures	Longueur (spatiale ou temporelle)	Couverture du spectre turbulent en nombres d'onde	Nombre d'échantillons pour la POI du 20 juin 2011
Radiosondages	lentes	~ 1 Hz	/	/	/
Ballons captifs	lentes	~ 1 Hz	/	/	/
Avions	rapides	25 (PA) et 50 (SA) Hz	Paliers d'environ 25 (SA) et 40 (PA) km	$2 \cdot 10^{-4}$ à 1 m^{-1}	20
Station de mesures en surface	rapides	10 ou 20 Hz	30 min	De 10^{-3} à 50 m^{-1}	48
LES	rapides		30 min	De $6 \cdot 10^{-4}$ à $5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^{-1}$	22 (de 0900 à 1900 UTC)

Tableau B.4 – *Types de données, échantillonnages et longueurs (spatiales ou temporelles) des mesures, couverture du spectre turbulent en nombres d'onde et nombre d'échantillons pour la POI du 20 juin 2011, pour les mesures provenant des radiosondages, ballons captifs, avions, stations de mesures en surface et LES.*

Annexe C

Intercomparaison et corrections effectuées sur les sondes des ballons captifs

C.1 Correction de l'altitude des sondes

Dans cette partie de l'annexe, sont présentées les différentes méthodes utilisées pour corriger l'altitude des sondes des deux ballons captifs du site 2. L'altitude est calculée en temps réel à partir de la mesure de pression et de l'altitude initiale. Les corrections de l'altitude reposent sur le système d'équation suivant :

$$\begin{cases} dP = -\rho g dz \\ P = \rho RT(z) \end{cases} \quad (\text{C.1})$$

La figure C.1 représente l'altitude des sondes du ballon captif au-dessus de la lande pour la POI du 19 juin 2011, sans aucune correction. Les corrections successives représentées par la suite seront systématiquement illustrées pour la journée du 19 juin 2011.

Le 24 juin 2011 (POI 4), une intercomparaison des sondes a été effectuée, dont les données sont représentées sur la figure C.2. L'intercomparaison des sondes permet de mettre en évidence la présence d'un biais sur les mesures entre les sondes, et leurs marges de fluctuations. Plusieurs corrections nécessitent d'être faites pour pouvoir comparer correctement les données des différentes sondes par la suite. Tout d'abord, l'altitude initiale des deux sites doit être corrigée. Pour cela, nous avons utilisé les données des stations en surface déployées sur le champ de maïs et sur la lande ainsi que les données de pression des sondes. Dans un second temps, nous avons observé de trop grandes fluctuations de pression que nous avons lissées pour la correction d'altitude. Enfin, les sondes ont été placées sous les ballons captifs selon un espacement logarithmique. La superposition et le "croisement" de l'altitude des différentes sondes, visible sur la figure C.1, n'est pas réaliste et nous tiendrons compte de l'espacement logarithmique des sondes pour corriger l'altitude. Enfin, la pression possède un cycle diurne qui n'a pas non plus été pris en compte. Son cycle diurne intervient pourtant dans la détermination de l'altitude des sondes. Enfin, un biais sur la mesure entre les sondes est visible et sera corrigé. Ces différentes corrections sont présentées par la suite.

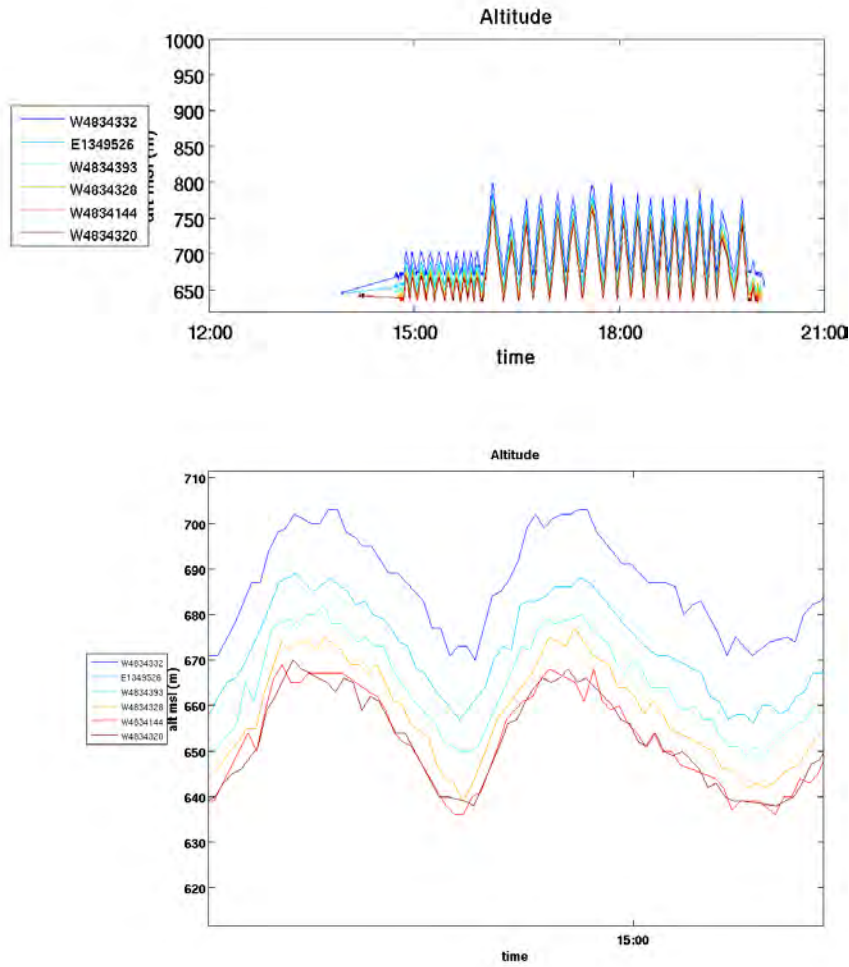


Figure C.1 – (a) : Altitude des sondes du ballon captif déployé au-dessus de la lande, le 19 juin 2011. (b) : zoom vers 1500 UTC.

C.1.1 Correction de l'altitude initiale à partir de la pression au sol

Grâce aux mesures de la pression sur le champ de maïs et sur la lande, l'altitude initiale des sondes a été corrigée. On veut tout d'abord calculer l'altitude initiale des sondes à l'aide de la pression mesurée par les stations en surface (P_{st}), de l'altitude des capteurs de pression (z_{st}), de la pression initiale de la sonde (P_s) et des températures mesurées par le capteur de la station (T_{st}) et par la sonde (T_s). A partir de l'équation C.1 ci-dessus appliquée au temps initial, on peut en déduire l'altitude initiale des sondes :

$$z_s(0) = \Delta z(0) + z_s(0)$$

$$\Leftrightarrow \Delta z(0) = -\frac{R}{g} \frac{P_s(0) - P_{st}(0)}{P_s(0)} \frac{T_s(0) + T_{st}(0)}{2} = z_s(0) - z_{st}(0) \quad (C.2)$$

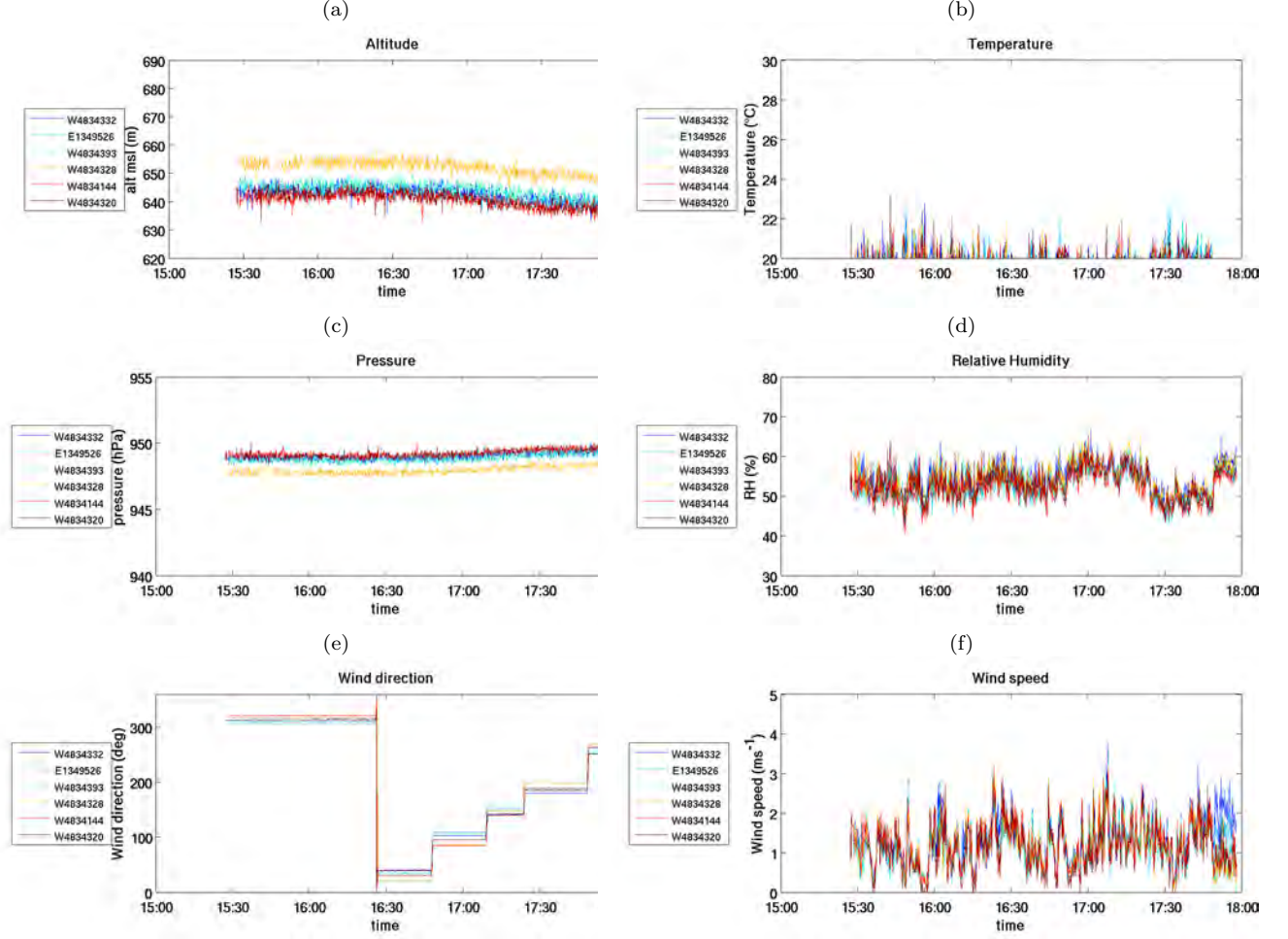


Figure C.2 – Intercomparison de (a) l'altitude, (b) la température, (c) la pression, (d) l'humidité, (e) la direction et (f) la force du vent, pour l'ensemble des sondes lors de la POI 4.

$z_s(0)$ est l'altitude initiale corrigée des sondes.

C.1.2 Altitude des sondes corrigée à partir des données des stations en surface

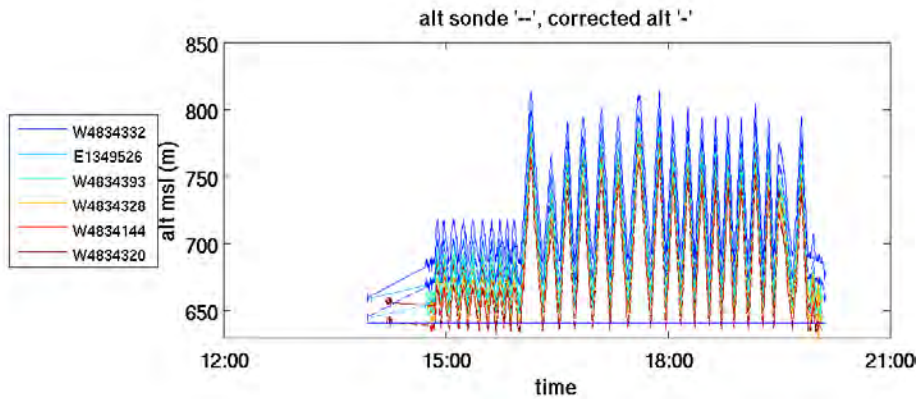
A partir de $z_s(0)$, il est possible de corriger l'altitude des sondes en fonction du temps :

$$\Delta z(t) = -\frac{R}{g} \frac{P_s(t) - P_s(t-1)}{P_{st}(t)} \frac{T_s(t) + T_s(t-1)}{2} \quad (\text{C.3})$$

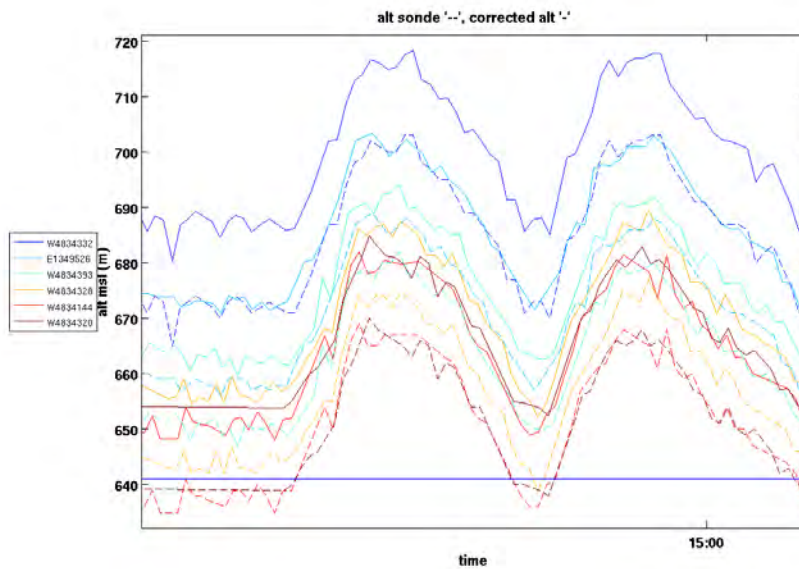
$$\hookrightarrow \boxed{z_s(t) = \Delta z(t) + z_{st}(t-1)}$$

L'évolution temporelle de l'altitude des sondes, corrigée à partir des données des stations en surface, est représentée sur la figure C.3. On voit qu'il subsiste trop de fluctuations en altitude. Aussi, les deux sondes les plus basses se croisent. Enfin, un

offset important est visible, l'altitude minimale ne correspondant pas à l'altitude du sol.



(a)



(b)

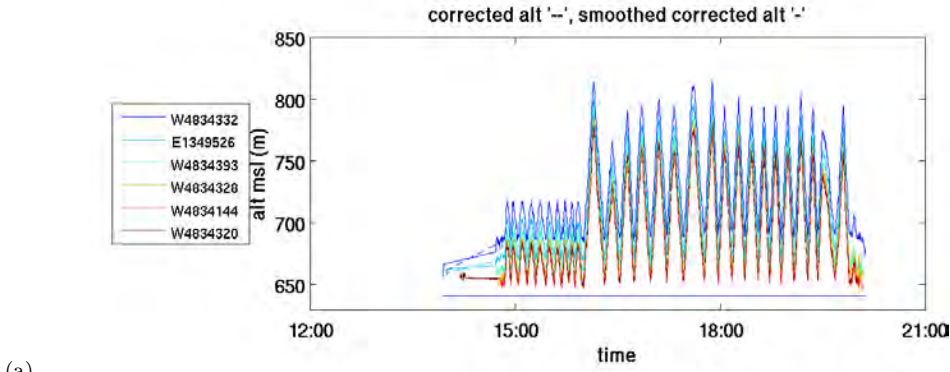
Figure C.3 – (a) : Altitude des sondes non corrigées (--) et corrigées à partir des données des stations en surface (-). (b) : zoom vers 1500 UTC.

C.1.3 Lissage des données

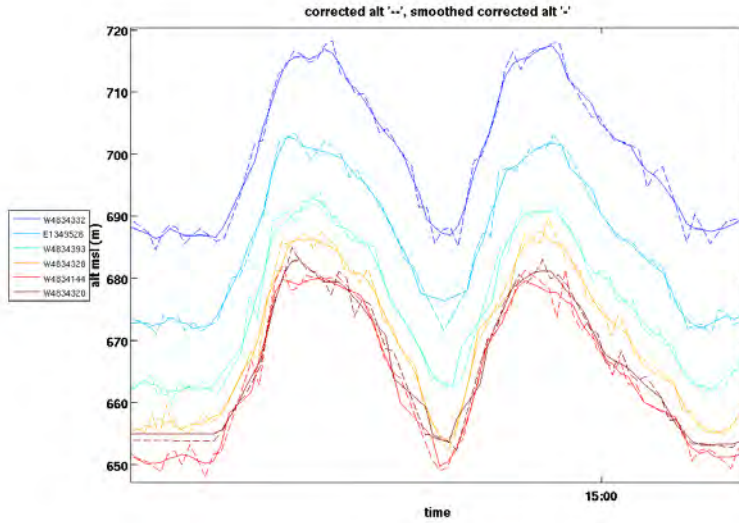
Afin de réduire les fluctuations observées, les données de pression sont lissées à l'aide d'une moyenne glissante sur trois points. La figure C.4 représente l'évolution de l'altitude des sondes après lissage. Le lissage semble correct, mais le problème de croisement des sondes ainsi que l'offset important restent à résoudre.

C.1.4 Espacement des sondes

Afin d'éviter la superposition des sondes, l'altitude d'une seule sonde a été calculée à partir de sa pression. Pour toutes les autres sondes, leurs altitudes ont été calculées



(a)



(b)

Figure C.4 – (a) : Altitude corrigée à partir des données des stations en surface (---) et altitude corrigée lissée (—). (b) : zoom vers 1500 UTC.

à partir de leurs espacements théoriques, en faisant l’hypothèse que le câble les reliant entre elles soit tendu et vertical. Pour la POI du 19 juin (Fig. C.5), l’espacement des sondes était respectivement de 2 m, 3 m, 5 m, 9 m et 14 m, de la sonde la plus basse vers la plus haute. En tenant compte de l’espacement théorique entre les sondes, leurs altitudes ne se superposent et ne se croisent plus .

C.1.5 Prise en compte du cycle diurne des variations de pression

L’effet du cycle diurne des variations de pression nécessite également d’être corrigé. Pour cela, on tient compte des variations de pression des stations en surface pour l’ensemble de la journée :

$$\Delta z_{st}(t) = -\frac{R}{g} \frac{P_{st}(0) - P_{st}(t)}{P_{st}(t)} T_{st}(0) \quad (\text{C.4})$$

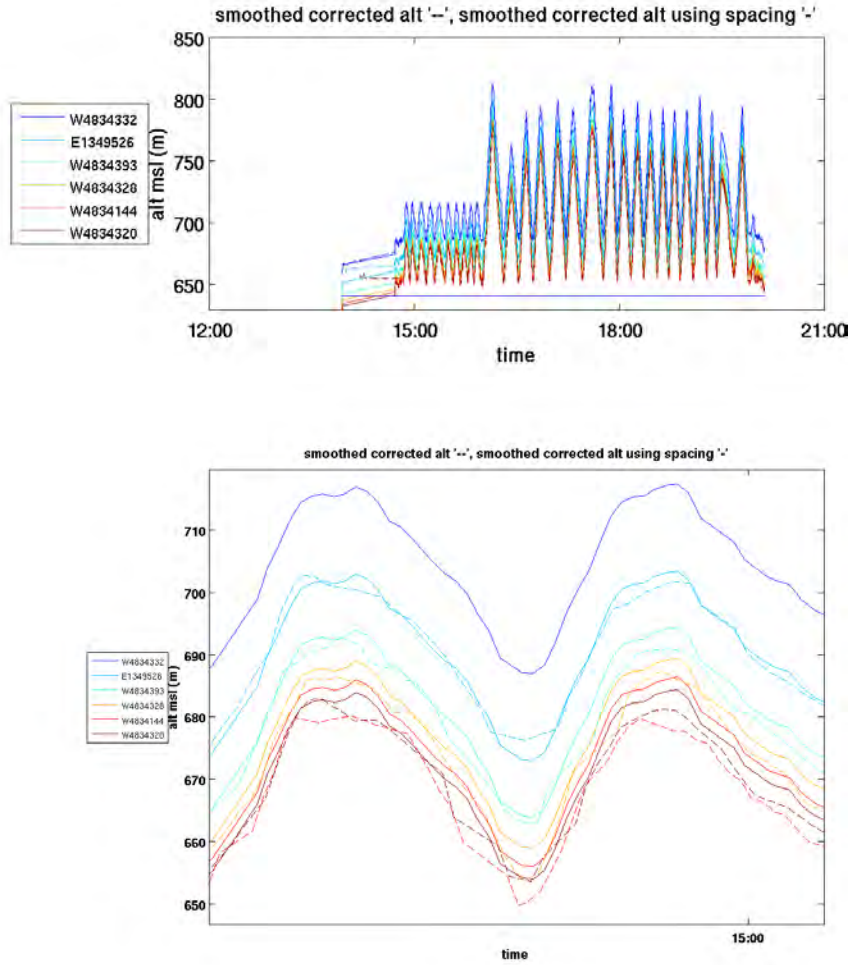


Figure C.5 – Altitude lissée (---) et altitude lissée où l'espacement entre les sondes a été corrigé (—)

$$\Leftrightarrow \boxed{alt_i(t) = z_s(t) + \Delta z_{st}(t)}.$$

Si la pression augmente pendant la journée, cela signifie que $P_{st}(0) - P_{st}(t) < 0$, i.e. $\Delta z_{st}(t) > 0$: la sonde est plus haute que son altitude sans tenir compte de la correction. Au contraire, si la pression diminue, cela signifie que $P_{st}(0) - P_{st}(t) > 0$, i.e. $\Delta z_{st}(t) < 0$: la sonde est en réalité plus basse qu'elle ne l'était sans cette correction.

La figure C.6(a) représente le cycle diurne des variations de pression à la station sol et la figure C.6(b) représente la correction sur l'altitude des sondes associée à ces variations diurnes de pression. La figure C.7(a) représente l'évolution de l'altitude avec et sans prise en compte des variations diurnes de pression en surface. Afin de vérifier si le signe de la correction $\Delta z_{st}(t)$ est cohérent avec la différence de pression en surface, deux figures zoomées sont montrées. La figure C.7(b) représente la correction sur l'altitude à environ 1500 UTC : sur les figures C.6(a) et (b), on remarque que $P_{st}(0) - P_{st}(t) > 0$ et que $\Delta z_{st}(t) < 0$. La sonde est plus basse que sans cette correction. La figure C.7(c) représente la correction sur l'altitude à environ 2000 UTC : sur les figures C.6(a) et (b), on remarque que $P_{st}(0) - P_{st}(t) < 0$ et que $\Delta z_{st}(t) > 0$. La sonde est plus haute que

sans cette correction.

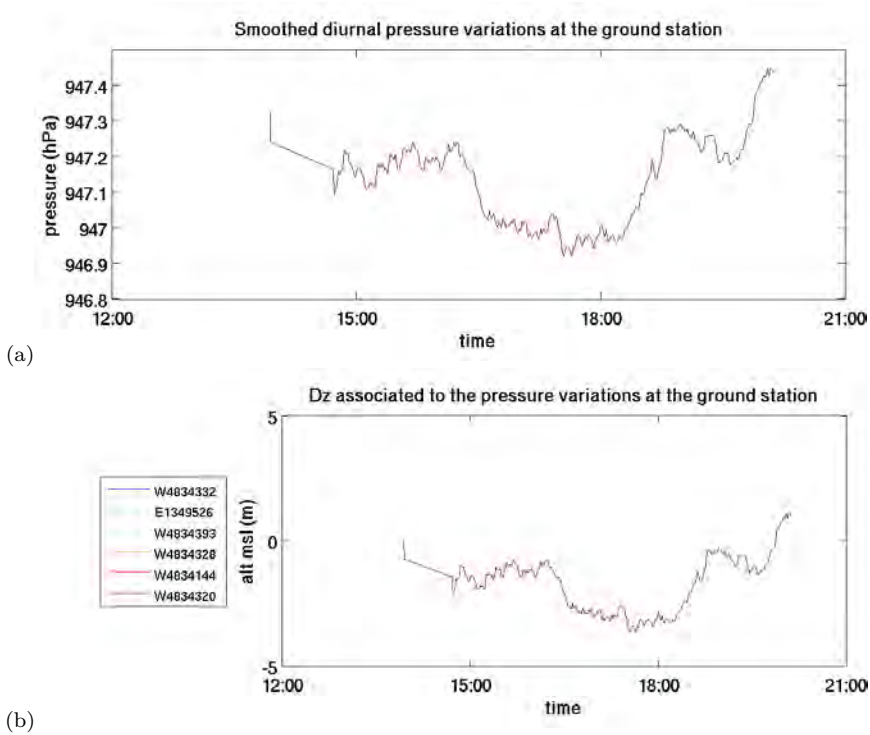


Figure C.6 – (a) : Variations diurnes de pression en station de surface. (b) : Correction sur l'altitude associée à ces variations de pression.

C.1.6 Correction de l'offset

La correction de l'offset entre les sondes peut se faire de deux méthodes :

- La première méthode consiste à recalculer P_s à partir des données de pression de la station sol P_{st} en faisant l'hypothèse que l'altitude des sondes en début d'expérience est fixée à 1.5 m au-dessus du sol.

$$P_s(0) = P_{st}(0) - \frac{g}{R} \frac{P_{st}(0)}{T_0} (z_s(0) - z_{st}) \quad (\text{C.5})$$

Ainsi, on définit un offset correspondant à la différence entre la pression recalculée $P_s(0)$ et la pression mesurée par la sonde. On ajoute ensuite cet offset aux données de pression et on utilise cette nouvelle pression recalculée pour calculer les nouvelles altitudes. Cependant, cette méthode ne donne pas les altitudes correctes car nous ne pouvons pas vérifier si les sondes étaient réellement à 1.5 m du sol en début d'expérience. Les résultats de cette méthode sont présentés sur la figure C.8.

- L'autre méthode que nous choisirons pour la thèse, consiste à faire l'hypothèse que la plus basse pression mesurée correspond à la pression en surface. Cette méthode est présentée sur la figure C.9. Cette méthode donne de meilleurs résultats, bien qu'un offset de 5 m subsiste à la fin de l'expérience.

Lande	W4834332	E1349526	W4834393	W4834328	W4834144	W4834320
Offset de température						
24/06/11	0.1403	0	0.0028	-0.0045	-0.0345	-0.0407
08/07/11	0.1960	0	0.0420	0.1077	-0.0242	-0.0275
Offset d'humidité						
24/06/11	1,96	0	0,71	1,97	-0,52	1,01
08/07/11	1,89	0	1,32	-1,55	-1,55	0,1
Offset de vitesse du vent						
24/06/11	0.1174	0	-0.0458	-0.0177	0.0143	-0.0674
08/07/11	0.1369	0	-0.2390	0.0318	0.1118	0.0622
Maïs	X4124149	X4124141	W4834130	B1529568	X4124143	E1349524
Offset de température						
24/06/2011	0.0474	0	0.0193	0.2520	-0,17	-0,58
08/07/2011		0	-0.1160	0.4173		
Offset d'humidité						
24/06/2011	0.5110	0	2.3680	3.9371	0.2863	1.5911
08/07/2011		0	2.2108	2.8665		
Offset de vitesse du vent						
24/06/11	0.1627	0	0.1158	0.1421	0.1936	0.2602
08/07/11		0	0.1425	0.0949		

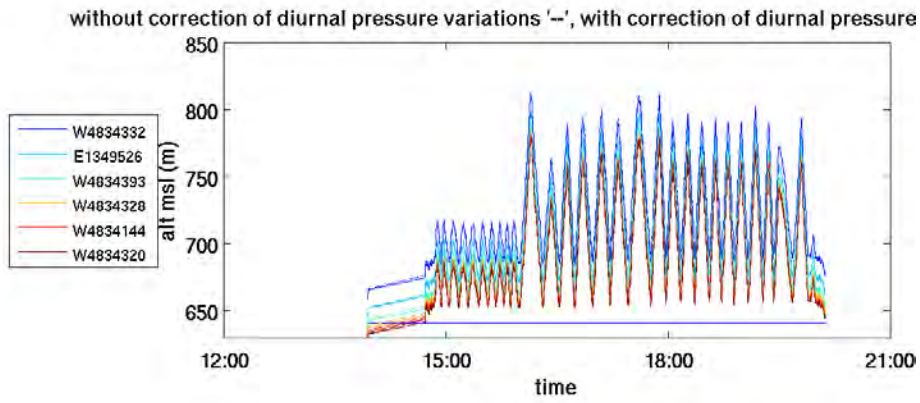
Tableau C.1 – *Offsets de température, d'humidité et de vitesse du vent pour les sondes sur les ballons captifs au-dessus de la lande et du champ de maïs.*

C.2 Corrections de température, d'humidité et de vent

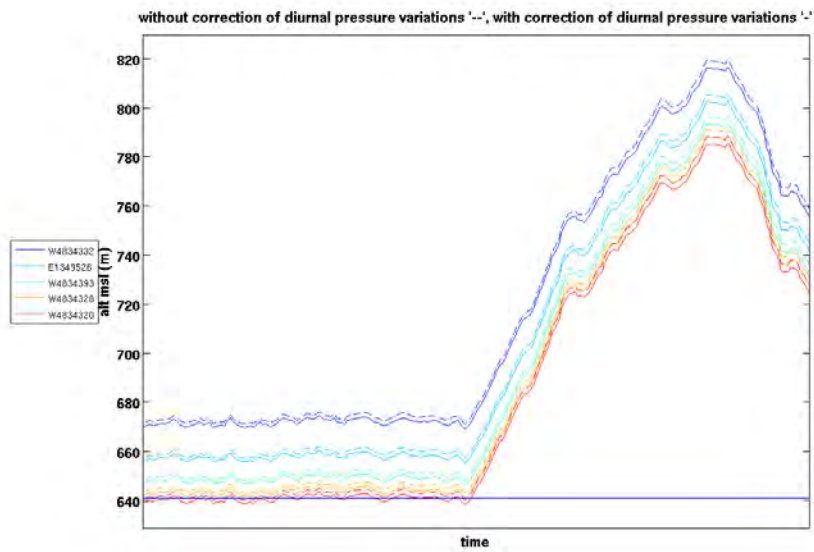
Trois journées d'intercomparaison des sondes ont été effectuées pour permettre de corriger d'éventuels biais de mesures entre les sondes : une journée avant la campagne (le 13 mai 2011), une journée pendant la campagne (le 24 juin 2011) et une journée le dernier jour de la campagne (le 8 juillet 2011). A partir de ces intercomparaisons, de nombreux offsets et fluctuations ont été observés et les corrections effectuées sur chaque sonde pour la température, l'humidité et la vitesse du vent sont décrites dans le tableau C.1.

Une régression linéaire a été effectuée sur les données interpolées. Tout d'abord, l'interpolation a été effectuée sur le temps de référence de la sonde. Cependant, une dissymétrie est apparue car les intervalles de temps sont plus petits pour certaines sondes que pour d'autres. Nous avons alors interpolé les données sur un intervalle régulier de 30 s. La régression linéaire étant toujours importante, nous avons décidé de travailler sans interpolation, simplement en moyennant les données toutes les 30 s puis en moyennant à nouveau les données sur des "intervalles des données", de 0.5 ° C pour la température, de 2 % pour l'humidité et de 0.2 m s⁻¹ pour la vitesse du vent.

(a)



(b)



(c)

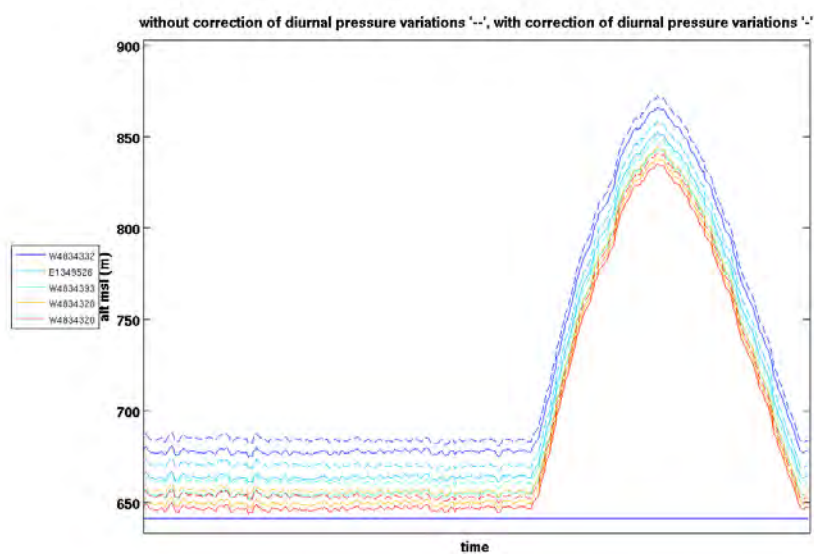


Figure C.7 – (a) : Altitude sans correction des variations diurnes de pression (---) et avec correction des variations diurnes de pression (—). (b) : Même figure, zommée vers 1500 UTC. (c) : idem, vers 200 UTC.

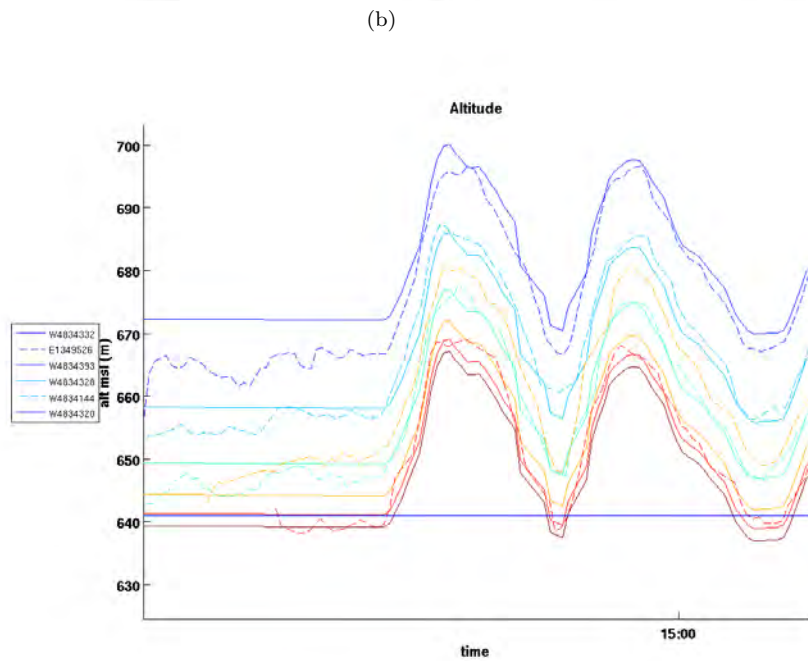
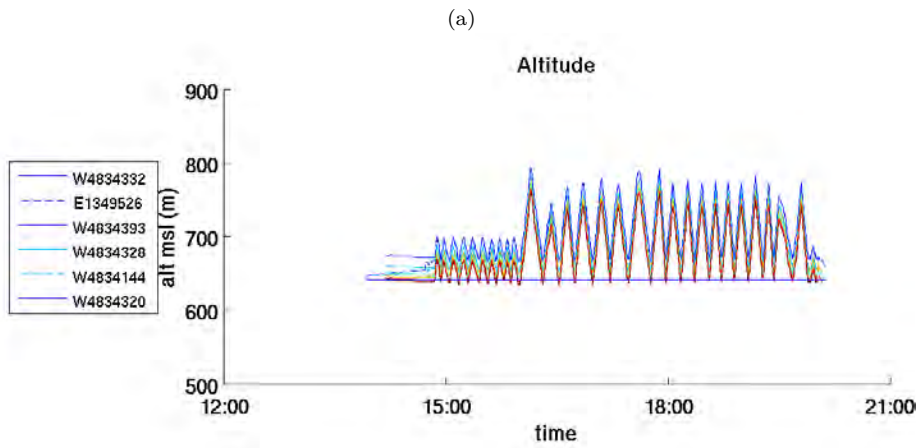


Figure C.8 – (a) : Altitude corrigée en recalculant la pression des sondes à partir de la pression en surface. (b) : zoom vers 1500 UTC.

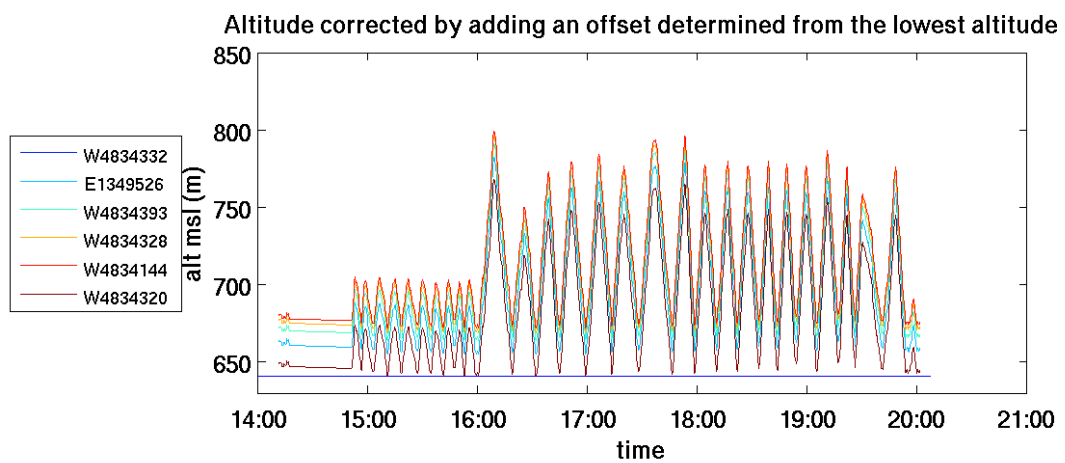


Figure C.9 – Altitude corrigée en ajoutant un offset déterminé à partir de la plus basse altitude des sondes.

Annexe D

Interpolation et comparaison des données des ballons captifs

Cette annexe rassemble les informations complémentaires à l'étude de comparaison des données des deux ballons captifs opérant au-dessus de la lande et du champ de maïs sur le site 2, présentée dans la partie 5.2. La durée des expériences pour chaque journée, les sondes utilisées ainsi que les problèmes recensés sur les sondes pendant l'expérience et enfin la méthode employée pour l'intercomparaison des données des deux ballons captifs seront présentés.

D.1 Durée des expériences des ballons captifs pour chaque POI

Le tableau D.1 représente pour chaque POI les heures de début et fin des mesures effectuées par les deux ballons captifs déployés sur le site 2 pour chacune des POI.

	Lande		Maïs	
	Début de l'expérience	Fin de l'expérience	Début de l'expérience	Fin de l'expérience
15/06	13 :14 :14	19 :04 :51	13 :08 :17	18 :48 :01
19/05	14 :11 :17	20 :01 :17	13 :43 :34	18 :02 :53
20/06	13 :54 :49	18 :11 :35	13 :54 :49	18 :11 :35
	18 :54 :03	20 :11 :37		
24/06	Intercomparaison : 16 : 06 : 09 – 18 : 11 : 35			
25/06	13 :29 :37 15 :00 :12 15 :51 :12	13 :29 :54 15 :34 :03 18 :45 :27	14 :35 :31	20 :12 :12
26/06	13 :48 :52	20 :15 :59	14 :38 :34	20 :24 :13
27/06	14 :06 :26	20 :10 :17	14 :41 :51	20 :10 :21
30/06	15 :01 :00	19 :49 :32	14 :39 :16 16 :22 :11	14 :43 :32 20 :01 :07
01/07	13 :34 :21	20 :27 :44	13 :05 :29	20 :27 :11
02/07	14 :46 :40	20 :21 :12	14 :45 :13	20 :21 :47
05/07	13 :47 :11	19 :55 :32	15 :55 :06	19 :51 :23

Tableau D.1 – *Temps (UTC) des débuts et fins de déploiement des deux ballons captifs du site 2 pour chaque POI.*

D.2 Sondes utilisées sur les deux ballons captifs pour chaque POI

Le tableau D.2 donne l'ensemble des sondes utilisées sur les deux ballons captifs du site 2 pour chaque POI, ainsi que les problèmes recensés sur certaines sondes.

	Lande	Mais
15/06	TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834144 TS6 W4834320	TS1 W4834332
19/05	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834144 TS6 W4834320	TS1 X4124142 TS2 A0817156 TS3 Y1924116 TS4 X4124104 TS5 A0817155
Problèmes	Aucun	TS3 : fausse température
20/06	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 Aucun	TS4 A0817155 TS5 X4124104 TS6 A0817156 TS4 : faux <i>r</i> TS4 : faux <i>wdir</i> à 1811 UTC TS5 : faux <i>rh</i> A 1915 UTC, problème avec TS5 : retirée et placée au sol
25/06	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834144 TS6 E1349524	TS1 X4124149 TS2 W4834130 TS3 X4124141 TS4 B1529568 TS5 X4124143 TS6 W4834320
26/06	TS1 W4834332 TS1 X4124149 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834144 TS6 W4834320	TS1 X4124149 TS2 W4834130 TS3 W4834393 TS4 B1529568 TS5 X4124143
Problèmes	Aucun	TS4 : pas de <i>wdir</i>
27/06	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834320 Aucun	TS1 X4124149 TS2 W4834130 TS3 X4124141 TS4 B1529568 TS5 X4124143
Problèmes	Aucun	Problèmes avec la direction du vent
30/06	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 Aucun	TS1 X4124149 TS2 W4834130 TS3 X4124141 TS2 problème sur la direction du vent à 1705 UTC TS3 : la batterie s'est usée très rapidement
01/07	TS1 W4834332	TS1 X4124149
02/07	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834320	TS1 X4124149 TS2 W4834130 TS3 X4124141 TS4 B1529568 TS5 X4124143
05/07	TS1 W4834332 TS2 E1349526 TS3 W4834393 TS4 W4834328 TS5 W4834320	TS1 W4834130 TS2 X4124141 TS3 B1529568 TS4 X4124143
Problèmes	TS2 : pas de données de vent à partir de 1824 UTC	

Tableau D.2 – Sondes utilisées sur les deux ballons captifs du site 2 pour chaque POI et éventuels problèmes rencontrés.

	Maïs		Lande		Validité de l'interpolation
	Points par pas de temps	Points par pas d'altitude	Points par pas de temps	Points par pas d'altitude	
15/06	5	5	4	4	Limite
19/06	X	X	3	3	Non
20/06	4	4	X	X	Non
25/06	3	3	6	6	Limite
26/06	4	4	3	3	Oui
27/06	5	5	5	5	Limite
30/06	7	7	4	4	Oui
01/07	X	X	3	3	Non
02/07	3	3	3	3	Oui
05/07	5	4	4	4	Oui

Tableau D.3 – *Validité de l'interpolation des profils des ballons captifs sur la lande et le maïs. L'interpolation est valide lorsqu'il y a au minimum un point pour chaque pas de temps et d'altitude.*

D.3 Interpolation et comparaison des profils des deux ballons captifs

Afin de comparer les données obtenues par les ballons captifs sur les deux sites, on rappelle la stratégie adoptée :

1. Mailler le champs hauteur-temps en grille d'une résolution de 5 minutes temporellement et de 2 m verticalement.
2. Compter le nombre de données dans chaque maille.
3. Si les données sont suffisamment nombreuses, en faire une moyenne pour ensuite interpoler les données dans les cent premiers mètres d'atmosphère et entre 1400 UTC et 2000 UTC. Le tableau D.3 de l'annexe D détaille la faisabilité de l'interpolation en fonction des POI. Les coupes hauteur–temps interpolées pour le 26 juin, et le 2 et 5 juillet sont bien comparables. La comparaison est également possible le 15, 25, 27 et 30 juin, mais pas sur la totalité de la transition d'après-midi.
4. Enfin, la soustraction des deux champs est possible, et peut mettre en évidence des différences potentielles entre les deux couches de surface.

On peut bien comparer les coupes $z-t$ interpolées pour le 26 et 30 juin, et le 2 et 5 juillet. La comparaison est également possible le 15, 25, 27 juin, mais souvent pas sur la totalité de la transition d'après-midi.

Dans la section suivante, certains champs de température, d'humidité, de vitesse et direction du vent, moyennés sur des cases de 5 minutes et de 2 m, puis interpolés seront représentés, ainsi que la différence des deux champs interpolés obtenus, afin de mettre en évidence les différences potentielles entre les deux sites.

Différences de température observées

Les figures D.1 et D.2 montrent les champs de température interpolés pour la POI 6 (le 26 juin) et pour la POI 10 (le 2 juillet). Lors de ces deux journées, il semble que

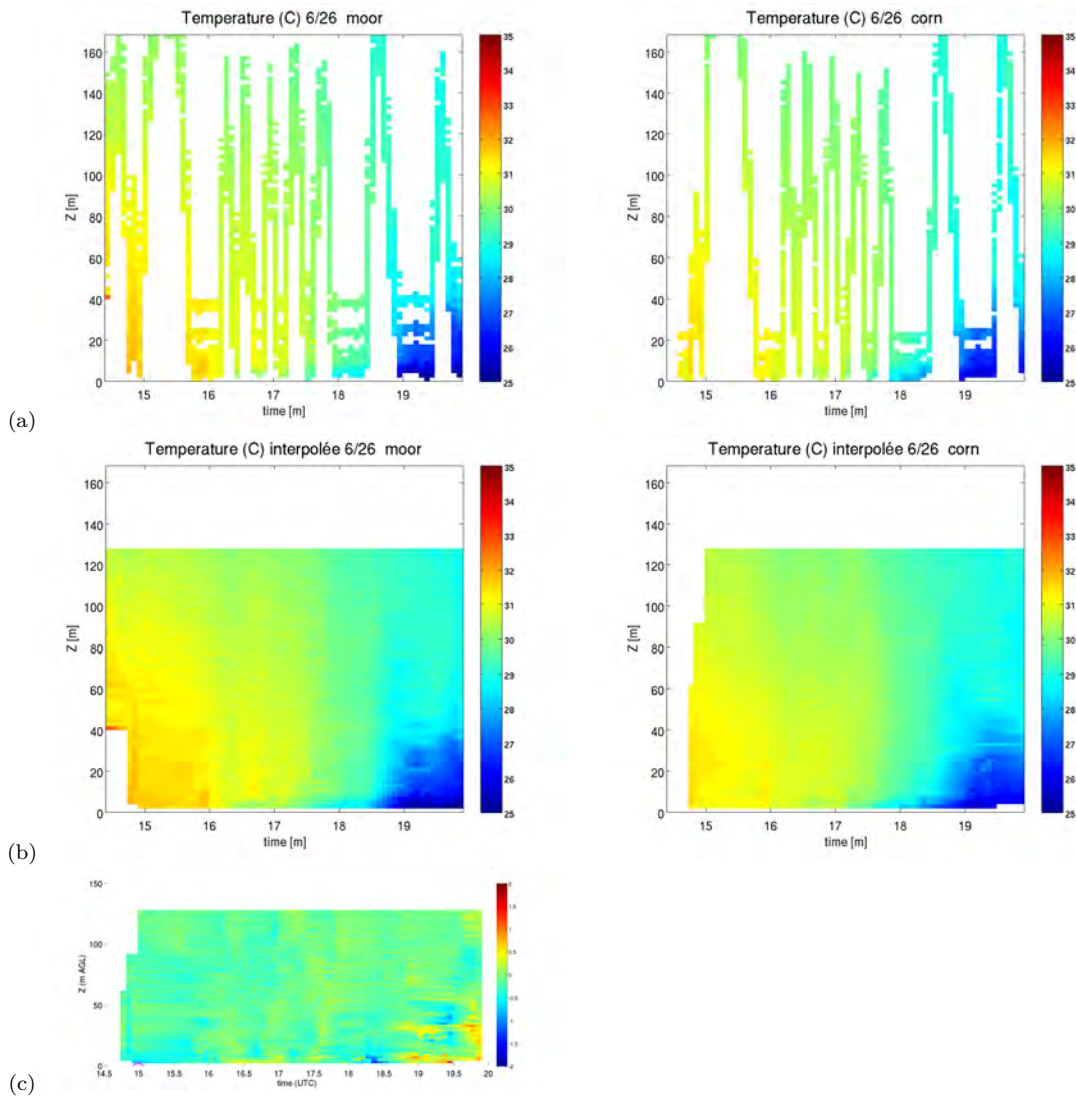


Figure D.1 – POI 6. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.

jusqu'à 1600 UTC, la température soit plus forte au-dessus de la lande que sur le maïs. Puis, après 1600 UTC, les champs sont très similaires.

Comme le montrent les figures D.3 et D.4, lors de la POI 7 (27 juin) et de la POI 11 (5 juillet), $H_{maïs}$ et H_{lande} sont très proches et les champs de température sont très similaires.

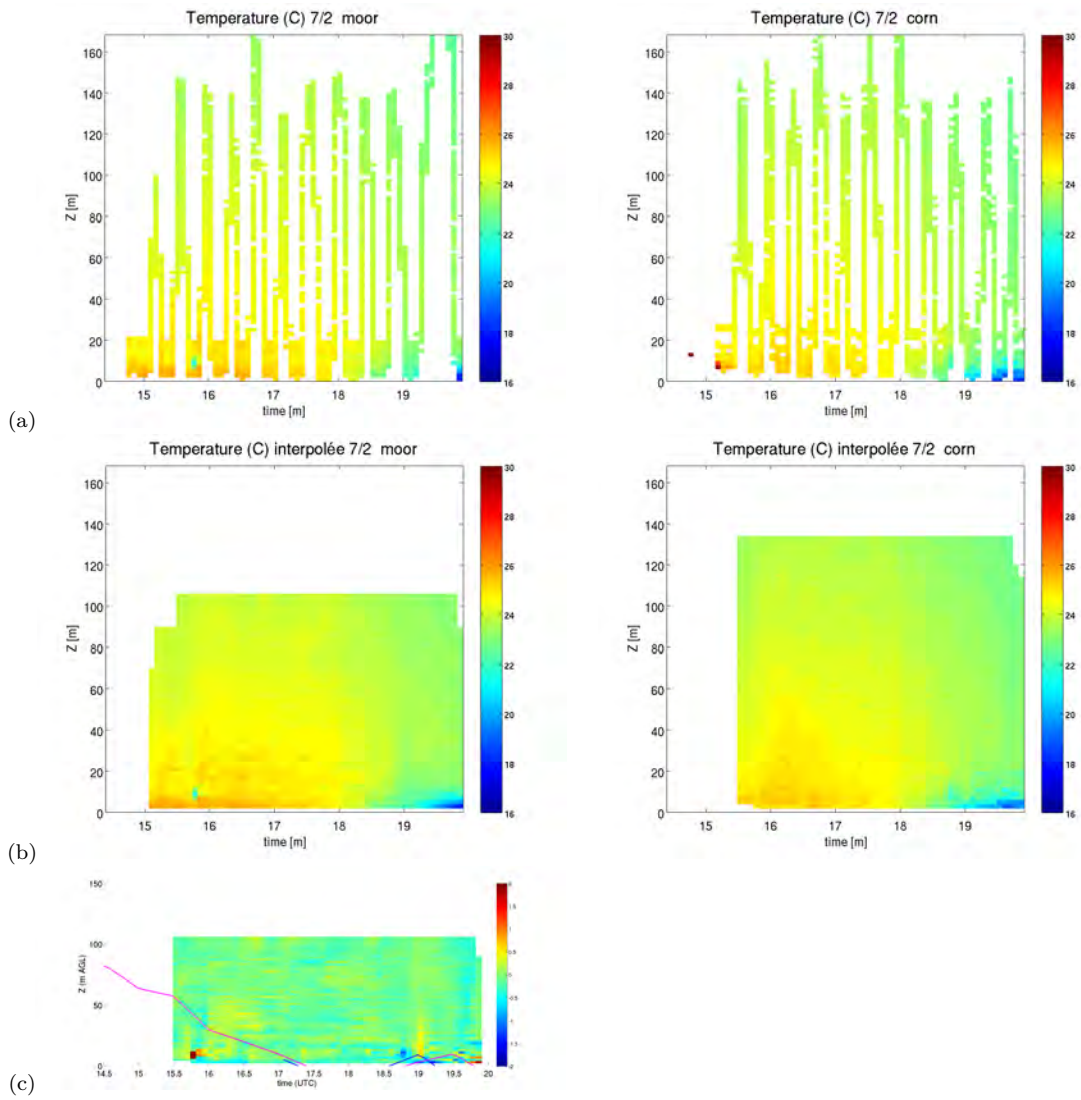


Figure D.2 – POI 10. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.

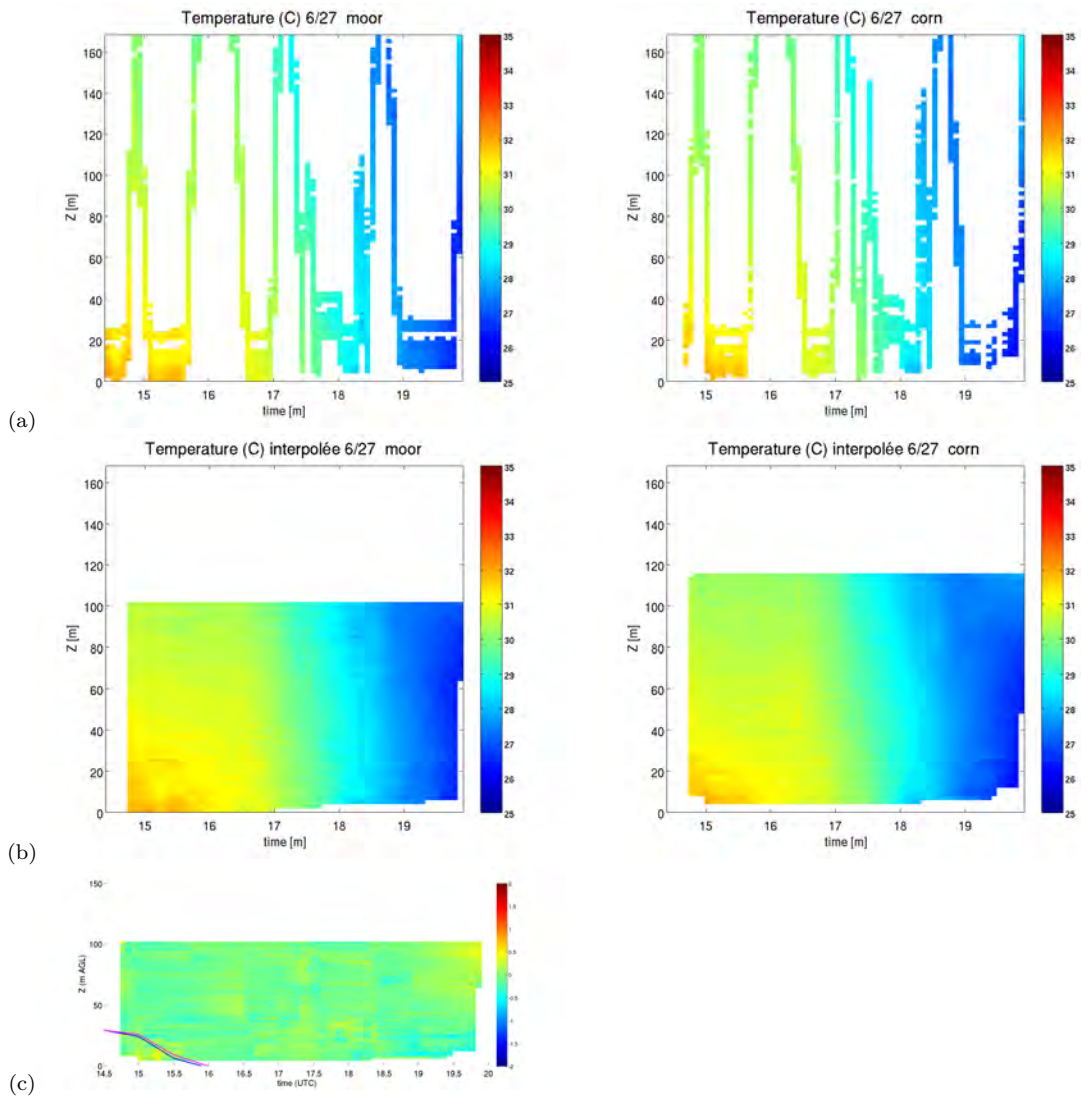


Figure D.3 – POI 7. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.

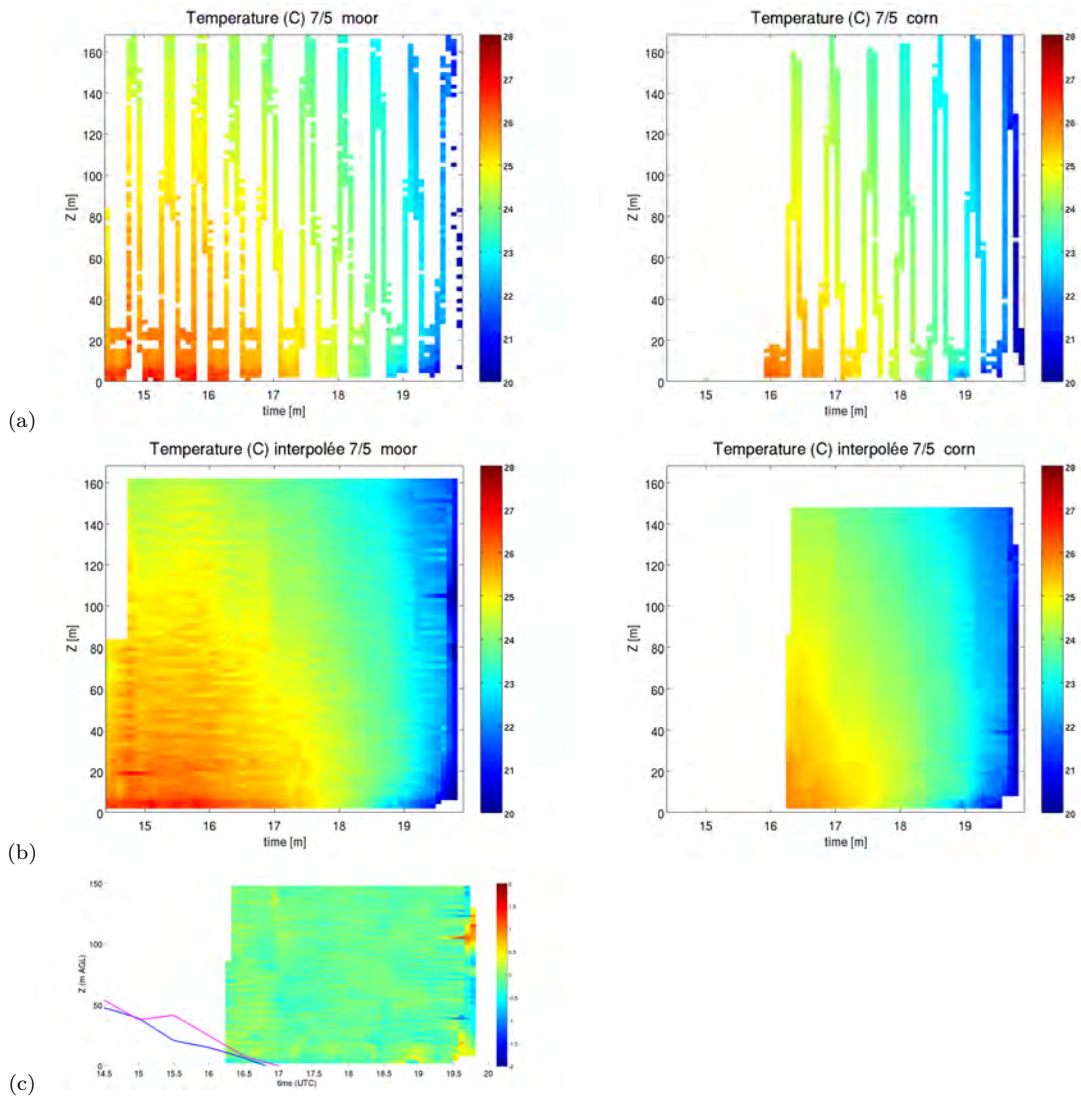


Figure D.4 – POI 11. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.

Annexe E

Compléments des tests de sensibilité

E.1 Heure d'initialisation

La figure E.1 représente les profils verticaux moyennés sur 30 minutes de la différence de (a) θ , (b) r , (c) la vitesse et (d) la direction du vent, entre les simulations initialisées à 0515 UTC et 1100 UTC, ainsi que l'évolution temporelle de z_i (Fig. E.1 (e)). Les profils sont toujours moyennés sur 30 minutes, mais ne sont représentés que toutes les heures.

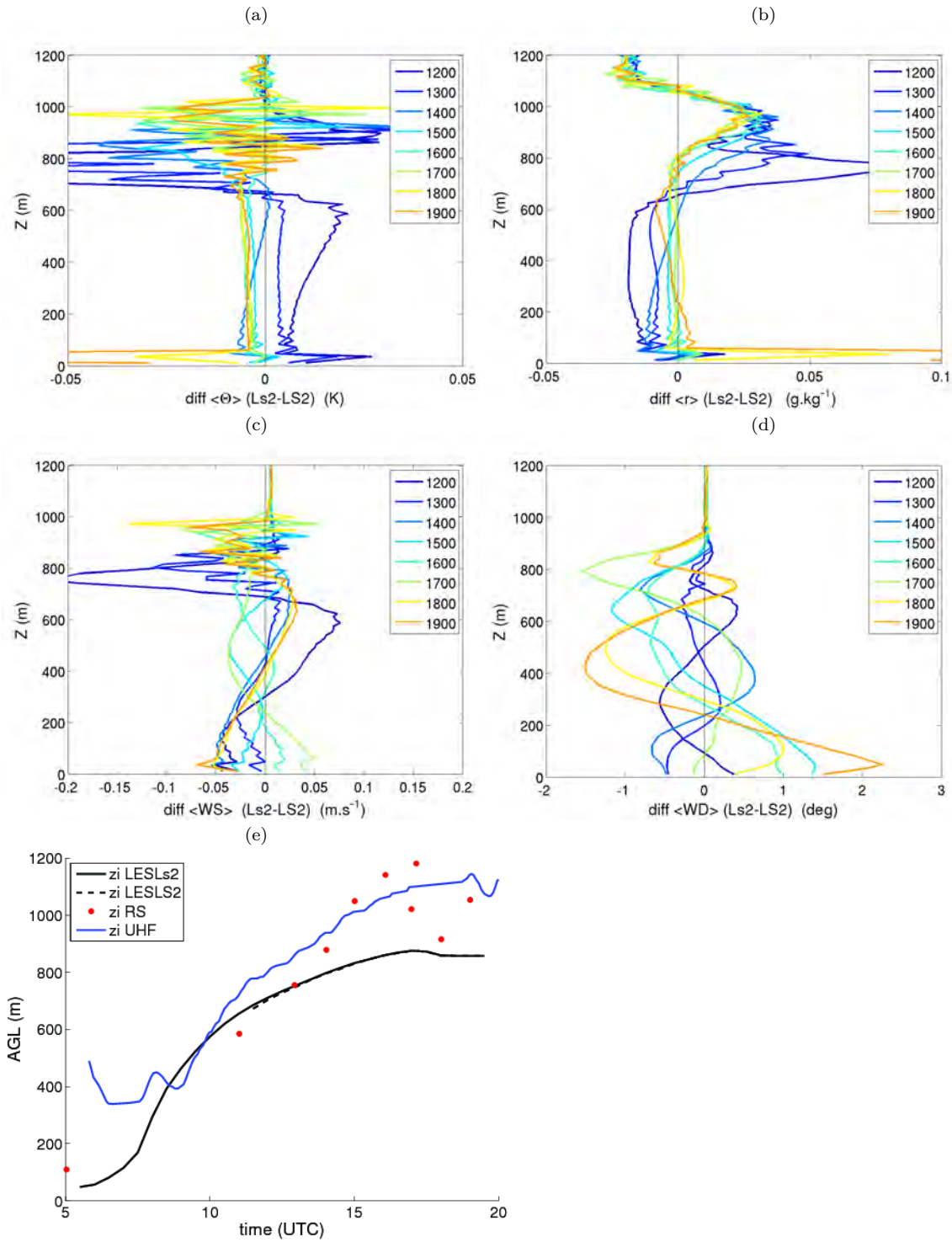


Figure E.1 – Evolution temporelle de la différence entre les profils verticaux simulés par la simulation initialisée à 0515 UTC et celle initialisée à 1100 UTC pour (a) Θ , (b) r , (c) la vitesse et (d) la direction du vent. (e) : Evolution temporelle de z_i avec les LES initialisées à 0515 UTC et à 1100 UTC (resp. ligne noire continue et en pointillés), des radiosondages (points rouges) et de l’UHF (trait bleu).

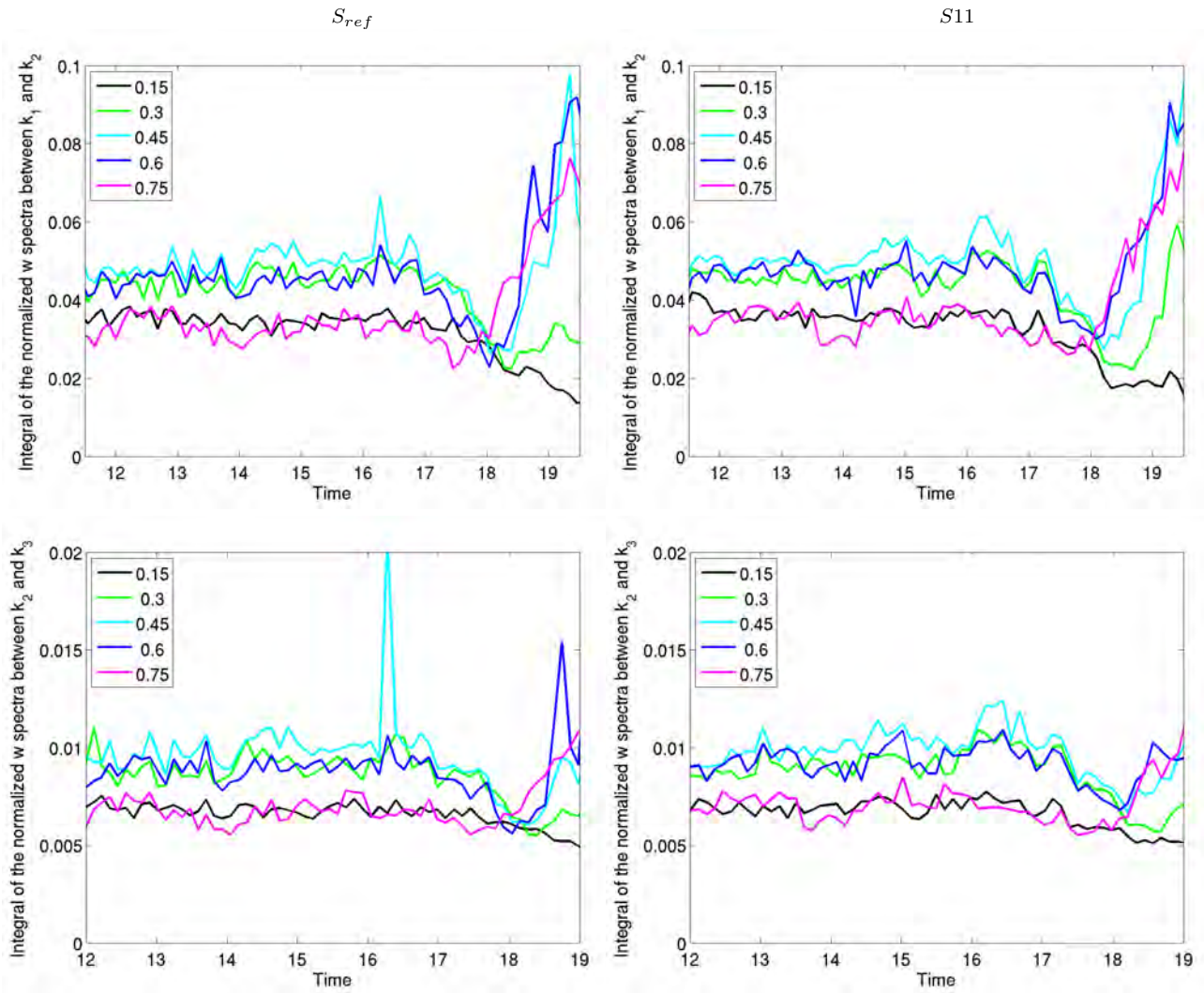


Figure E.2 – Contribution des domaines spectraux $[k_1, k_2]$, $[k_2, k_3]$ à l'énergie normalisée dans le temps, pour la LES initialisée à 0515 UTC (colonne de gauche) et celle initialisée à 1100 UTC (colonne de droite).

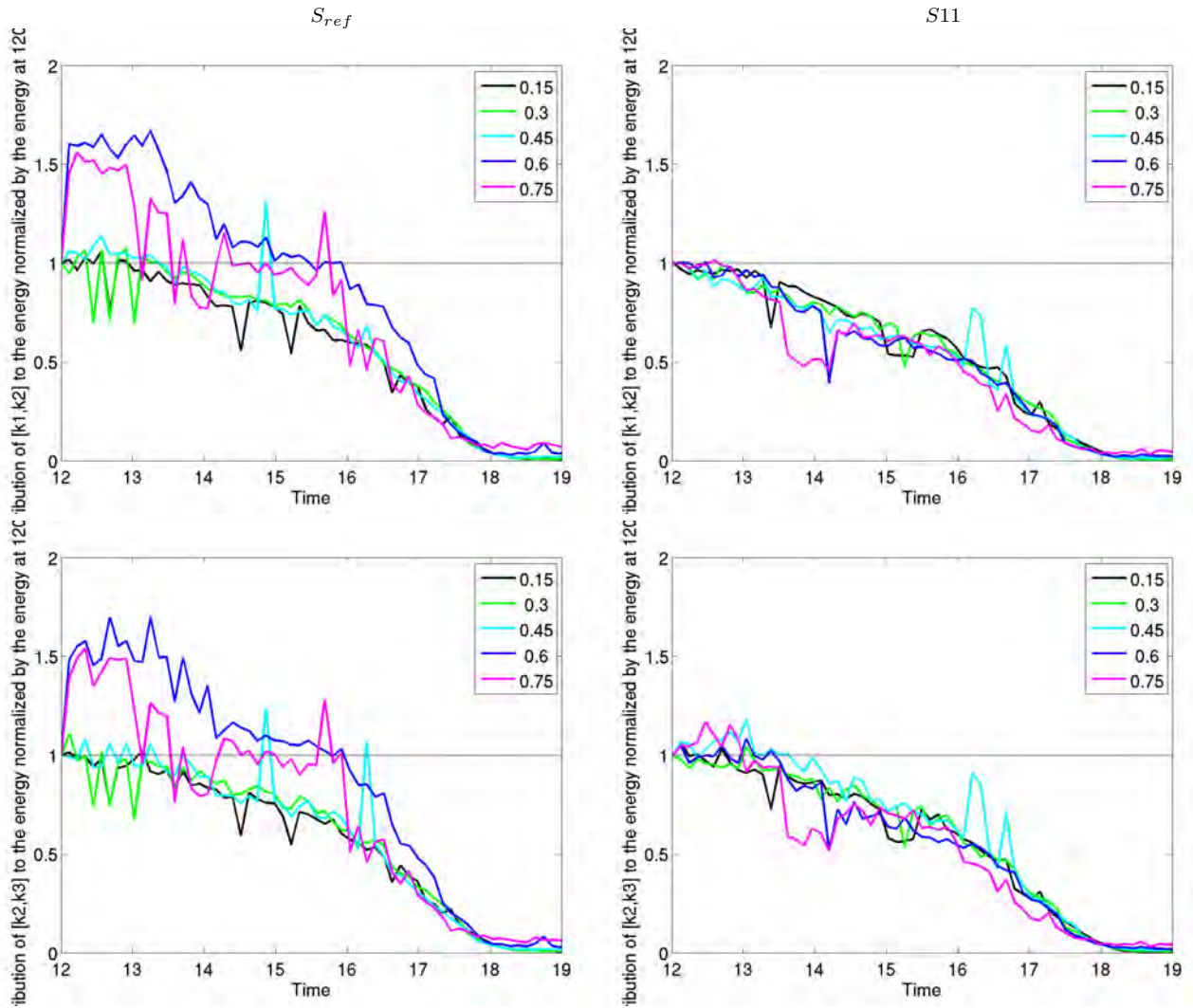


Figure E.3 – Contribution des domaines spectraux $[k_1, k_2]$, $[k_2, k_3]$ à l'énergie normalisée par l'énergie à 1200 UTC, pour la LES initialisée à 0515 UTC (colonne de gauche) et celle initialisée à 1100 UTC (colonne de droite).

E.2 Cisaillement

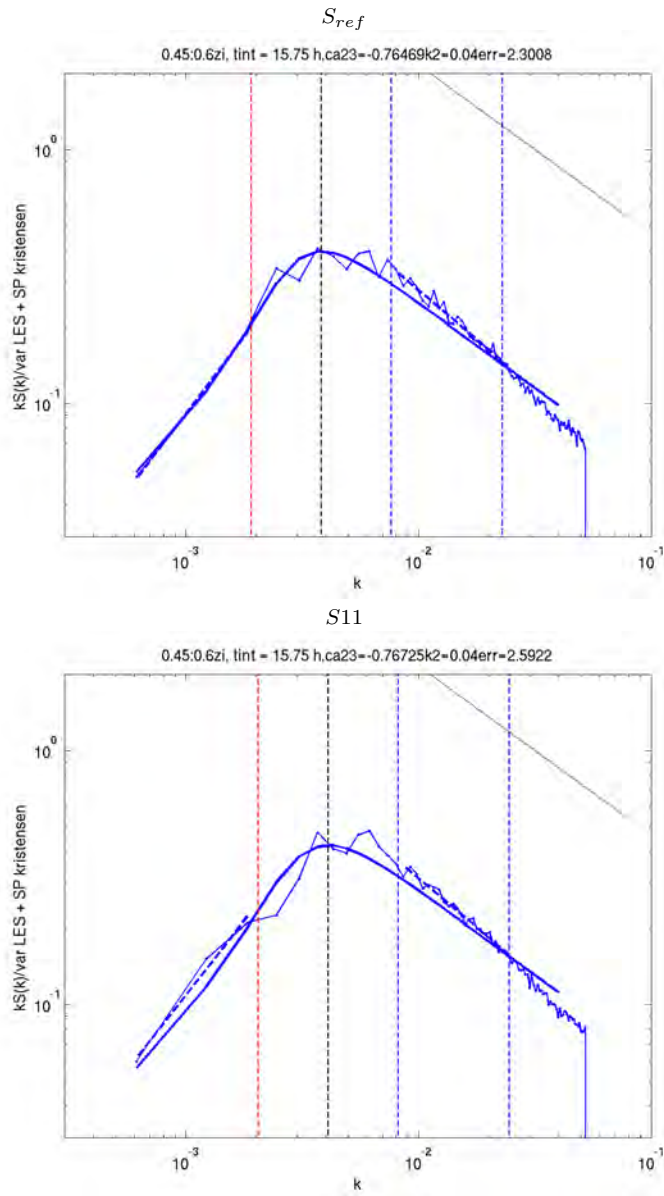


Figure E.4 – Exemple de spectres de w au niveau $0.45 z_i - 0.6 z_i$, à 1525UTC pour S_{ref} et $S11$.

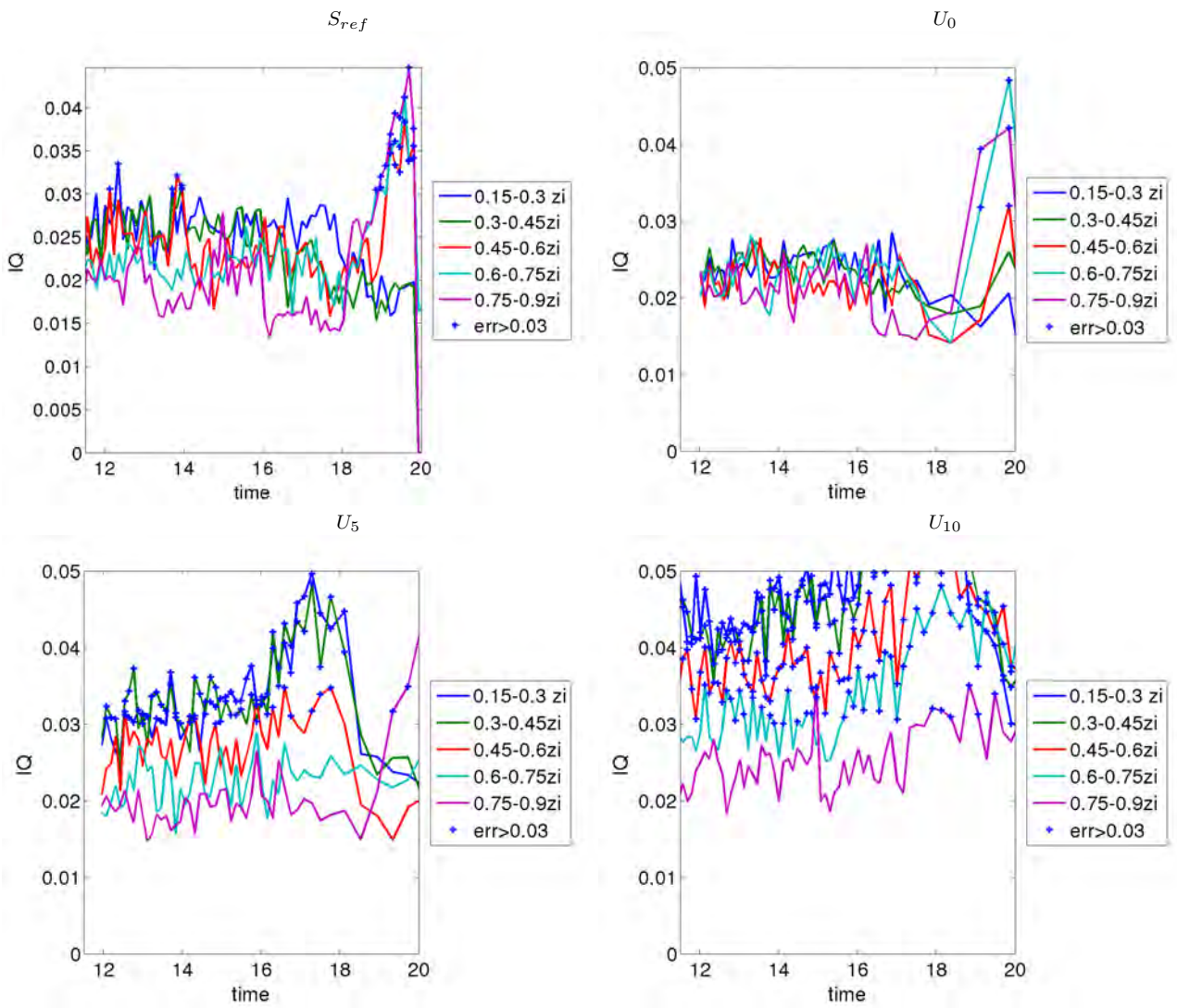


Figure E.5 – Evolution temporelle de l'indice de qualité IQ pour différentes couches d'altitude normalisée pour les simulations S_{ref} , U_0 , U_5 et U_{10} .

Liste des symboles

Ri_g	Nombre de Richardson gradient
B	Rapport de Bowen
CI	Couche d'Inversion
CLA	Couche Limite Atmosphérique
CLC	Couche Limite Convective
CM	Couche Mélangée
CR	Couche Résiduelle
CS	Couche de Surface
CSN	Couche Stable Nocturne
DNS	Direct Numerical Simulation
EA	Early Afternoon
ECT ou e	Energie cinétique de la turbulence
FE	Fraction Evaporative
FFT	Fast Fourier Transform
G	Flux de chaleur dans le sol
H	Flux de chaleur sensible
LA	Laboratoire d'Aérodologie
LA	Late Afternoon
LAI	Leaf Index Area
LE	Flux de chaleur latente
LES	Large-Eddy Simulation
MO	Monin-Obukhov
PA	Piper Aztec
POI	Période d'Observation Intensive
Rn	Rayonnement Net
SA	Sky Arrow
TA	Transition d'Après-midi
ZE	Zone d'Entraînement

Bibliographie

- André, J., De Moor, G., Lacarrere, P., Therry, G., and De Vachat, R. : Modeling the 24-hour Evolution of the Mean and Turbulent Structures of the Planetary Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 1861–1883, 1978.
- Angevine, W. M. : Transitional, entraining, cloudy, and coastal boundary layers, *Acta Geophysica*, 56, 2–20, 2008.
- Angevine, W. M., White, A., and Avery, S. : Boundary-layer depth and entrainment zone characterization with a boundary-layer profiler, *Boundary Layer Meteorology*, 68, 375–385, 1994.
- Angevine, W. M., Bazile, E., Legain, D., and Pino, D. : Land surface spinup for episodic modeling, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 10.5194/acpd-14-4723-2014, 2014.
- Aupetit, H. : *Les Visiteurs du ciel Guide de l’air pour l’homme volant*, rétiné edn., 1989.
- Baas, P., Bosveld, F. C., Baltink, H. K., and Holtslag, A. A. M. : A Climatology of Nocturnal Low-Level Jets at Cabauw, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 1627–1642, 2009.
- Barthlott, C., Drobinski, P., Fesquet, C., Dubos, T., and Pietras, C. : Long-term study of coherent structures in the atmospheric surface layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 125, 1–24, 10.1007/s10546-007-9190-9, 2007.
- Basu, S., Vinuesa, J., and Swift, A. : Dynamic LES modeling of a diurnal cycle, *Journal of Applied Meteorology*, 47, 1156–1174, 2008.
- Batchelor, G. : *An Introduction to Fluid Mechanics*, cambridge edn., 1967.
- Beyrich, F. and Engelbart, D. A. M. : Ten years of operational boundary-layer measurements at the Richard-Assmann Observatory Lindenberg : The role of remote sensing, in : *14th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing Location : Tech Univ Denmark, Copenhagen, Denmark*, 2008.
- Beyrich, F. and Mengelkamp, H.-T. : Evaporation over a Heterogeneous Land Surface : EVA_GRIPS and the LITFASS-2003 Experiment—An Overview, *Boundary-Layer Meteorology*, 121, 5–32, 10.1007/s10546-006-9079-z, 2006.
- Biferale, L., Boffetta, G., Celani, A., Lanotte, A., Toschi, F., and Vergassola, M. : The decay of homogeneous anisotropic turbulence, *Physics of Fluids*, 15, 2105–2112, 10.1063/1.1582859, 2003.

- Blay-Carreras, E., Pardyjak, E., Pino, D., Alexander, D., Lohou, F., and Lothon, M. : Countergradient heat flux observations during the evening transition period, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 9077–9085, 2014a.
- Blay-Carreras, E., Pino, D., Van de Boer, A., De Coster, O., Darbieu, C., Hartogensis, O., Lohou, F., Lothon, M., Pietersen, H., and Vilà-Guerau de Arellano, J. : Role of the residual layer and large-scale subsidence on the development and evolution of the convective boundary layer, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 4515–4530, 2014b.
- Bosveld, F. C., Baas, P., van Meijgaard, E., de Bruijn, E. I., Steeneveld, G. J., and Holtslag, A. A. M. : The third GABLS intercomparison case for evaluation studies of boundary-layer models. Part A : CAse Selection and Set-up, *Boundary Layer Meteorology*, 2014.
- Brazel, A., Fernando, H., Hunt, J., Selover, N., Hedquist, B., and Pardyjak, E. : Evening Transition Observations in Phoenix, Arizona, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 99–112, 2005.
- Brooks, I. M. and Fowler, A. M. : An Evaluation of Boundary-Layer Depth, Inversion and Entrainment Parameters by Large-Eddy Simulation, *Boundary-Layer Meteorology*, 142, 245–263, 10.1007/s10546-011-9668-3, 2011.
- Canut, G., Lothon, M., Saïd, F., and Lohou, F. : Observation of entrainment at the interface between monsoon flow and the Saharan Air Layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 34–46, 2010.
- Canut, G., Legain, D., Piguet, B., Moulin, E., and Tzanos, D. : The eddy-covariance method applied in a tethered-balloon, in : 21th Symposium of boundary layers turbulence, 2014a.
- Canut, G., Thobois, L., Dabas, A., Renaudier, M., Legain, D., and Bizard, A. : Evaluation of the turbulence measured by Doppler lidar with sonic anemometer and atmospheric numerical models, in : ISARS, 2014b.
- Caughey, S. and Palmer, S. : Some aspects of turbulence structure through the depth of the convective boundary layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 105, 811–827, 1979.
- Chen, W., Novak, M., Black, T., and Lee, X. : Coherent eddies and temperature structure functions for three contrasting surfaces. Part I : Ramp model with finite micro-front time, *Boundary Layer Meteorology*, 84, 99–123, 1997.
- Cohn, S., Mayor, S., Grund, C., Weckwerth, T., and Senff, C. : The lidars in flat terrain (LIFT) experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 1329–1343, 1998.
- Cole, G. and Fernando, H. : Some aspects of the decay of convective turbulence, *Fluid Dynamics Research*, 23, 161–176, 1998.

- Courtier, P. and Geleyn, J. : A global numerical weather prediction model with variable resolution-Application to the shallow-water equations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 114, 1321–1346, 1988.
- Couvreux, F., Bazile, E., Seity, Y., Szintai, B., Guichard, F., Lothon, M., Legain, D., Reuder, J., Pietersen, H., and De Coster, O. : Representation of the Afternoon Transition in Numerical Weather Prediction Models : Evaluation with BLLAST data, in : 20th Symposium of boundary layers turbulence, 2012.
- Cuijpers, J. and Holtslag, A. A. M. : Impact of skewness and nonlocal effects on scalar and buoyancy fluxes in convective boundary layers, *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 151–162, 1998.
- Cuxart, J., Morales, G., Terradellas, E., Orbe, J., Calvo, J., Soler, M. R., Infante, C., Buenestado, P., Espinalt, A., Joergensen, H. E., Rees, J. M., Redondo, J. M., Cantalapedra, I. R., and Conangla, L. : Stable atmospheric boundary-layer experiment in spain (sables 98) : a report, *Boundary Layer Meteorology*, 96, 337–370, 2000.
- Darbieu, C., Lothon, M., Alexander, D., Canut, G., De Coster, O., Derrien, S., Dione, C., Durand, P., Legain, D., Pardyjak, E., Pietersen, H., Piguet, B., Pique, E., and Traullé, O. : Turbulent kinetic energy decay in the late afternoon over heterogeneous surface, in : 20th Symposium of boundary layers turbulence, 2012.
- Darbieu, C., Lohou, F., Lothon, M., Vilà-Guerau de Arellano, J., Couvreux, F., Durand, P., Pino, D., Patton, E. G., Nilsson, E., Blay-Carreras, E., and Gioli, B. : Turbulence vertical structure of the boundary layer during the afternoon transition, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 2014.
- Deardorff, J. : Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models., *Mon. Wea. Rev.*, 100, 93–106, 1972.
- Deardorff, J. and Willis, G. : Further results from a laboratory model of the convective planetary boundary-layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 32, 205–236, 1985.
- Deardorff, W. : Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Boundary Layer Meteorology*, 18, 495–527, 1980.
- Derbyshire, S. : Nieuwstadt’s stable boundary layer revisited, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116, 127–158, 1990.
- Dosio, A., Vilà-Guerau De Arellano, J., and Holtslag, A. A. M. : Relating Eulerian and Lagrangian Statistics for the Turbulent Dispersion in the Atmospheric Convective Boundary Layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 1175–1191, 2005.
- Drobinski, P., Brown, R., Flamant, P., and Pelon, J. : Evidence of organized large eddies by ground-based doppler lidar, sonic anemometer and sodar philippe drobinski, *Boundary Layer Meteorology*, pp. 343–361, 1998.
- Drobinski, P., Carlotti, P., Newsom, R., Banta, R., Foster, R., and Redelsperger, J. : The Structure of the Near-Neutral Atmospheric Surface Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, pp. 699–714, 2004.

- Drobinski, P., Redelsperger, J., and Pietras, C. : Evaluation of a planetary boundary layer subgrid-scale model that accounts for near-surface turbulence anisotropy, *Geophysical Research Letters*, 33, 2006.
- Drobinski, P., Carlotti, P., Redelsperger, J.-L., Masson, V., Banta, R., and Newsom, R. : Numerical and Experimental Investigation of the Neutral Atmospheric Surface Layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64, 137–156, 10.1175/JAS3831.1, 2007.
- Edwards, J. M., Beare, R. J., and Lapworth, a. J. : Simulation of the observed evening transition and nocturnal boundary layers : Single-column modelling, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 132, 61–80, 10.1256/qj.05.63, 2006.
- Fernando, H., Princevac, M., Pardyjak, E., and Data, A. : The decay of convective turbulence during evening transition period, in : 11th Conference on Mountain Meteorology and MAP Meeting, Bartlett (NH), USA, paper 10.3, 2004.
- Fernando, H., Verhoef, B., Di Sabatino, S., Leo, L., and Park, S. : The Phoenix Evening Transition Flow Experiment (TRANSFLEX), *Boundary-Layer Meteorology*, 147, 443–468, 10.1007/s10546-012-9795-5, 2013.
- Fiedler, F. and Panofsky, H. : Atmospheric scales and spectral gaps, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 51, 1114–1120, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1970\)051<1114:ASASG>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1970)051<1114:ASASG>2.0.CO;2), 1970.
- Fitzjarrald, D. R., Freedman, J. M., Czikowsky, M. J., Sakai, R. K., and Moraes, O. L. L. : Momentum and scalar transport during the decay of CBL turbulence, 16th AMS Symposium on boundary layers and turbulence, 2004.
- Foster, R., Vianey, F., Drobinski, P., and Carlotti, P. : Near-surface coherent structures and the vertical momentum flux in a large-eddy simulation of the neutrally-stratified boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, 120, 229–255, 2006.
- Gao, W., Shaw, R., and Paw, U. : Observation of organized structure in turbulent flow within and above a forest canopy, *Boundary Layer Meteorology*, 47, 349–377, 1989.
- Garai, A., Pardyjak, E., Steeneveld, G. J., and Kleissl, J. : Surface Temperature and Surface-Layer Turbulence in a Convective Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 10.1007/s10546-0.13-9803-4, 2013.
- Garratt, J. : *The atmospheric boundary layer*, cambridge edn., 1992.
- George, W. : The decay of homogeneous isotropic turbulence, *Physics of Fluids A : Fluid Dynamics*, 4, 1492–1509, 10.1063/1.858423, 1992.
- Gibert, F., Dumas, A., Thobois, L., Bezombes, Y., Koch, G., Dabas, A., and Lothon, M. : Afternoon transition turbulence decay revisited by Doppler Lidar, in : 20th Symposium of boundary layers turbulence, 2012.
- Gioli, B., Miglietta, M., Vaccari, F. P., Zaldei, A., and De Martino, B. : The Sky Arrow ERA, an innovative airborne platform to monitor mass, momentum and energy exchange of ecosystems, *Annales Geophysicae*, 49, 109–116, 2006.

- Goulart, A., Degrazia, G., Rizza, U., and Anfossi, D. : A theoretical model for the study of convective turbulence decay and comparison with large-eddy simulation data, *Boundary-Layer Meteorology*, 107, 143–155, 2003.
- Goulart, A., Bodmann, B., Vilhena, M., Soares, P., and Moreira, D. : On the Time Evolution of the Turbulent Kinetic Energy Spectrum for Decaying Turbulence in the Convective Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 138, 61–75, 10.1007/s10546-010-9546-4, 2010.
- Graf, J. and Schumann, U. : Simulation of the convective boundary layer in comparison to aircraft measurements., air pollut edn., 1992.
- Grant, A. L. M. : An observational study of the evening transition boundary-layer, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, 657–677, 1997.
- Grimsdell, A. W. and Angevine, W. M. : Observations of the afternoon transition of the convective boundary layer, *Journal of Applied Meteorology*, 41, 3–11, 2002.
- Haefelin, M., Bock, O., Boitel, C., Bony, S., Bouniol, D., Chepfer, H., Chiriaco, M., Cuesta, J., Drobinski, P., Flamant, C., Grall, M., Hodzic, A., Hourdin, F., Lapouge, F., Mathieu, A., Morille, Y., Naud, C., Pelon, J., Pietras, C., Protat, A., Romand, B., Scialom, G., and Vautard, R. : SIRTA, a ground-based atmospheric observatory for cloud and aerosol research, *Annales Geophysicae*, 23, 253–275, 2005.
- Hess, G., Hicks, B., and Yamada, T. : The impact of Wangara experiment, *Boundary Layer Meteorology*, 20, 135–174, 1981.
- Højstrup, J. : Velocity spectra in the unstable planetary boundary layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 2239–2248, 1982.
- Holtslag, A., Svensson, G., Baas, P., Basu, S., Beare, B., Beljaars, A., Bosveld, F., Cuxart, J., Lindvall, J., Steeneveld, G., Tjernström, M., and Van de Wiel, B. : Stable atmospheric boundary layers and diurnal cycles challenges for weather and climate models, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94, 1691–1706, 2013.
- Horiguchi, M., Hayashi, T., Adachi, A., and Onogi, S. : Stability Dependence and Diurnal Change of Large-Scale Turbulence Structures in the Near-Neutral Atmospheric Boundary Layer Observed from a Meteorological Tower, *Boundary-Layer Meteorology*, 151, 221–237, 10.1007/s10546-013-9903-1, 2014.
- Hunt, J. and Morrison, J. : Eddy structure in turbulent boundary layers, *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 19, 673–694, 10.1016/S0997-7546(00)00129-1, 2000.
- Hunt, J., Wray, A., and Moin, P. : Eddies, stream, and convergence zones in turbulent flows, *Center for Turbulence Research Report CTR-S88*, 1988.
- Hurley, P. and Luhar, A. : Modelling the Meteorology at the Cabauw Tower for 2005, *Boundary Layer Meteorology*, 132, 43–57, 2009.
- Jacobson, M. : *Fundamentals of Atmospheric Modeling*, cambridge edn., 2000.

- Jacoby-Koaly, S., Campistron, B., Bernard, S., Bénech, B., Ardhuin-Girard, F., Desens, J., Dupont, E., and Carissimo, B. : Turbulent dissipation rate in the boundary layer via uhf wind profiler doppler spectral width measurements, *Boundary-Layer Meteorology*, 103, 361–389, 2002.
- Jensen, D., Pardyjak, E. R., and Hoch, S. : Toward understanding surface sensible heat fluxes during transitional stability over contrasting surfaces, in : 21th Symposium of boundary layers turbulence, 2014.
- Jeong, J. and Hussain, F. : On the identification of a vortex, *Journal of Fluid Mechanics*, 285, 69–94, 1995.
- Jiménez, M. A. and Cuxart, J. : A study of the nocturnal flows generated in the north side of the Pyrénées, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 2014a.
- Jiménez, M. A. and Cuxart, J. : Downslope and down-valley winds during the BLLAST’11 campaign, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 2014b.
- Jiménez, M. A. and Cuxart, J. : A study of the nocturnal flows generated in the north side of the Pyrenees, *Atmospheric Research*, 145-146, 244–254, 2014c.
- Jiménez, M. A., Angevine, W. M., Bazile, E., Couvreux, F., Cuxart, J., Pino, D., and Sastre, M. : An intercomparison of mesoscale simulations during the Boundary Layer Late Afternoon and Sunset turbulence (BLLAST) experimental field campaign, in : European Geosciences Union, 2014.
- Jonker, H., Duynkerke, P., and Cuijpers, J. : energy spectra in the mesoscale range : An LES study., in : 12th Symp. on Boundary Layers and Turbulence, Vancouver, BC, Canada, Amer. Meteor. Soc., pp. 225–226, 1997.
- Jonker, H., Duynkerke, P., and Cuijpers, J. : Mesoscale Fluctuations in Scalars Generated by Boundary Layer Convection, *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 801–808, 1999.
- Kaimal, J. : Turbulence spectra, length scales and structure parameters in the stable surface layer, *Boundary Layer Meteorology*, 4, 289–309, 1973.
- Kaimal, J. : Horizontal Velocity Spectra in an Unstable Surface Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 35, 18–24, 1978.
- Kaimal, J. and Finnigan, J. : Atmospheric boundary layer flows-their structure and measurement, oxford uni edn., 1994.
- Kaimal, J. and Wyngaard, J. : The Kansas and Minnesota experiments, *Boundary Layer Meteorology*, 50, 31–47, 1990.
- Kaimal, J., Wyngaard, J., and Coté, O. : Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 98, 653–689, 1972.
- Kaimal, J., Wyngaard, J., Haugen, D., Coté, O., and Izumi, Y. : Turbulence structure in the convective boundary layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 2152–2169, 1976.

- Kaiser, R. and Federovich, E. : Turbulence Spectra and Dissipation Rates in a Wind Tunnel Model of the Atmospheric Convective Boundary Layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 580–594, 10.1175/1520-0469(1998)055<0580 :TSA-DRI>2.0.CO ;2, 1998.
- Kàrmàn, T. : Progress in the statistical theory of turbulence, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 34, 530–539, 1948.
- Khanna, S. and Brasseur, J. : Three-Dimensional Buoyancy- and Shear-Induced Local Structure of the Atmospheric Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 55, 710–743, 1998.
- Kolmogorov, A. : Energy dissipation in locally isotropic turbulence, *Doklady AN SSSR*, 32, 19–21, 1941.
- Kristensen, L. and Lenschow, D. H. : The spectral velocity tensor for homogeneous boundary-layer turbulence, *Boundary-Layer Meteorology*, 47, 149–193, 10.1177/1553350614532679, 1989.
- Krusche, N. and Oliveira, A. P. D. E. : Characterization of coherent structures in the atmospheric surface layer, *Boundary Layer Meteorology*, 110, 191–211, 2002.
- Kumar, V., Kleissl, J., Meneveau, C., and Parlange, M. B. : Large-eddy simulation of a diurnal cycle of the atmospheric boundary layer : Atmospheric stability and scaling issues, *Water Resources Research*, 42, 2006.
- Legain, D., Bousquet, O., Douffet, T., Tzanos, D., Moulin, E., Barrie, J., and Renard, J.-B. : High frequency boundary layer profiling with reusable radiosondes, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 6, 3339–3365, 2013.
- Lenschow, D. H. : Model of the Height Variation of the Turbulence Kinetic Energy Budget in the Unstable Planetary Boundary Layer, 31, 465–474, 1974.
- Lenschow, D. H. and Stankov, B. B. : Length scales in the convective boundary layer, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 1198–1209, 1986.
- Lenschow, D. H., Mann, J., and Kristensen, L. : How Long is Long Enough When Measuring Fluxes and Other Turbulence Statistics?, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 11, 661–673, 1994.
- Lilly, D. : The representation of small-scale turbulence in numerical simulation experiments, in : *IBM scientific computing symposium on environmental sciences*, Yorktown heights, USA, 1967.
- Lohou, F. and Patton, E. G. : Surface Energy Balance and Buoyancy Response to Shallow Cumulus Shading, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 665–682, 10.1175/JAS-D-13-0145.1, 2014.
- Lohou, F., Campistron, B., Druilhet, A., Foster, P., and Pages, J. : Turbulence and Coherent Organizations in the Atmospheric Boundary Layer : A Radar-Aircraft Experimental Approach, *Boundary Layer Meteorology*, 86, 147–179, 1998.

- Lohou, F., Saïd, F., Lothon, M., Durand, P., and Serça, D. : Impact of Boundary-Layer Processes on Near-Surface Turbulence Within the West African Monsoon, *Boundary-Layer Meteorology*, 136, 1–23, 10.1007/s10546-010-9493-0, 2010.
- Lothon, M., Lenschow, D., and Mayor, S. : Coherence and Scale of Vertical Velocity in the Convective Boundary Layer from a Doppler Lidar, *Boundary-Layer Meteorology*, 121, 521–536, 10.1007/s10546-006-9077-1, 2006.
- Lothon, M., Lenschow, D., and Mayor, S. : Doppler Lidar Measurements of Vertical Velocity Spectra in the Convective Planetary Boundary Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 132, 205–226, 10.1007/s10546-009-9398-y, 2009.
- Lothon, M., Lohou, F., Pino, D., Couvreux, F., Pardyjak, E. R., Reuder, J., Vilà-Guerau de Arellano, J., Durand, P., Hartogensis, O., Legain, D., Augustin, P., Gioli, B., Lenschow, D. H., Faloon, I., Yagüe, C., Alexander, D. C., Angevine, W. M., Bargain, E., Barrié, J., Bazile, E., Bezombes, Y., Blay-Carreras, E., van de Boer, A., Boichard, J. L., Bourdon, A., Butet, A., Campistron, B., de Coster, O., Cuxart, J., Dabas, A., Darbieu, C., Deboudt, K., Delbarre, H., Derrien, S., Flament, P., Fourmentin, M., Garai, A., Gibert, F., Graf, A., Groebner, J., Guichard, F., Jiménez, M. a., Jonassen, M., van den Kroonenberg, A., Magliulo, V., Martin, S., Martinez, D., Matorrillo, L., Moene, a. F., Molinos, F., Moulin, E., Pietersen, H. P., Pignatelli, B., Pique, E., Román-Cascón, C., Rufin-Soler, C., Saïd, F., Sastre-Marugán, M., Seity, Y., Steeneveld, G. J., Toscano, P., Traullé, O., Tzanos, D., Wacker, S., Wildmann, N., and Zaldei, A. : The BLLAST field experiment : Boundary-Layer Late Afternoon and Sunset Turbulence, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14, 10 931–10 960, 10.5194/acp-14-10931-2014, 2014.
- Lumley, J.L., Newman, G. : The return to isotropy of homogeneous turbulence, *Journal of Fluid Mechanics*, 82, 161–178, 1977.
- Mahrt, L. : Stably stratified boundary layers, *Annu. Rev. Fluid. Mech.*, 46, 23–45, 2014.
- Mahrt, L. and Lenschow, D. H. : Growth dynamics of the convectively mixed layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 33, 41–51, 1976.
- Mason, P. : Large-Eddy Simulation of the Convective Atmospheric Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 46, 1492–1516, 1989.
- Mcnaughton, K. : Attached eddies and production spectra in the atmospheric logarithmic layer, *Boundary Layer Meteorology*, pp. 1–18, 2004.
- McNaughton, K. G., Clement, R. J., and Moncrieff, J. B. : Scaling properties of velocity and temperature spectra above the surface friction layer in a convective atmospheric boundary layer, *Nonlinear processes in geophysics*, 14, 257–271, 2007.
- Moeng, C. H. : A large-eddy-simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 2052–2062, 1984.
- Moeng, C. H. and Rotunno, R. : Moeng90.pdf, *Journal of Atmospheric Sciences*, 47, 1149–1162, 1990.

- Moeng, C.-H. and Sullivan, P. : A Comparison of Shear- and Buoyancy-driven Planetary Boundary Layer Flows, *Journal of Atmospheric Sciences*, 51, 999–1022, 1994.
- Monin, A. and Obukhov, A. : Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere, *Tr. Akad. Nauk SSSR Geophys. Inst.*, 24, 163–187, 1954.
- Monin, A. and Yaglom, A. : *Statistical fluid mechanics*, vol. 2, The MIT Press, Massachusetts, 1975.
- Nadeau, D., Pardyjak, E., Higgins, C., Fernando, H., and Parlange, M. : A Simple Model for the Afternoon and Early Evening Decay of Convective Turbulence Over Different Land Surfaces, *Boundary-Layer Meteorology*, 141, 301–324, 10.1007/s10546-011-9645-x, 2011.
- Nicholls, S. and LeMone, M. : The Fair Weather Boundary Layer in GATE : The Relationship of Subcloud Fluxes and Structure to the Distribution and Enhancement of Cumulus Clouds, *Journal of Atmospheric Sciences*, 37, 2051–2067, 1980.
- Nieuwstadt, F. T. M. : The Turbulent Structure of the Stable, Nocturnal Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 41, 2202–2216, 1984.
- Nieuwstadt, F. T. M. and Brost, R. A. : The decay of convective turbulence, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43, 532–546, 1986.
- Nilsson, E., Lothon, M., Lohou, F., and Mahrt, L. : Upon turbulence structure, anisotropy and the evolution of length scales in the afternoon and evening transition, in : 21th Symposium of boundary layers turbulence, 2014.
- Nucciarone, J. and Young, G. : Aircraft Measurements of Turbulence Spectra in the Marine Stratocumulus-topped Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 48, 2382–2392, 1990.
- Panofsky, H. and Dutton, J. : *Atmospheric Turbulence*, wiley and edn., 1984.
- Patton, E. G., Sullivan, P. P., and Moeng, C. H. : The Influence of Idealized Heterogeneity on Wet and Dry Planetary Boundary Layers Coupled to the Land Surface, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 2078–2097, 2005.
- Paw, U., Brunet, Y., Collineau, Y., Shaw, R., Maitani, T., Qiu, J., and Hipps, L. : On coherent structures in turbulence above and within agricultural plan canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, 61, 55–68, 1992.
- Pielke, R. : *Mesoscale Meteorological Modeling*, Amsterdam, academic p edn., 2002.
- Pietersen, H., Vilà-Guerau de Arellano, J., Augustin, P., Van de Boer, A., De Coster, O., Delbarre, H., Durand, P., Fourmentin, M., Gioli, B., Hartogensis, O., Lothon, M., Lohou, F., Ouwersloot, H., Pino, D., and Reuder, J. : Study of a prototypical convective boundary layer observed during BLLAST : contributions by large-scale forcing, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 4241–4257, 2015.

- Pino, D., Jonker, H., Vilà-Guerau De Arellano, J., and Dosio, A. : Role of Shear and the Inversion Strength During Sunset Turbulence Over Land : Characteristic Length Scales, *Boundary-Layer Meteorology*, 121, 537–556, 10.1007/s10546-006-9080-6, 2006a.
- Pino, D., Vilà-Guerau de Arellano, J., and Kim, S.-W. : Representing Sheared Convective Boundary Layer by Zeroth- and First-Order-Jump Mixed-Layer Models : Large-Eddy Simulation Verification, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45, 1224–1243, 2006b.
- Pope, S. : *Turbulent flows*, 2000.
- Poulos, G., Blumen, W., Fritts, D., Lundquist, J., Sun, J., Burns, S., Nappo, C., Banta, R., Newsom, R., Cuxart, J., Terradellas, E., Balsley, B. B., and Jensen, M. : CASES-99 : A comprehensive investigation of the stable nocturnal boundary layer, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 555–581, 2002.
- Raupach, M., Thom, A., and Edwards, I. : A wind-tunnel study of turbulent-flow close to regularly arrayed rough surfaces, *Boundary Layer Meteorology*, 18, 373–397, 1980.
- Raupach, M., Finnigan, J., and Brunet, Y. : Coherent eddies and turbulence in vegetation canopies : The mixing-layer analogy, *Boundary Layer Meteorology*, 78, 351–382, 1996.
- Reuder, J., Jonassen, M., and Olafsson, H. : The Small Unmanned Meteorological Observer SUMO : Recent developments and applications of a micro-UAS for atmospheric boundary layer research, *Acta Geophysica*, 60, 1454–1473, 2012.
- Richardson, L. : *Weather prediction by numerical process.*, cambridge edn., 1922.
- Rizza, U., Miglietta, M., Degrazia, G., Acevedo, O., and Marques Filho, E. : Sunset decay of the convective turbulence with Large-Eddy Simulation under realistic conditions, *Physica A : Statistical Mechanics and its Applications*, 392, 4481–4490, 10.1016/j.physa.2013.05.009, 2013.
- Roman-Cascon, C., Yagüe, C., Viana, S., Sastre, M., Maqueda, G., Lothon, M., and Gomara, I. : Observational analysis of gravity waves associated with a convective system near the Pyrenees during the BLLAST campaign, in : *21th Symposium of boundary layers turbulence*, 2014.
- Säid, F., Corsmeier, U., Kalthoff, N., Kottmeier, C., Lothon, M., Wieser, a., Hofherr, T., and Perros, P. : ESCOMPTE experiment : intercomparison of four aircraft dynamical, thermodynamical, radiation and chemical measurements, *Atmospheric Research*, 74, 217–252, 10.1016/j.atmosres.2004.06.012, 2005.
- Sastre, M., Yagüe, C., Roman-Cascon, C., Maqueda, G., Lothon, M., and Säid, F. : Pressure perturbations and multi-scale analysis in the atmospheric boundary layer at the afternoon and evening transition during the BLLAST campaign, in : *20th Symposium of boundary layers turbulence*, 2012.

- Sastre, M., Steeneveld, G. J., Yagüe, C., Roman-Cascon, C., and Maqueda, G. : WRF tests on sensitivity to PBL and LSM schemes during atmospheric transition periods : validation with BLLAST case study, in : European Geosciences Union, 2014.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, E., Rasmussen, A., and Tercier, P. : Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height, atmospheric environment, 34, 1001–1027, 2000.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Benard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V. : The AROME-France Convective-Scale Operational Model, Monthly Weather Review, 139, 976–991, 2011.
- Shaw, W. and Barnard, J. : Scales of turbulence decay from observations and direct numerical simulation, in : 15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, p. 8.3, Wageningen University, The Netherlands, 2002.
- Simonsen, A. and Krogstad, P. : Turbulent stress invariant analysis : Clarification of existing terminology, Physics of Fluids, 17, 088 103, 2005.
- Sorbjan, Z. : Decay of convective turbulence revisited, Boundary-Layer Meteorology, 82, 501–515, 1997.
- Sorbjan, Z. : Gradient-based scales and similarity laws in the stable boundary layer, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 136, 1243–1254, 10.1002/qj.638, 2010.
- Sorbjan, Z. : The Height Correction of Similarity Functions in the Stable Boundary Layer, Boundary-Layer Meteorology, 142, 21–31, 10.1007/s10546-011-9653-x, 2011.
- Spalart, P., Moser, R., and Rogers, M. : Spectral methods for the Navier-stokes equations with one infinite and 2 periodic directions, Journal of computational physics, 96, 297–324, 1991.
- Stensrud, D. : Parameterization Schemes, cambridge edn., 2007.
- Stevens, B. and Lenschow, D. H. : Observations, experiments, and Large Eddy Simulation, Bull. Amer. Met. Soc., 82, 283–294, 2001.
- Stillinger, D., Helland, K., and Vanatta, C. : Experiments on the transition of homogeneous turbulence to internal waves in a stratified fluid, Journal of Fluid Mechanics, 131, 91–122, 1983.
- Stull, R. : Energetics of entrainment across a density interface, Journal of Atmospheric Sciences, 33, 1260–1267, 1976.
- Stull, R. : An Introduction to Boundary Layer Meteorology., kluwer aca edn., 1988.
- Su, H., Shaw, R., Paw, U., Moeng, C. H., and Sullivan, P. : Turbulent statistics of neutrally stratified flow within and above a sparse forest from large-eddy simulation and field observations, Boundary Layer Meteorology, 88, 363–397, 1998.

- Sullivan, P., Mc Williams, J., and Moeng, C.-H. : A subgrid-scale model for large-eddy simulation of planetary boundary-layer flows, *Boundary-Layer Meteorology*, 71, 247–276, 1994.
- Sullivan, P. P. and Patton, E. G. : The Effect of Mesh Resolution on Convective Boundary Layer Statistics and Structures Generated by Large-Eddy Simulation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 2395–2415, 10.1175/JAS-D-10-05010.1, 2011.
- Svensson, G., Holtslag, a. a. M., Kumar, V., Mauritsen, T., Steeneveld, G. J., Angevine, W. M., Bazile, E., Beljaars, A., de Bruijn, E. I. F., Cheng, A., Conangla, L., Cuxart, J., Ek, M., Falk, M. J., Freedman, F., Kitagawa, H., Larson, V. E., Lock, A., Mailhot, J., Masson, V., Park, S., Pleim, J., Söderberg, S., Weng, W., and Zampieri, M. : Evaluation of the Diurnal Cycle in the Atmospheric Boundary Layer Over Land as Represented by a Variety of Single-Column Models : The Second GABLS Experiment, *Boundary-Layer Meteorology*, 140, 177–206, 10.1007/s10546-011-9611-7, 2011.
- Tennekes, H. and Lumley, J. : *A First Course in Turbulence*, the mit pr edn., 1973.
- Touil, H., Bertoglio, J., and Shao, L. : The decay of turbulence in a bounded domain, *Journal of turbulence*, 3, 2002.
- van de Boer, A., Moene, A. F., Graf, A., Schüttemeyer, D., and Simmer, C. : Detection of Entrainment Influences on Surface-Layer Measurements and Extension of Monin–Obukhov Similarity Theory, *Boundary-Layer Meteorology*, 152, 19–44, 10.1007/s10546-014-9920-8, 2014.
- Van de Wiel, B., Moene, A., Hartogensis, O., De Bruin, H., and Holtslag, A. A. M. : Intermittent turbulence in the stable boundary layer over land. Part III : A classification for observations during CASES-99, *Journal of Atmospheric Sciences*, 60, 2509–2522, 2003.
- Van der Hoven, I. : Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour, *Journal of Meteorology*, 14, 160–164, 1957.
- van Driel, R. and Jonker, H. : Convective Boundary Layers Driven by Nonstationary Surface Heat Fluxes, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 68, 727–738, 10.1175/2010JAS3643.1, 2011.
- van Heerwaarden, C., Vilà-Guerau de Arellano, J., Gounou, A., Guichard, F., and Couvreux, F. : Understanding the Daily Cycle of Evapotranspiration : A Method to Quantify the Influence of Forcings and Feedbacks, *Journal of Hydrometeorology*, 11, 1405–1422, 10.1175/2010JHM1272.1, 2010.
- Van Ulden, A. and Wieringa, J. : Atmospheric boundary layer research at Cabauw, *Boundary-Layer Meteorology*, 78, 39–69, 1996.
- Vilà-Guerau de Arellano, J. : Role of nocturnal turbulence and advection in the formation of shallow cumulus over land, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1627, 1615–1627, 10.1002/qj, 2007.

- Vilà-Guerau de Arellano, J., Kim, S.-W., Barth, M. C., and Patton, E. G. : Transport and chemical transformations influenced by shallow cumulus over land, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 2078–2097, 10.5194/acp-5-3219-2005, 2005.
- Weckwerth, T., Horst, T. W., and Wilson, J. : n observational study of the evolution of horizontal convective rolls, *Monthly Weather Review*, 127, 2160–2179, 1999.
- Willis, G. and Deardorff, J. : A laboratory model of the unstable planetary boundary layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 31, 1297–1307, 1974.
- Wyngaard, J. : *Turbulence in the atmosphere*, 2010.
- Yagüe, C. and Cano, J. L. : Eddy transfer processes in the atmospheric boundary layer, *atmospheric environment*, 28, 1275–1289, 1994.
- Zhu, P. and Albrecht, B. : A theoretical and observational analysis on the formation of fair-weather cumuli, *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, 1983–2005, 2002.

Table des figures

1.1	<i>De nombreux pilotes de planeur, deltaplane et de parapente ont ressenti la présence de mouvements verticaux de l'ordre du mètre par seconde, s'étendant sur plusieurs kilomètres en fin de journée, leur permettant de s'élever dans les airs et de ne pas perdre d'altitude. C'est ce que les pilotes appellent la "restitution". Photographie : Antoine Houdouin</i>	3
2.1	<i>Représentation schématique du cycle diurne de la CLA et du profil vertical de flottabilité dans la CLA.</i>	7
2.2	<i>Profils verticaux des termes du bilan d'ECT simulés pour une couche limite cisailée (a) et convective (b), selon Moeng and Sullivan (1994). B = flottabilité, S = cisaillement, T = transport turbulent, P = transport par corrélations de pression et ϵ = dissipation de l'énergie.</i>	12
2.3	<i>Représentation schématique du produit du nombre d'onde par la densité spectrale d'une variable ψ dans la CLA. Différents domaines de nombres d'onde sont décrits.</i>	15
2.4	<i>(a) : Profils verticaux de l'échelle Λ_w, normalisée par z_i. Les symboles + représentent les observations de Caughey and Palmer (1979), * celles de Kaiser and Federovich (1998), • celles de Graf and Schumann (1992). (b) : Profils verticaux de l'échelle intégrale L_w, notée sur la figure λ (normalisée par z_i) pour les composantes u (ligne continue), v (ligne pointillée) et w (ligne mixte). Les symboles * représentent les observations de Khanna and Brasseur (1998), • celles de Mason (1989) et \diamond celles de Deardorff and Willis (1985). D'après Dosio et al. (2005).</i>	18
2.5	<i>Modèles empiriques et théoriques de spectres de w de (a) Kaimal et al. (1972), (b) Kaimal (1973), (c) Kaimal et al. (1976), (d) Højstrup (1982) et (e) Kristensen and Lenschow (1989).</i>	21
2.6	<i>Heure du début de la TA, estimée à l'aide de trois critères de sommet de couche limite, selon Grimsdell and Angevine (2002). Les symboles + présentent les heures du coucher du soleil.</i>	25
2.7	<i>Décroissance de l'ECT intégrée sur toute la couche limite, selon Sorbjan (1997) et Nadeau et al. (2011). k = ECT, $t' = t - t_0$.</i>	26

3.1	<i>Déploiement de la campagne de mesures BLLAST. Le petit cadre de gauche positionne la campagne BLLAST à l'échelle de la France (petit carré bleu). L'ovale bleu délimite la zone d'exploration des avions, et l'ovale bordeaux délimite la zone où s'effectuent les vols des drones. Le triangle orange représente la zone géographique couverte par le réseau de trois profileurs de vent et les lignes vertes représentent les trajectoires des deux scintillomètres. L'ensemble des instruments (autres que les stations de surface) déployés sur les trois sites sont schématisés à droite de la figure.</i>	34
3.2	<i>Photographie du déploiement de deux ballons sonde sur le site 1 pour une intercomparaison des systèmes de sondages. Photographie : Marie Lothon</i>	37
3.3	<i>Site 2. (a) : zone d'observation de la campagne BLLAST, permettant l'étude de l'hétérogénéité de surface. (b) : vue des trois surfaces juxtaposées (une lande, un champ de maïs et une forêt) au-dessus desquelles (uniquement sur la lande et le champ de maïs) deux ballons captifs ont été déployés. (c) : Photographie d'un ballon captif déployé pendant la campagne BLLAST, entouré par des milans royaux volant dans un thermique. Photographies (a) : Google Earth. (b),(c) : Solène Derrien. . . .</i>	38
3.4	<i>Exemple de profils effectués par les sondes sous les deux ballons captifs pour la POI 7 (27 juin 2011). La couleur représente l'évolution de la température mesurée par les sondes (en °C). Le trait noir représente le flux de chaleur sensible (décalé de +700 W m⁻²) mesuré sur chaque surface.</i>	39
3.5	<i>Vue satellitaire des axes considérés pour les plans de vol des avions. Les points S, E, W, N sont des repères pour les vols avions. C1 et C2 représentent les sites 1 et 2.</i>	41
3.6	<i>Photographies de différents sites de mesures en surface. (a) : une des tours sur le site 1, au-dessus d'un champ de blé. (b) : le mât de 60 m sur le site 1. (c) : le mât équipé en forêt, sur le site 2. (d) : une tour instrumentée au-dessus d'une prairie. (e) : zone d'étude de l'hétérogénéité à la micro-échelle, sur le site 1. En arrière plan, on aperçoit le mât de 60 m, ainsi qu'un octocoptère volant au-dessus du site. Photographies : (a),(d) :Patrick Dumas. (b),(c) : Solène Derrien. (e) : Daniel Grenouillet (UPS).</i>	42
3.7	<i>Zone géographique du Plateau de Lannemezan, sur laquelle sont représentés, pour la journée du 20 juin 2011, les trajectoires des avions (lignes parallèles noires), la couverture de la LES (carré rouge) et la zone de footprint des mesures des stations de surface (ovale rouge).</i>	46
4.1	<i>Evolutions temporelles (a) du rayonnement solaire au-dessus de la parcelle de lande sur le site 2, (b) de la vitesse et (c) de la direction du vent, sur différentes surfaces, mesurés du 14 juin au 5 juillet 2011 . Les après-midi des POI sont représentées par des bandes grisées. ss1= prairie, ss2 = blé, ss3 = site micro, ss4 = mât 60 m, ss5 = forêt, ss6 = maïs, ss7 = lande. Selon Lothon et al. (2014).</i>	49

4.2	<i>Evolution temporelle du flux de chaleur sensible (a) et latente (b) pour l'ensemble des POI, mesurés au-dessus d'une parcelle d'herbe (vert), de lande (orange), d'un champ de blé (bleu cyan) et de maïs (marron), d'une forêt (violet), du site d'hétérogénéité de surface à micro-échelle (bleu) et en haut du mât de 60 m (rose). (c) Evolution temporelle de l'estimation de z_i à partir de différentes mesures, et différents critères (C1) en bleu foncé, (C2) en rose, (C5) en vert et (C6) en bleu cyan, définis dans le texte. Les après-midi des POI sont représentées par des bandes grisées. Selon Lothon et al. (2014).</i>	51
4.3	<i>Evolution temporelle de la hauteur de la couche limite z_i, déterminée par rétrodiffusion lidar sur le site 1 pour l'ensemble des POI, excepté pour le 26 juin où z_i a été estimé à l'aide du radar UHF (pour cause de données manquantes du lidar). z_i est divisé par la hauteur maximale atteinte chaque journée, afin de pouvoir comparer les journées entre elles. Une moyenne glissante sur une heure est également effectuée. Chaque POI est représentée par un symbole (détaillé dans la légende). Trois types d'évolution ont été identifiés : les croissances rapides (lignes noires épaisses), les évolutions "normales" (lignes grises épaisses) et les évolutions lentes (lignes noires fines). Selon Lothon et al. (2014).</i>	53
4.4	<i>Coupes transversales en temps et altitude du taux de dissipation de l'ECT, estimé à partir du profileur de vent UHF sur le site 1, (a) le 24 juin, (b) le 1^{er} juillet, et (c) le 26 juin. L'évolution de la couche limite (estimée avec le critère (C5)) est indiquée par un trait épais noir. Selon Lothon et al. (2014).</i>	53
4.5	<i>Profils verticaux de θ obtenus par radiosondages, (a) le 24 juin, (b) le 1^{er} juillet, et (c) le 26 juin. A chaque heure de lâcher de sonde correspond une couleur. Selon Lothon et al. (2014).</i>	54
4.6	<i>Durée des transitions d'après-midi en fonction du début de décroissance du flux de chaleur sensible au-dessus de différents couverts végétaux, pour l'ensemble des POI et l'ensemble des sites (distingués par les différentes couleurs).</i>	56
4.7	<i>(a) : Décroissance de l'ECT (notée TKE) pour l'ensemble des POI sur 5 surfaces différentes (zone grisée, représentant de 25% à 75% du quantile des estimations en surface) et mesurée par les avions Piper Aztec et Sky Arrow (représentés par différents symboles en fonction de l'altitude). (b) Evolution de l'ECT normalisée par w_* (gris foncé) et par w_{*0} (gris clair), où w_{*0} correspond à w_* lorsque le flux de flottabilité est maximum. Selon (Lothon et al., 2014).</i>	58
4.8	<i>Evolution temporelle (a) de L_w (i.e. l'échelle intégrale de w), et (b) du rapport entre L_w et Λ_w (notée λ_w sur la figure), pour l'ensemble des POI. La zone grisée représente de 25% à 75% du quantile des estimations en surface et les mesures par le Piper Aztec sont représentées par différents symboles en fonction de l'altitude (cf. fig.4.7).</i>	60

5.1	(a) : Evolution temporelle du rayonnement net (RN) sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. (b) : Evolution de l'albedo sur les trois surfaces du site 2 pour l'ensemble des POI. Evolution temporelle des rayonnements (c) visible et (d) infrarouge montants sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux sur (a), (c) et (d) representent l'ecart-type de la journee composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC. Moor=lande, corn= maïs, forest = forêt.	65
5.2	Evolution temporelle de H et LE sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite.	67
5.3	Evolution de EF moyennée pour chaque POI sur les trois surfaces du site 2.	67
5.4	Evolution temporelle de l'ECT sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux representent l'ecart-type de la journee composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC.	68
5.5	Evolution temporelle des variances (a) horizontales et (b) verticale sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les segments verticaux sur (a), (c) et (d) representent l'ecart-type de la journee composite à 08 :00, 12 :00 et 17 :00 UTC.	69
5.6	Instabilité thermique en fonction de l'instabilité dynamique sur les trois surfaces du site 2 pour la POI composite. Les TA sont representées par les symboles en gras. Les flèches representent le sens de l'évolution diurne.	69
5.7	POI 8 (30 juin). (a) Température moyenne sur les mailles de 5 minutes et de 2 m. (b) : Champ de température interpolé (en °C). (c) et (d) : idem que (a) et (b), pour le rapport de mélange (en g kg ⁻¹). Colonne de gauche : lande. Colonne de droite : maïs.	73
5.8	POI 8 (30 juin). (a) : Vitesse du vent moyenne sur les mailles de 5 minutes et de 2 m. (b) : Champ de vitesse du vent interpolé (en m s ⁻¹). (c) et (d) : idem que (a) et (b), pour la direction du vent (en °). Colonne de gauche : lande. Colonne de droite : maïs.	74
5.9	POI 8 (30 juin). Différences des champs interpolés de (a) température et (b) rapport de mélange en vapeur d'eau entre le maïs et la lande. H et LE sont représentés (en bleu pour le maïs, en rose pour la lande).	75
5.10	POI 8 (30 juin). Evolution temporelle de IR _{out} diminué de 400 W m ⁻² et H sur la lande et sur le champ de maïs (moor = lande, corn = maïs).	75
5.11	(a) : Evolution temporelle de H _{blé} pour toutes les POI, dont les maxima sont représentés par des points colorés et l'heure à laquelle ils passent à zéro par les lignes colorées. (b) : Décroissance de H _{blé} normalisé et (c) décroissance de l'ECT, pour chaque POI. Le temps est normalisé : t = 0 correspond au temps auquel H _{blé} est maximum et t = 1 correspond au temps auquel H _{blé} = 0. Les lignes pointillées correspondent à une moyenne glissante pour chaque POI.	80
5.12	(a) : Taux de décroissance de l'ECT en fonction du taux de décroissance du flux de chaleur sensible normalisé, pour la POI composite et sur 5 couvertures végétales (différenciées par les couleurs). (b) : Décroissance du flux de chaleur sensible pour la POI composite sur 5 couvertures végétales. Les traits verticaux correspondent aux débuts de la 2ème et de la 3ème phase dans la décroissance de l'ECT.	82

6.1	<i>Evolution temporelle de (a) l_w/z_i et (b) μ et de la pente (c) du domaine des faibles nombres d'onde et (d) du domaine inertiel, pour l'ensemble des données aéroportées de 5 POI de la campagne BLLAST, sans distinction faite sur la hauteur des vols.</i>	106
6.2	<i>(a) : Evolution temporelle de l'ECT résolue (TKERES), pour différentes tranches verticales d'atmosphère de $0.1 z_i$ d'épaisseur, pour S_{11}. Profils verticaux de (b) l'ECT totale, les variances (c) verticale et (d) horizontales des simulations S_{ref} (lignes continues) et S_{11} (lignes pointillées).</i>	108
6.3	<i>Evolutions temporelles de l_w, μ et des pentes spectrales, pour S_{11} (colonne de gauche) et de la proportion de l_w, μ et des pentes spectrales entre S_{11} et S_{ref} (colonne de droite) en pourcentage.</i>	110
6.4	<i>Contribution du domaine spectral des faibles nombres d'onde $[k_0, k_1]$ à l'énergie normalisée dans le temps pour S_{11} (gauche) et évolution de la proportion de la contribution de $[k_0, k_1]$ entre S_{11} et S_{ref} (droite).</i>	111
6.5	<i>Evolution temporelle des profils verticaux simulés par S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) et U_{10} (lignes pointillées) pour (a) θ, (b) r, (c) la vitesse et (d) la direction du vent. (e) : Evolution temporelle de z_i à partir de S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes), U_{10}, des radiosondages (points rouges) et de l'UHF (trait bleu).</i>	114
6.6	<i>Evolution temporelle de l'ECT résolue, pour différentes tranches verticales d'atmosphère de $0.1 z_i$ d'épaisseur, pour (a) U_0, (b) U_5 et (c) U_{10}. Profils verticaux de (d) l'ECT totale, des variances (e) verticale et (f) horizontales avec les simulations S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) et U_{10} (lignes pointillées) à 4 différents horaires (en UTC).</i>	116
6.7	<i>Profils verticaux de l'anisotropie pour les simulations S_{ref} (lignes continues), U_0 (lignes tiretées), U_5 (lignes mixtes) à trois horaires : (a) 12 :00 UTC, (b) 17 :00 UTC, (c) 18 :00 UTC.</i>	117
6.8	<i>Coupes en $X - Y$ de w à 96m (deux premières colonnes) et à 480 m (deux dernières colonnes), à 12 :00 UTC et 17 :15 UTC pour S_{ref} (1ère ligne), U_0 (2ème ligne), U_5 (3ème ligne) et U_{10} (4ème ligne).</i>	118
6.9	<i>Spectres de w moyennés de 0.15 à $0.3 z_i$ et de 0.45 à $0.6 z_i$, à 12 :00 UTC et 17 :15 UTC pour S_{ref}, U_0, U_5 et U_{10}. Les lignes verticales pointillées bleues représentent les limites du domaine inertiel, la noire représente le nombre d'onde correspondant au pic spectral, et la rouge représente la borne du domaine des grands nombres d'onde.</i>	119
6.10	<i>Coupes en temps et en altitude normalisée des contours de (a) l_w, (b) μ et des pentes spectrales ((c) pour les faibles nombres d'onde et (d) dans le domaine inertiel) pour S_{ref}, U_0 et U_5.</i>	120
6.11	<i>Evolution temporelle de (a) l_w, (b) μ et des pentes spectrales ((c) pour les faibles nombres d'onde et (d) dans le domaine inertiel) pour U_0 et U_5 à différents niveaux (représentées par les différentes couleurs).</i>	121
6.12	<i>Evolution temporelle de : (a) β, le taux d'entraînement, (b) la hauteur où le flux s'annule, (c) l'aire de flux de flottabilité positif et (d) l'aire de flux de flottabilité négatif.</i>	124
6.13	<i>Production par flottabilité (colonne de gauche) et production mécanique (colonne de droite) pour S_{ref} (a et b), U_0 (c et d), U_5 (e et f) et U_{10} (g et h).</i>	127

6.14	<i>Résidu (colonne de gauche) et dissipation (colonne de droite) pour S_{ref} (a et b), U_0 (c et d), U_5 (e et f) et U_{10} (g et h).</i>	128
6.15	<i>Profils verticaux des termes du bilan d'ECT à (a et b) 10 :00, (c et d) 12 :00, (e et f) 15 :00 et (g et h) 16 :00 UTC pour (à gauche) S_{ref} (trait plein), U_0 (tirets), U_5 (tirets-points) et (à droite) pour U_{10}. Noter la différence d'échelles entre les deux colonnes.</i>	130
6.16	<i>Représentation logarithmique du profil vertical de production mécanique à 16 :00 UTC pour S_{ref} (trait plein) et U_5 (tirets).</i>	131
6.17	<i>ECT et de/dt pour les 4 simulations : (a) et (b) S_{ref} , (c) et (d) U_0, (e) et (f) U_5, (g) et (h) U_{10}.</i>	134
6.18	<i>Taux de décroissance de l'ECT pour S_{ref} (a), U_0 (b), U_5 (c) et U_{10} (d), dans 5 tranches d'altitude normalisée données.</i>	135
7.1	<i>Coupes horizontales de w en milieu de couche limite à 13 :00 UTC et 17 :50 UTC, illustrant l'augmentation de la largeur des thermiques ainsi que de leur espacement. L'échelle colorée indique la valeur de w en m/s. Les traits en pointillés délimitent des zones d'ascendance associées à des thermiques dans la CLA. Les flèches représentent la largeur d'un thermique ou l'espacement entre deux thermiques.</i>	143
7.2	<i>Carte d'occupation des sols de la région de la campagne BLLAST.</i>	145
C.1	<i>(a) : Altitude des sondes du ballon captif déployé au-dessus de la lande, le 19 juin 2011. (b) : zoom vers 1500 UTC.</i>	156
C.2	<i>Intercomparaison de (a) l'altitude, (b) la température, (c) la pression, (d) l'humidité, (e) la direction et (f) la force du vent, pour l'ensemble des sondes lors de la POI 4.</i>	157
C.3	<i>(a) : Altitude des sondes non corrigées (—) et corrigées à partir des données des stations en surface (-). (b) : zoom vers 1500 UTC.</i>	158
C.4	<i>(a) : Altitude corrigée à partir des données des stations en surface (—) et altitude corrigée lissée (-). (b) : zoom vers 1500 UTC.</i>	159
C.5	<i>Altitude lissée (—) et altitude lissée où l'espacement entre les sondes a été corrigé (-)</i>	160
C.6	<i>(a) : Variations diurnes de pression en station de surface. (b) : Correction sur l'altitude associée à ces variations de pression.</i>	161
C.7	<i>(a) : Altitude sans correction des variations diurnes de pression (—) et avec correction des variations diurnes de pression (-). (b) : Même figure, zommée vers 1500 UTC. (c) : idem, vers 200 UTC.</i>	163
C.8	<i>(a) : Altitude corrigée en recalculant la pression des sondes à partir de la pression en surface. (b) : zoom vers 1500 UTC.</i>	164
C.9	<i>Altitude corrigée en ajoutant un offset déterminé à partir de la plus basse altitude des sondes.</i>	164
D.1	<i>POI 6. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.</i>	169
D.2	<i>POI 10. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.</i>	170

D.3	<i>POI 7. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.</i>	171
D.4	<i>POI 11. (a) : Température virtuelle moyennée sur des cases de 5 minutes et de 2m. (b) : Champ de température virtuelle interpolé. (c) : Différence des deux champs interpolés obtenus.</i>	172
E.1	<i>Evolution temporelle de la différence entre les profils verticaux simulés par la simulation initialisée à 0515 UTC et celle initialisée à 1100 UTC pour (a) Θ, (b) r, (c) la vitesse et (d) la direction du vent. (e) : Evolution temporelle de z_i avec les LES initialisées à 0515 UTC et à 1100 UTC (resp. ligne noire continue et en pointillés), des radiosondages (points rouges) et de l'UHF (trait bleu).</i>	174
E.2	<i>Contribution des domaines spectraux $[k_1, k_2]$, $[k_2, k_3]$ à l'énergie normalisée dans le temps, pour la LES initialisée à 0515 UTC (colonne de gauche) et celle initialisée à 1100 UTC (colonne de droite).</i>	175
E.3	<i>Contribution des domaines spectraux $[k_1, k_2]$, $[k_2, k_3]$ à l'énergie normalisée par l'énergie à 1200 UTC, pour la LES initialisée à 0515 UTC (colonne de gauche) et celle initialisée à 1100 UTC (colonne de droite).</i>	176
E.4	<i>Exemple de spectres de w au niveau $0.45 z_i - 0.6 z_i$, à 1525UTC pour S_{ref} et S_{11}.</i>	177
E.5	<i>Evolution temporelle de l'indice de qualité IQ pour différentes couches d'altitude normalisée pour les simulations S_{ref}, U_0, U_5 et U_{10}.</i>	178

Liste des tableaux

2.1	<i>Différents modèles analytiques de spectres, classés par degré de complexité.</i>	20
2.2	<i>Tableau résumant les différentes études portant sur la décroissance de la turbulence (théoriquement puis dans l'atmosphère) selon différents aspects : l'évolution de l'ECT, l'évolution du caractère isotrope ou non de la turbulence et l'évolution des échelles.</i>	28
4.1	<i>Tableau résumant pour chaque POI : le régime de vent à l'échelle synoptique, l'évolution de z_i, le module et la direction du vent en basse couche et à 4 km, les valeurs approximatives des maxima de flux de chaleur sensible et latente sur le site 2, la présence d'instabilité, de nuages et d'advection.</i>	55
5.1	<i>Tableau résumant pour chaque POI : le cas de croissance de z_i, la faisabilité de la création de champs interpolés à partir des ballons captifs, la comparaison de H, LE, de la température, du rapport de mélange et du vent au-dessus de la lande et du champ de maïs.</i>	76
6.1	<i>Tableau détaillant pour chaque simulation : l'heure d'initialisation des simulations, les maxima des flux de chaleur sensible et latente H_{max} et LE_{max}, la présence ou non de la force de Coriolis et du vent géostrophique U_g (prescrits), ainsi que le vent moyen dans la couche mélangée en milieu de journée U_{CM}, les valeurs approximatives de ΔU au-dessus de la surface et à z_i, à 15 :00 UTC et l'épaisseur de la couche limite z_i à 12 :00 UTC (résultants).</i>	104
6.2	<i>Tableau indiquant quelques caractéristiques générales des journées considérées, estimées à 12 :00 UTC. Le nombre de vols du Piper Aztec et du Sky Arrow sont aussi indiqués (deuxième et troisième colonne). U_{CM} est le vent moyen dans la couche mélangée et ΔU_i l'écart de module du vent au sommet. Les données de surface utilisées sont celles de la station des landes ('moor') et le z_i maximum est estimé à partir des données du profileur UHF.</i>	105
7.1	<i>Tableau résumant les principaux apports et limites des outils utilisés dans cette étude puis les apports de cette thèse à la description de la transition d'après-midi.</i>	146
B.1	<i>Précision des mesures faites à l'aide des radiosondes MODEM et GS-H standard, des radiosondages fréquents, des ballons captifs sur le site 2 et des stations de mesures en surface.</i>	152

B.2	<i>Précision et fréquences d'acquisitions des mesures faites à l'aide de l'avion Piper Aztec. Selon (Lothon et al., 2014).</i>	153
B.3	<i>Précision et fréquences d'acquisitions des mesures faites à l'aide de l'avion Sky Arrow. Selon (Lothon et al., 2014).</i>	153
B.4	<i>Types de données, échantillonnages et longueurs (spatiales ou temporelles) des mesures, couverture du spectre turbulent en nombres d'onde et nombre d'échantillons pour la POI du 20 juin 2011, pour les mesures provenant des radiosondages, ballons captifs, avions, stations de mesures en surface et LES.</i>	154
C.1	<i>Offsets de température, d'humidité et de vitesse du vent pour les sondes sur les ballons captifs au-dessus de la lande et du champ de maïs.</i> . . .	162
D.1	<i>Temps (UTC) des débuts et fins de déploiement des deux ballons captifs du site 2 pour chaque POI.</i>	165
D.2	<i>Sondes utilisées sur les deux ballons captifs du site 2 pour chaque POI et éventuels problèmes rencontrés.</i>	167
D.3	<i>Validité de l'interpolation des profils des ballons captifs sur la lande et le maïs. L'interpolation est valide lorsqu'il y a au minimum un point pour chaque pas de temps et d'altitude.</i>	168

Auteur : Clara Darbieu

Titre : Processus turbulents dans la couche limite atmosphérique pendant la transition d'après-midi

Directeurs de thèse : Pierre Durand, Fabienne Lohou, Marie Lothon

Lieu et date de soutenance : au Laboratoire d'Aérodynamique, Toulouse, France

Résumé :

La thèse porte sur l'étude de la période de transition d'après-midi (TA) de la couche limite atmosphérique. La TA est une période complexe du cycle diurne, de par son manque de stationnarité et parce qu'elle est régie par un ensemble de forçages qui faiblissent et dont les rôles respectifs changent par rapport à ce qu'ils ont pu être durant la période convective. La thèse repose à la fois sur l'utilisation des données de la campagne expérimentale BLLAST (Boundary Layer Later Afternoon and Sunset Turbulence), effectuée en été 2011 sur le Plateau de Lannemezan, et sur l'utilisation d'une simulation numérique à haute résolution. Il a été mis en évidence que si l'énergie cinétique turbulente diminue dès le début de l'après-midi, ce n'est que 1 à 2 heures avant le coucher du soleil que les lois universelles qui décrivent la turbulence convective de milieu de journée ne sont plus valables. Ainsi deux périodes ont été définies et caractérisées dans ce travail : la "early afternoon" et la "late afternoon".

Author : Clara Darbieu

Title : Turbulent processes in the boundary layer during the afternoon transition

PhD Supervisors : Pierre Durand, Fabienne Lohou, Marie Lothon

Keywords :

Abstract :

This thesis focuses on the afternoon transition (AT) of the atmospheric boundary layer. This transitional period is complex because it is non-stationary and most of the forcings, though smaller than during the previous convective period, may come into play.

This work is based on both observations from the BLLAST (Boundary Layer Later Afternoon and Sunset Turbulence) experiment and Large-Eddy Simulation. The field campaign took place in summer 2011 in France, on the northern side of the Pyrenean foothills (at "Plateau de Lannemezan").

While the turbulence kinetic energy starts to decrease early in the afternoon, the universal laws describing the midday convective turbulence remain valid until about 1 or 2 hours before sunset. Thus, two periods have been defined and characterized in this thesis : the "Early Afternoon" and the "Late Afternoon".