



HAL
open science

Détermination expérimentale de la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques en milieu naturel: influence de la granulométrie, des paramètres micrométéorologiques et du couvert

Pierre Damay

► To cite this version:

Pierre Damay. Détermination expérimentale de la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques en milieu naturel: influence de la granulométrie, des paramètres micrométéorologiques et du couvert. Autre [cond-mat.other]. INSA de Rouen, 2010. Français. NNT: 2010ISAM0020 . tel-00558201

HAL Id: tel-00558201

<https://theses.hal.science/tel-00558201>

Submitted on 21 Jan 2011

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

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

Détermination expérimentale de la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques en milieu naturel : Influence de la granulométrie, des paramètres micrométéorologiques et du couvert

Thèse de Doctorat présentée par Pierre DAMAY

Avril 2010

Laboratoire de Radioécologie de Cherbourg-Octeville

ISRN/IRSN-2010/134

Mots-clés (Max. 5) : Aérosols atmosphérique, corrélation turbulente, vitesses de dépôt, ELPI

Repère bureautique : Thèse Pierre DAMAY.doc

Nombre de pages : 217

ABSTRACT

To evaluate the impact of accidental or chronic pollutant releases on ecosystems, we must study the dry deposition of aerosols in rural areas. The lack of experimental data on the dry deposition velocity of particle sizes below 1 μm over rural environments leads to uncertainties regarding models and differences between them, which exceed one order of magnitude. The aim of this study is to develop a method, especially using an Electrical Low Pressure Impactor (Outdoor ELPI DEKATI) to determine aerosol dry deposition velocities (V_d) over rural areas through experimental measurements. This method is based on eddy covariance flux calculation and spectral analysis correction. Dry deposition velocities were obtained for atmospheric aerosols sizing from 7 nm to 2 μm , in the South-West of France on a flat terrain under varied meteorological conditions and varied substrates (maize, grass and earth). V_d was analysed as a function of the particle diameters, and the impact of micrometeorological parameters was studied.

RESUME

Pour évaluer l'impact d'un rejet accidentel ou chronique de polluants dans les écosystèmes, il est important d'étudier le dépôt sec des aérosols en milieu rural. Le manque de données expérimentales en milieu rural sur la vitesse de dépôt sec des particules ayant une taille inférieure à 1 μm conduit à des incertitudes au vu des modèles et de leurs différences, qui vont jusqu'à dépasser un ordre de grandeur. Le but de cette étude est de développer une mesure directe de la vitesse de dépôt sec des aérosols (V_d), notamment en utilisant un impacteur à basse pression (Electrical Low Pressure Impactor, ELPI, DEKATI), à travers des mesures expérimentales *in situ*. L'originalité de la méthode est le calcul des flux de dépôt par corrélation turbulente. Les vitesses de dépôt sec ont été obtenues pour des aérosols atmosphériques de tailles comprises entre 7 nm et 2 μm , sur un terrain plat dans le sud-ouest de la France, sous différentes conditions atmosphériques, ainsi que sur différents couverts (maïs, herbe, sol nu). V_d est analysée en fonction du diamètre des particules et l'impact des conditions micrométéorologiques est étudié.



THESE

Présentée

En vue de l'obtention du titre de
Docteur de l'université de Rouen

Discipline : Physique

Spécialité : Energétique

Par

Pierre DAMAY

Détermination expérimentale de la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques en milieu naturel : Influence de la granulométrie, des paramètres micrométéorologiques et du couvert

Directeur de Thèse : Professeur Alexis Coppalle

Tuteur IRSN : Denis Maro

Soutenue le 7 avril 2010

Devant le jury composé de :

Président du Jury: M. Ruprecht Jaenicke, Professeur, Université de Mayence, Allemagne

Rapporteurs : M. Denis Boulaud, Directeur adjoint, IRSN, Le Vésinet

M. Christian Seigneur, Directeur du CEREAS, Marne la Vallée

Directeur de thèse : A. Coppalle, Professeur, INSA de Rouen, CORIA

Examineurs : C. Johansson, Professeur, ITM, Stockholm, Suède

E. Lamaud, Docteur Ingénieur-Chercheur, INRA, Villenave d'Ornon

D. Maro, Expert Ingénieur, IRSN, Cherbourg-Octeville

M. Talbaut, Maître de Conférences, INSA de Rouen, CORIA

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	12
LISTE DES FIGURES	14
LISTE DES TABLEAUX	18
LISTE DES SYMBOLES	19
INTRODUCTION.....	20
CHAPITRE I. REVUE DES CONNAISSANCES SUR LE DEPOT SEC DES AEROSOLS SUBMICRONIQUES.....	23
I.1 Notions de turbulence atmosphérique.....	23
I.1.1 Définition de la turbulence	24
I.1.2 Couche limite et stabilité atmosphériques.....	25
I.1.3 Couche de surface.....	27
I.2 Notions de physique des aérosols.....	30
I.2.1 Généralité sur l'aérosol	30
I.2.2 Notion de physique du dépôt	33
I.3 Modélisation simplifiée du dépôt des aérosols sur couverts naturels	35
I.3.1 Description des modèles opérationnels.....	35
I.3.2 Positionnement des modèles opérationnels vis-à-vis des modèles numériques	40
I.4 Méthodes de mesures des vitesses de dépôt des aérosols.....	43
I.4.1 Méthodes directes.....	43
I.4.2 Méthodes indirectes.....	47
I.5 Conclusion	55
CHAPITRE II. METHODE EXPERIMENTALE DE MESURE DE LA VITESSE DE DEPOT SEC PAR CORRELATION TURBULENTE	58
II.1 Calcul du flux et de la vitesse de dépôt par corrélation turbulente.....	58
II.2 Appareils utilisés pour la détermination du flux de particule : granulomètre DEKATI ELPI et l'anémomètre Young 81000.....	61
II.2.1 Principe de fonctionnement du granulomètre DEKATI ELPI et de l'anémomètre Young 81000	61
II.2.2 Détermination du temps de réponses de l'ELPI	63
II.2.3 Limite de détection des appareils de mesure	66
II.3 Méthodes de traitements des données.....	67
II.3.1 Etape du traitement de données	68
II.3.2 Analyse des données dans le domaine spectrale	70
II.3.3 Correction fréquentielle du calcul de flux	76
II.3.4 Discussion.....	80

II.4	Validation de la méthode	83
II.4.1	Comparaison entre des résultats obtenue par ELPI et par CNC	83
II.4.2	Comparaison entre des résultats obtenue par ELPI et par traçage d'aérosols de fluorescéine.	84
II.5	Conclusion	87
CHAPITRE III. RESULTATS DES CAMPAGNES LANDES 1, 2, 3 ET 4.....		90
III.1	Campagne Landes 1 - Juin 2007, Mais	93
III.1.1	Site de mesure et dispositif expérimental	93
III.1.2	Conditions météorologiques durant la campagne	95
III.1.3	Evolution journalière de la vitesse de transferts (dépôt et émission)	100
III.2	Campagne Landes 2 - Octobre 2007, Herbe	105
III.2.1	Site de mesure et dispositif expérimental	105
III.2.2	Conditions météorologiques durant la campagne	106
III.2.3	Evolution journalière de la vitesse dépôt	110
III.3	Campagne Landes 3 - Mars 2008, Sol nu.....	115
III.3.1	Site de mesure et dispositif expérimental	115
III.3.2	Conditions météorologiques durant la campagne	116
III.3.3	Evolution journalière de la vitesse transfert.....	121
III.4	Campagne Landes 4 - Juin 2008, Mais	126
III.4.1	Site de mesure et dispositif expérimental	126
III.4.2	Conditions météorologiques durant la campagne	127
III.4.3	Evolution journalière de la vitesse transfert.....	131
III.5	Conclusion	136
CHAPITRE IV. INFLUENCE DES PARAMETRES MICROMETEOROLIGUES, DE LA GRANULOMETRIE, ET DU COUVERT		138
IV.1	Processus contribuant à l'émission des aérosols	138
IV.2	Influence des paramètres micrométéorologiques	140
IV.2.1	Influence du flux de chaleur sensible et de la vitesse de frottement du vent	140
IV.2.2	Paramétrisation du rapport entre la vitesse de dépôt et la vitesse de frottement du vent en fonction de la stabilité atmosphérique	144
IV.3	Influence de la granulométrie et du couvert	149
IV.4	Confrontation modèles mesures	158
IV.5	Conclusion	163
CONCLUSION ET PERSPECTIVES		165
REFERENCES		169
ANNEXES		179
Annexe A.	Spectre granulométrique	179

Annexe B.	Composition de l'aérosol	182
Annexe C.	Concentrations et limites de détections.....	186
Annexe D.	Vitesses de dépôt des aérosols en fonctions du flux de chaleur sensible	194
Annexe E.	Vitesses de dépôt des aérosols en fonctions de la vitesse de frottement du vent	202
Annexe F.	Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction de la stabilité atmosphérique et suivant le couvert	210
Annexe G.	Résultats des vitesses de dépôt adimensionnées sur les différents couverts et en fonction de la taille des particules	216

« La plus grande faiblesse de la pensée contemporaine me paraît résider dans la surestimation
extravagante du connu par rapport à ce qui reste à connaître »

André Breton, Poète Français (1896-1966)

REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse s'est déroulé à l'Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire (IRSN), au sein de la Direction de l'Environnement et de l'Intervention (DEI) dans le Service d'Etude et de Recherche du Comportement des Radionucléides dans les Ecosystèmes (SECRE). Dans ce cadre je tiens à remercier Monsieur Jean-Christophe Gariel et Madame Jacqueline Garnier-Laplace, chefs successifs de ce service, pour m'avoir accueilli.

Je tiens aussi à remercier sincèrement Monsieur Denis Boulaud, Directeur adjoint de la Direction de l'Environnement et de l'Intervention à l'IRSN, et Monsieur Christian Seigneur, Directeur du Centre d'Enseignement et de Recherche en Environnement Atmosphérique (CEREA) pour avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse ainsi que pour leurs conseils avisés pour améliorer ce document. Je remercie également Monsieur Ruprecht Jaenicke, Professeur à l'université de Mayence, de m'avoir fait l'honneur d'être le président du jury lors de ma soutenance. Je voudrais également adresser mes remerciements à Monsieur Alexis Coppalle, Professeur à l'Institut National des Sciences Appliquées (INSA) de Rouen, à Monsieur Christer Johansson, Professeur à l'université Stockholm, à Monsieur Eric Lamaud Docteur-ingénieur à l'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), à Monsieur Denis Maro, Expert ingénieur à l'IRSN et à Madame Martine Talbaut, Maître de conférence à l'INSA de Rouen, pour avoir accepté d'être les examinateurs de mon travail.

Je remercie sincèrement Monsieur Denis Maro, mon Tuteur à l'IRSN. Quelques lignes en avant propos d'un mémoire de thèse ne suffiront jamais à exprimer toute ma gratitude. Merci de m'avoir communiqué ta passion pour la science avec toute la patience et la confiance nécessaire à mon épanouissement scientifique et humain.

J'adresse mes sincères remerciements à mon directeur de thèse, Monsieur Alexis Coppalle ainsi qu'à Madame Martine Talbaut qui ont toujours été disponibles et attentifs aussi bien dans les moments heureux que dans les heures de doutes qui accompagnent les trois années d'une thèse. Je garderai en mémoire vos qualités scientifiques et humaines qui m'ont toujours porté vers l'avant.

J'exprime toute ma gratitude à l'équipe EPHYSE de l'INRA bordeaux. Notamment, à Messieurs Eric Lamaud, Mark Irvine et Jean-Marc Bonnefond, pour les nombreuses discussions et échanges à Bordeaux ou à Cherbourg et pour toute l'expérience que vous nous avez apportée dans le domaine des mesures de flux. Votre aide a été plus que déterminante dans l'aboutissement de ce travail. Je remercie aussi Sandra et Didier qui se sont rendus disponibles pour nous mettre le pied à l'étrier lors des campagnes dans les Landes. Mes remerciements vont aussi à Monsieur Leroux qui nous a accueilli au sein de son exploitation agricole de Mano, ainsi qu'à Gérard, Henri, et toute leur équipe dont la disponibilité, la curiosité et la sympathie ont permis de résoudre bien des difficultés lors des campagnes de mesures.

Au sein de l'IRSN Saclay, je remercie vivement Monsieur Jean-Claude Laborde, chef du service d'Etude et de Recherche en Aérodispersion des polluants et en Confinement (SERAC), pour m'avoir accueilli dans son service pendant un peu plus d'un mois. Je remercie également Messieurs Jacques Vendel et François Gensdarmes, chefs successifs du Laboratoire de Physique et de Métrologie des Aérosols (LPMA), pour avoir suivi mon travail dès le départ et conseillé avec justesse son orientation. J'adresse aussi mes remerciements à toute l'équipe du LPMA, François-Xavier, Jean-Christophe, Sylvain, Sébastien, Guillaume, Clothilde, Céline, Pascale, Aurélie et Tony pour la sympathie et les conseils qu'ils m'ont apportés.

Je tiens à remercier Messieurs Douglas Nilsson et Christer Johansson de l'université de Stockholm (ITM), qui à travers de nombreux échanges nous ont permis d'aller plus loin dans l'analyse des

flux. Je remercie aussi Lars, Mattias et Monika pour leur accueil chaleureux lors de notre séjour en Suède. J'adresse mes sincères remerciements à Messieurs Daniele Contini et Antonio Donateo, confrères italiens de l'Institut des Sciences de l'Atmosphère et du Climat (ISAC) de Lecce, qui tant sur le plan humain que scientifique nous ont beaucoup apporté. Ils ont contribué à donner une renommée internationale à nos travaux.

Je souhaite adresser mes remerciements aux membres du bureau de l'Association Française d'Etudes et de Recherches sur les Aérosols (ASFERA) qui m'ont fait l'honneur de m'attribuer le prix Jean Bricard 2010. Je remercie particulièrement Monsieur Denis Boulaud, le président de l'ASFERA, pour les conseils scientifiques et les critiques constructives qu'il m'a prodigué du début à la fin de cette thèse. Je souhaite témoigner ma gratitude à Monsieur Gerhard Kasper, Editeur du Journal of Aerosol Science pour la confiance et les conseils qu'il nous a apporté lors de la relecture de notre article. Enfin je tiens à remercier les divers scientifiques avec qui j'ai échangé lors des congrès à Paris, Thessalonique et Karlsruhe. A ce propos, j'adresse mes remerciements amicaux à David Delhaye, Jean-Paul Vernier et Philippe Nerisson.

C'est avec beaucoup d'émotions que je remercie mes collègues et amis du Laboratoire de Radioécologie de Cherbourg-Octeville qui font que l'on a envie d'aller travailler avec le sourire. Je remercie Monsieur Dominique Boust, le chef du laboratoire, pour ses conseils et sa disponibilité. Je suis également reconnaissant envers :

Alain, Alexandre, Anne, Basile, Bruno, Céline (voisine de bureau et amie dont les conseils rassurants ont été bien des fois salutaires), Claire, Emilie, Guillaume, Julien, Luc (son aide aura été précieuse lors de la campagne de mise au point dans les marais de Carentan), Marianne L. (ma secrétaire préférée qui aime tellement lire les remerciements dans les avant-propos des thèses et qui a été d'une aide inestimable du début à la fin), Marianne R. (merci à elle, pour sa vision de notre monde et pour son sens du partage), Mathieu, Michel, Olivier B., Pascal, Pauline, Philippe, Serge et Pierre R. (merci, de la sympathie que tu m'as accordé et je ne doute pas de ton succès en tant que doctorant et chercheur).

Je remercie particulièrement Messieurs Didier Hébert et Olivier Connan. Merci de votre soutien et de votre investissement dans cette thèse, et merci d'avoir rendu l'aventure que sont les semaines de campagne sur le terrain aussi agréable qu'on puisse le souhaiter et qui resteront d'excellents souvenirs.

Enfin je remercie mes amis et ma famille, plus particulièrement mes parents, mes sœurs, leurs maris et leurs enfants. Merci d'avoir été à mes cotés et du courage que vous m'avez conféré. Merci à Justine de m'avoir apporté l'équilibre qu'il me manquait.

Je souhaite dédier cet ouvrage à mon oncle Michel et mon grand-père Eugène qui nous ont quitté lors de ces trois dernières années.

LISTE DES FIGURES

Figure I.1: Couches d'air composant la couche de mélange (Stull 1988 cité par Delmas <i>et al.</i> , 2005).	26
Figure I.2 : Différents diamètres équivalents pour une particule quelconque V_{TS} correspond à la vitesse terminale de chute (Hinds, 1999).....	31
Figure I.3: Trois modes de l'aérosol atmosphérique (Putaud <i>et al.</i> ;2003).	33
Figure I.4: Comparaison des résultats de cinq modèles sur un champ d'avoine (Petroff 2005)	41
Figure I.5: Modèle Slinn (1982) et Zhang <i>et al.</i> (2001), représentation de la vitesse dépôt sec des aérosols en fonction du diamètre.. Les différentes vitesses de dépôt sont identifiées par les trois premières lettres de chaque phénomène dont elles sont issues : Int pour interception, Bro pour diffusion Brownienne, Imp pour Impaction et Sed pour sédimentation	42
Figure I.6 : Vitesse de dépôt en fonction de la taille des particules regroupant les différents types de mesure	52
Figure II.1: Exemple de série de données brutes de concentration et de vitesse verticale du vent (16/06/2007-11h45).....	59
Figure II.2: Schéma du système de mesure par corrélation turbulente et principe de fonctionnement de l'ELPI	62
Figure II.3: Schéma du système de mesure de l'anémomètre ultrasonique	63
Figure II.4: Schéma du système de mesure du temps de réponse	64
Figure II.5: Mesure et modélisation de la décroissance de concentration de l'ELPI en fonction du temps et pour différents réglages de sensibilités des électromètres.....	64
Figure II.6: Evolution de la limite de détection de l'ELPI en fonction du diamètre des particules pour différentes sensibilités des électromètres	67
Figure II.7: Chaîne de traitement des données utilisées pour calculer la vitesse de dépôt	68
Figure II.8: Cospectres théoriques de la quantité de mouvement et du flux de chaleur sensible dans la couche de surface atmosphérique (Kaimal et Finnigan, 1994).....	72
Figure II.9: Spectres de la vitesse verticale du vent (a), de la température (b) et de la concentration d'aérosol (c).....	73
Figure II.10: Cospectres correspondant au flux de chaleur (a) et au flux vertical d'aérosol (b)	75
Figure II.11: Comparaison entre les différents cospectres moyens de flux vertical d'aérosol suivant plusieurs tailles et de flux de chaleur (Damay <i>et al.</i> 2009)	77
Figure II.12: Exemple de pertes spectrales pour les hautes fréquences du Cospectre du flux vertical d'aérosols (16/06/2007 11h00-11h30, étage 3)	78
Figure II.13: Exemple de correction spectrale dans les hautes et basses fréquences du cospectre du flux vertical d'aérosols, devant être appliquées pour obtenir un cospectre similaire à celui du flux de chaleur sensible (16/06/2007 16h00-16h30, étage 3)	79
Figure II.14: Exemple de cospectre du flux vertical d'aérosols et du cospectre du flux de chaleur sensible (le 28/06/2008 01h30-2h00, étage 4)	81
Figure II.15: Exemple de cospectre du flux vertical d'aérosols et du cospectre du flux de chaleur sensible (le 28/06/2008 01h30-2h00, étage 4)	81
Figure II.16: Principe de la génération de fluorescéine par pulvérisation (d'après Nérissou, 2008).....	85
Figure II.17: Dispositif de traçage par émission de fluorescéine (campagne Landes 2)	86
Figure II.18: Spectre granulométrique issue du générateur de fluorescéine	86
Figure III.1: Localisation du site expérimental en France, puis dans la forêt des Landes.	91
Figure III.2: Le site expérimentale pour les campagnes Landes 1 et Landes 2	93
Figure III.3: Schéma global de l'installation	94
Figure III.4: Dispositif de mesure lors de Landes 1	95
Figure III.5: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 1.....	97
Figure III.6: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 1	98
Figure III.7: Positions des échantillons de la campagne Landes 1 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$	99
Figure III.8: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 1 étage 1 à 3	101
Figure III.9: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 1 étage 4 à 6	102
Figure III.10: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 1 étage 7 à 9	103
Figure III.11: Dispositif de mesure lors de la campagne Landes 2	106
Figure III.12: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 2	107
Figure III.13: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 2.....	108

Figure III.14: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 2 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$. Les isovaleurs du flux de chaleur sensible sont indiquées en rouge et les isovaleurs de stabilité atmosphérique en bleu.	109
Figure III.15: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 1 à 3	111
Figure III.16: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 4 à 6	112
Figure III.17: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 7 à 9	113
Figure III.18: Site de mesure de Landes 3 et Landes 4	116
Figure III.19: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 3	118
Figure III.20: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 3	119
Figure III.21: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 3 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$. Les isovaleurs du flux de chaleur sensible sont indiquées en rouge et les isovaleurs de stabilité atmosphérique en bleu	120
Figure III.22: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 1 à 3	122
Figure III.23: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 4 à 6	123
Figure III.24: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 7 à 9	124
Figure III.25: Landes 4 aperçu de la surface du champ de maïs	127
Figure III.26: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 4	128
Figure III.27: Précision sur l'évolution de stabilité de durant la campagne Landes 4	129
Figure III.28: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 4 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$	130
Figure III.29: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 1 à 3	132
Figure III.30: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 4 à 6	133
Figure III.31: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 7 à 9	134
Figure IV.1: Pourcentage d'émission et de dépôt sur les différents couverts sur l'ensemble des campagnes	139
Figure IV.2: Influence de H sur Vd (ensemble des résultats au dessus du maïs étage 2, 33 nm)	141
Figure IV.3: Influence de U_* sur Vd (ensemble des résultats au dessus du maïs Landes 1 et 4 - étage 2, 33 nm)	142
Figure IV.4: Vd en fonction de U_* , les points de couleur noire correspondent à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$	143
Figure IV.5: Données expérimentales et paramétrisation étage 2 (33 nm) sur un couvert de maïs	145
Figure IV.6: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules, pour les conditions atmosphériques neutres et stables	150
Figure IV.7: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules pour les conditions atmosphériques instables ($1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$)	151
Figure IV.8: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du couvert	152
Figure IV.9: Représentation schématique des variations probables des spectres dans a couche de surface en neutre est stables superposée aux résultats expérimentaux sur les trois couverts	153
Figure IV.10: paramétrisation $\frac{Vd}{U_*}$ en fonction de $1/L$ de suivant les différents les étages de l'ELPI	154
Figure IV.11: Précision de la paramétrisation des étages 1 à 7	156
Figure IV.12: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules, moyenne sur l'ensemble des couverts.	157
Figure IV.13: Confrontations des modèles analytiques avec les mesures en conditions neutres et stables.	160
Figure IV.14: Confrontations de la modélisation de la diffusion brownienne de Zhang <i>et al.</i> et de Slinn avec les mesures.	161
Figure IV.15: Confrontations des modèles analytiques avec les mesures en conditions neutres et stables.	162
Figure annexe.1: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 1	179
Figure annexe.2: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 2	179
Figure annexe.3: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 3	180
Figure annexe.4: Spectre granulométrique en nombre, moyenne géométrique entre les plateaux poreux et graissés, Landes 4	180
Figure annexe.5: Origine de la masse d'air et composition chimique de l'aérosol pendant Landes 2.	183
Figure annexe.6: Composition chimique de l'aérosol et origine de la masse d'air pendant Landes 3	183
Figure annexe.7: Composition chimique de l'aérosol et origine de la masse d'air pendant Landes 4	184
Figure annexe.8: Concentration Landes 1, étage 1 à 4	186

Figure annexe.9: Concentration Landes 1, étage 5 à 9	187
Figure annexe.10: Concentration Landes 2, étage 1 à 4	188
Figure annexe.11: Concentration Landes 2, étage 5 à 9	189
Figure annexe.12: Concentration Landes 3, étage 1 à 4	190
Figure annexe.13: Concentration Landes 3, étage 5 à 9	191
Figure annexe.14: Concentration Landes 4, étage 1 à 4	192
Figure annexe.15: Concentration Landes 4, étage 5 à 9	193
Figure annexe.16: Vd en fonction de H , Landes 1, étages 1 à 4	194
Figure annexe.17: Vd en fonction de H , Landes 1, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	195
Figure annexe.18: Vd en fonction de H , Landes 2, étages 1 à 4	196
Figure annexe.19: Vd en fonction de H , Landes 2, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	197
Figure annexe.20: Vd en fonction de H , Landes 3, étages 1 à 4	198
Figure annexe.21: Vd en fonction de H , Landes 3, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	199
Figure annexe.22: Vd en fonction de H , Landes 4, étages 1 à 4	200
Figure annexe.23: Vd en fonction de H , Landes 4, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	201
Figure annexe.24: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$) Landes 1 étages 1 à 4	202
Figure annexe.25: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$) Landes 1 étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9	203
Figure annexe.26: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$) Landes 2 étages 1 à 4	204
Figure annexe.27: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$) Landes 2 étage 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9	205
Figure annexe.28: Vd de en fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$) Landes 3 étages 1 à 4	206
Figure annexe.29: Vd en fonction de U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$), Landes 3, étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9	207
Figure annexe.30: Vd en fonction de U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$), Landes 4, étages 1 à 4	208
Figure annexe.31: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W.m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W.m^{-2}$), Landes 4, étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9	209
Figure annexe.32: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert de maïs, étages 1 à 4	210
Figure annexe.33: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert de maïs, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	211
Figure annexe.34: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert d'herbe, étages 1 à 4	212
Figure annexe.35: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert d'herbe, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	213
Figure annexe.36: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus du sol nu, étages 1 à 4	214
Figure annexe.37: Vd/U_* en fonction de $1/L$, au dessus du sol de nu, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9	215
Figure annexe.38: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus d'un champ de maïs	216
Figure annexe.39: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus d'un couvert d'herbe	217
Figure annexe.40: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus du sol nu	217

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Classe de stabilité en fonction de l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov sur différents couverts.....	29
Tableau I.2 : Mesures de dépôt par accumulation sur couvert prairial.....	44
Tableau I.3 : Mesures de dépôt par traçage sur couvert prairial sur site.....	46
Tableau I.4 : Mesures de dépôt par traçage sur couvert prairial en soufflerie.....	47
Tableau I.5 : Mesures de dépôt obtenues par la méthode du gradient.....	49
Tableau I.6 : Mesures de dépôt obtenues par corrélations turbulentes.....	51
Tableau I.7 : Avantages et limites des différentes méthodes de mesures de vitesse de dépôt sec.....	54
Tableau II.1 : Comparaison des temps de réponse mesurés avec la littérature suivant la sensibilité des électromètres.....	65
Tableau II.2 : Limite de détection de l'ELPI en fonction du diamètre des particules pour différentes sensibilités des électromètres.....	66
Tableau II.3 : Paramètre de la modélisation de $\frac{\sigma_w}{U_*}$ suivant les conditions atmosphérique (Foken <i>et al.</i> , 2005).....	69
Tableau II.4 : Paramètre de la modélisation de $\frac{\sigma_T}{T_*}$ suivant les conditions atmosphérique (Foken <i>et al.</i> , 2005).....	70
Tableau II.5 : Pourcentage sur l'ensemble des données validées des mesures pour lesquelles la méthode classique et la méthode développée ne coïncident pas.....	82
Tableau II.6 : Vitesses de dépôt, moyenne et écart type, mesurées par covariance turbulente avec un ELPI et avec un CNC au dessus d'un champ de maïs (Landes 1). Les valeurs sont normées par la vitesse de frottement du vent U^*	84
Tableau II.7 : Résultat de mesure par covariance turbulente avec entre un ELPI et un CNC au dessus d'un champ de maïs.....	87
Tableau III.1 : Récapitulatif des quatre campagnes de mesures.....	92
Tableau III.2 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 1.....	104
Tableau III.3 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 1.....	105
Tableau III.4 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 2.....	114
Tableau III.5 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 2.....	114
Tableau III.6 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 3.....	125
Tableau III.7 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 3.....	126
Tableau III.8 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 4.....	135
Tableau III.9 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 4.....	135
Tableau III.10 : Tableau récapitulatif des campagnes expérimentales.....	137
Tableau IV.1 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus du maïs.....	147
Tableau IV.2 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus de l'herbe.....	148
Tableau IV.3 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus du sol nu.....	148
Tableau IV.4 : Moyennes sur les trois couverts des vitesses dépôt adimensionnées à la vitesse de frottement du vent classées suivant la tailles des particules et suivants les conditions de stabilités atmosphériques (⁽¹⁾ $1/L = -0,2$ m).....	155
Tableau IV.5 : Valeurs d'entrées des modèles de dépôt de Slinn (1982) et de Zhang <i>et al.</i> (2001).	158

LISTE DES SYMBOLES

C	Concentration (particules.m ⁻³)/Célérité du son dans l'air (m.s ⁻¹)
C_p	Chaleur spécifique de l'air à pression constante (J.Kg ⁻¹ .K ⁻¹)
d	Diamètre (m)/ hauteur de déplacement (m)
D_T	Diffusivité turbulente (m ² .s ⁻¹)
F	Flux vertical de particules (particules.m ⁻³)
f	Fréquence adimensionnée
g	Gravité (m.s ⁻²)
H_0	Flux de chaleur sensible (W.m ⁻²)
h	Hauteur du couvert (m)
k	
Kn	Nombre de Knudsen
l	Taille caractéristique des tourbillons dans le couvert (m)
L	Longueur de Monin-Obukhov (m)
n	Fréquence naturelle (Hz)
r	Rayon (m)
RH	Taux d'humidité dans l'air (%)
t	Temps (s)
T	Température (°C)
U	Vitesse moyenne horizontale de l'écoulement (m.s ⁻¹)
U_*	Vitesse de frottement du vent (m.s ⁻¹)
V	composante de la vitesse du vent mesurée par les sondes acoustique (m.s ⁻¹)
V_d	Vitesse de dépôt (m.s ⁻¹)
V_e	Vitesse d'émission (m.s ⁻¹)
V_{TS}	Vitesse de sédimentation (m.s ⁻¹)
w	Vitesse verticale du vent (m.s ⁻¹)
z	Altitude, hauteur de mesure (m)
z_0	Longueur de rugosité du couvert (m)

Lettres grecques

ρ	Masse volumique (kg.m ⁻³)
ζ	Paramètre de stabilité atmosphérique
ϕ	Fonction universelle de la couche de surface
χ_p	Facteur de forme
λ_g	Libre parcourt moyen (m)
τ	Temps de réponse d'un appareil ($3\tau = 95\%$ de la réponse à un signal)
σ	Ecart type
η	Viscosité dynamique (kg.m ⁻¹ .s ⁻¹)
κ	Constante de Von Karman

INTRODUCTION

Un aérosol est une suspension de particules solides ou liquides présentant une vitesse de chute négligeable dans le milieu gazeux où elles se trouvent. Concrètement, cela correspond à des tailles de particule comprises entre quelques nanomètres et 100 microns (Schmauss 1920 cité par Renoux et Boulaud, 1998). Les particules submicroniques ou particules fines ($< 2 \mu\text{m}$) jouent un rôle essentiel dans la physicochimie de l'atmosphère, elles ont toutes, directement ou indirectement, une origine commune qui peut être soit la nucléation, soit la condensation. C'est ainsi que, en nombre, la quasi-totalité des aérosols provenant de transformations gaz-particules se trouve dans ce domaine de dimension (Renoux et Boulaud, 1998). L'origine de l'aérosol atmosphérique peut être naturelle (embruns, feux de brousse, activité volcanique) ou anthropogène (combustion de fuel, incinération d'ordures).

Evaluer, comprendre et prévoir l'impact d'un rejet accidentel ou chronique de polluant sous forme d'aérosol dans les écosystèmes représentent un enjeu majeur dans l'optique de la gestion des risques au sein des sociétés. Les particules submicroniques ont un impact avéré sur la qualité de l'air et restent une source de questionnement quant à leur(s) effet(s) sur la santé publique. Afin de diminuer les incertitudes sur le calcul d'impact de tels rejets, il est important de connaître le dépôt sec des aérosols submicroniques dans différents milieux et en particulier en milieu rural. En effet, les produits issus de ce milieu sont une composante de la chaîne alimentaire de l'homme. L'étude que nous avons menée s'inscrit dans le contexte de la radio-protection de l'homme et de l'environnement. L'estimation du devenir d'une contamination par les aérosols au sein d'un couvert végétal et de son transfert éventuel vers les espèces est largement conditionnée par la bonne prévision des flux de dépôt. Pour l'heure, des estimations considérées fortement conservatives du dépôt sec de la fraction fine des aérosols sont réalisées dans les modèles opérationnels (Müller et Pröhl, 1993)

Le dépôt sec est caractérisé par une vitesse de dépôt sec (V_d en m s^{-1}) qui est le rapport entre le flux de particules et la concentration atmosphérique de l'aérosol au voisinage de la surface. Cette vitesse de dépôt dépend de nombreux paramètres, à savoir : la topographie du terrain, le substrat, les conditions micrométéorologiques (turbulence), les caractéristiques des aérosols (granulométrie), ou les champs externes (gravité).

Le manque de données de vitesse de dépôt sec des particules submicroniques, suffisamment renseignées principalement en termes de granulométrie et de micrométéorologie, entraîne des incertitudes sur les différents modèles de calcul de vitesse de dépôt existants. Par exemple, pour une même taille d'aérosols, il y a jusqu'à deux ordres de grandeur d'écart entre les modèles de Slinn (1982) et Zhang *et al.* (2001) qui sont couramment utilisés dans les études d'impact des polluants atmosphériques (Petroff *et al.*, 2008). Le phénomène de dépôt nécessite une approche *in situ* pour prendre en compte les paramètres turbulents difficilement reproductibles en laboratoire comme le flux de chaleur sensible. Dans ce contexte, les

principaux objectifs de ce travail sont la mise au point et la validation d'une méthode pour pouvoir déterminer expérimentalement la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques, puis l'évaluation de l'influence de la taille des aérosols, des paramètres turbulents et de la nature du couvert sur le dépôt.

Notre travail a consisté à mettre au point une méthode de mesure de la vitesse de dépôt sec des aérosols au dessus d'un couvert rural, puis à identifier les paramètres influençant le dépôt. La méthode de mesure par corrélation turbulente, via un Electrical Low Pressure Impactor (ELPI, Dekati Inc.) pour mesurer la concentration d'aérosol atmosphérique et un anémomètre ultrasonique (model 81000, Young Inc.) pour la mesure de la vitesse verticale du vent, s'est imposée comme étant une des plus adaptées aux objectifs. En effet elle a l'avantage de permettre des mesures en continu pendant plusieurs jours et d'avoir une discrétisation fine du spectre granulométrique de l'aérosol atmosphérique entre 7 nm et 10 μm . L'établissement de la chaîne de traitement des données a été suivi de la mise au point d'une méthode de correction originale des flux, basée sur les similitudes spectrales entre les scalaires liés à la turbulence dans la couche limite de surface (couche à flux constant). Des tests de vérification des données, permettant notamment de considérer l'établissement de la turbulence atmosphérique dans la couche à flux constant entre le sol et la mesure ont ensuite été appliqués.

Dans le but de valider la méthode développée, les vitesses de dépôt ainsi mesurées et corrigées ont été comparées avec deux autres configurations : la méthode par corrélation turbulente utilisant un Compteur à Noyau de Condensation et une méthode de traçage basée sur la génération suivie de la mesure d'aérosols de fluorescéine. Enfin, l'interprétation des résultats s'est orientée vers une paramétrisation de la vitesse de dépôt en fonction des principaux indicateurs de turbulence : la vitesse de frottement du vent (U_* en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), le flux de chaleur sensible (H en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) et la longueur de Monin-Obukhov (L en m). Enfin les résultats ainsi paramétrés et obtenus sur différents couverts ont pu être comparés aux modèles les plus couramment utilisés afin d'établir une nouvelle paramétrisation.

Ce document est organisé en quatre chapitres.

Le Chapitre I dresse une revue des connaissances sur le dépôt sec des aérosols en milieu rural, les concepts théoriques et expérimentaux de base. Des notions de turbulence se focalisant sur la structure de l'atmosphère sont d'abord abordées, suivies de généralités sur la physique des aérosols et sur les différents processus de dépôt. Les principaux modèles opérationnels existants sont ensuite décrits. Enfin, une revue des méthodes de mesures de la vitesse de dépôt des aérosols et de leurs résultats a permis de sélectionner la méthode la plus adaptée à notre problématique.

Le Chapitre II traite de la méthode de mesure développée dans cette étude pour accéder aux vitesses de dépôt sec des aérosols. Les bases de la méthode, ainsi que des appareils de mesures y sont d'abord abordées. Ensuite, la description de la chaîne de traitement des données ainsi que les analyses spectrales et les corrections qui ont été appliquées sont décrites. Enfin le chapitre se termine sur la validation de la méthode par le biais d'une confrontation des résultats obtenus avec un autre appareil mesurant la

concentration d'aérosols puis avec une autre méthode par traçage par des aérosols de fluorescéine.

Le Chapitre III détaille l'application *in situ* de la méthode décrite et validée au cours du Chapitre II. Il s'organise en un inventaire de quatre parties retraçant les campagnes réalisées. Les données météorologiques, ainsi que les évolutions des vitesses de dépôt sec y sont regroupées. Chronologiquement parlant, ces mesures ont été réalisées en juin 2007 (Landes 1), octobre 2007 (Landes 2), mars 2008 (Landes 3) et juin 2008 (Landes 4). La présentation de chaque campagne suit une structure établie : une description du site de mesure et du dispositif expérimental, puis le détail des conditions météorologiques observé durant la campagne, et enfin les résultats des vitesses de transferts (émission ou dépôt).

Enfin le Chapitre IV a pour objectif d'identifier et de quantifier les principaux paramètres influençant le dépôt à savoir les paramètres micrométéorologiques, le type de couvert et la taille des particules. La première partie est dédiée à l'origine des flux d'émission observés durant les expérimentations. A partir des résultats issus des quatre campagnes de mesure présentées au Chapitre III, l'impact de la turbulence sur le dépôt est dans un premier temps analysé. Ce travail permet d'aboutir à une paramétrisation de la vitesse de dépôt divisée par la vitesse de frottement du vent en fonction de l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov. Cette paramétrisation s'inspire de l'approche de Wesely (1985) reprise par Lamaud *et al.* (1994a), et permet d'évaluer la vitesse de dépôt pour différentes conditions de stabilité atmosphérique. L'étude regroupe et confronte ensuite les résultats obtenus suivant des tailles d'aérosols et des couverts différents. Enfin ces résultats expérimentaux paramétrés sont comparés aux modèles opérationnels de dépôt (Slinn 1982 et Zhang *et al.* 2001).

A la fin de ce document, les conclusions générales que cette étude a permis d'obtenir sont exposées. Des perspectives sont ensuite entrevues, tant au niveau des voies d'amélioration de la méthode qu'au niveau des programmes expérimentaux qu'il serait souhaitable de conduire dans l'optique d'un meilleur calage des modèles.

CHAPITRE I. REVUE DES CONNAISSANCES SUR LE DEPOT SEC DES AEROSOLS SUBMICRONIQUES

Dans l'atmosphère, les aérosols comptent parmi les principales voies de transfert des polluants. Les particules ayant une taille caractéristique inférieure à quelques microns composent la gamme majoritaire de l'aérosol atmosphérique et représente, par conséquent, la voie de transfert longue distance le plus probable (Hinds, 1999). Le comportement des aérosols dans un milieu complexe comme l'environnement rural, rend l'étude des phénomènes d'autant plus difficile, à cause de la multitude des paramètres non maîtrisables et très variables. Outre la dispersion atmosphérique proprement dite, un panache d'effluent renfermant des aérosols peut-être soumis à des processus tel que le dépôt humide, le dépôt sec et les transformations physico-chimiques. Les processus décrivant ces voies de transfert sont très différents, et nécessitent des approches expérimentales distinctes. La prédominance du dépôt sec par rapport au dépôt humide est complètement liée à la météorologie. Le travail exposé se focalise sur le dépôt sec, c'est-à-dire en l'absence de précipitations. Le dépôt sec est conditionné par la dynamique de la masse d'air et plus précisément par la turbulence. Il convient alors de caractériser d'une part, les processus météorologiques et d'autre part, les phénomènes physiques liés à la nature des particules.

Ce chapitre regroupe les concepts théoriques et expérimentaux de base servant pour ce travail de thèse. Des notions de turbulence se focalisant sur la structure de l'atmosphère sont d'abord abordées, suivies de généralités sur la physique des aérosols et sur les différents processus de dépôt. Les principaux modèles opérationnels existants sont ensuite décrits. Enfin, une revue des méthodes de mesures de la vitesse de dépôt des aérosols et de leurs résultats, a permis de sélectionner la méthode la plus adaptée à notre problématique.

I.1 Notions de turbulence atmosphérique

L'étude des flux de dépôt passe par une analyse de la turbulence atmosphérique dans les plus basses couches de l'atmosphère, c'est-à-dire dans la troposphère. Il est utile ici de rappeler des notions relatives à la turbulence, à la couche limite comme la stabilité atmosphérique, ainsi que de définir la couche de surface.

I.1.1 Définition de la turbulence

Les écoulements atmosphériques dans la troposphère sont le chevauchement de déplacement d'air ayant différentes échelles temporelles et spatiales. Les plus grands déplacements correspondant aux macro et méso-échelles sont :

- Les mouvements liés aux systèmes synoptiques décrivant la circulation générale de l'atmosphère. (Cycles de 3 à 6 jours sur plusieurs centaines de kilomètres) ;
- Les mouvements dus à la variation quasi-périodique de la couche limite atmosphérique (cycle journalier de l'ordre du kilomètre) ;
- Les mouvements liés aux perturbations induites par les inhomogénéités de la surface et aux circulations de méso-échelles, comme les phénomènes de brises (cycles de une à quelques heures s'étendant sur plusieurs centaines de mètres).
- Les processus à grandes échelles spatio-temporelles sont suffisamment « lents » pour être traités de façon déterministe. Les échelles plus petites, correspondant à des périodes inférieures à 30 minutes (ou micro-échelle), caractérisent les mouvements turbulents (Orlanski, 1975).

La turbulence est une notion permettant de comprendre les échanges verticaux d'énergie ou de constituants, plus communément appelés flux turbulents. Qu'ils s'agissent d'émission ou de dépôt, les processus d'échange biosphère-atmosphère sont essentiellement contraints par le transport turbulent. La turbulence peut être décrite comme un ensemble de tourbillons de différentes tailles. L'origine de la turbulence est multiple mais généralement liée à des forçages en surface comme le réchauffement radiatif du sol (turbulence thermique), les cisaillements de vent créés par le frottement de l'air sur la surface du sol, par le sillage d'obstacles ou par de forts gradients de vent (turbulence mécanique). Le vent est l'écoulement d'air généré par une différence de pression de l'atmosphère. Les mouvements turbulents sont irréguliers et aléatoires, c'est pourquoi ils sont généralement décrits de façon statistique et représenté sous la forme d'un spectre d'énergie (la notion de spectre d'énergie liée à la turbulence sera développée dans la partie II.3.1).

Suivant le postulat de Reynolds, une variable atmosphérique ou scalaire X , peut être décomposée en une valeur moyenne \overline{X} et une fluctuation turbulente X' :

$$X = \overline{X} + X'$$

Équation I.1

Les 3 composantes du vent (u , v , et w) et d'autres grandeurs scalaires telles que la température (T) ou la concentration d'aérosols (c) peuvent être décrites par l'Équation I.1. Les outils statistiques tels que la variance et la covariance permettent de quantifier la turbulence.

La variance sert à évaluer l'intensité de la turbulence :

$$\text{Var}(X') = \overline{X'^2} \quad \text{Équation I.2}$$

Le calcul de covariance de deux variables est,

$$\text{CoVar}(XY) = \overline{X'Y'} \quad \text{Équation I.3}$$

Dans la partie consacrée à la caractérisation des échanges dans la couche de surface, les flux turbulents seront calculés en déterminant leurs covariances.

I.1.2 Couche limite et stabilité atmosphériques

La Couche Limite Atmosphérique (CLA) est définie comme étant la partie de la troposphère directement influencée par la surface terrestre (Stull, 1988). Au sein de la CLA les échanges surface-atmosphère comprennent les flux de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité ainsi que les flux d'aérosols. Par exemple, sous l'action de la turbulence et des mouvements des masses d'air, les substances émises dans la CLA sont progressivement dispersées verticalement et horizontalement (Chen *et al.*, 2001). Le temps de réponse des échanges surface-atmosphère dans ce cas correspond à moins d'une heure. La CLA peut varier de quelques centaines de mètres à deux kilomètres de hauteur, en lien avec les cycles journaliers de réchauffement diurne et de refroidissement nocturne de la surface terrestre, et aussi en lien avec la nature de la surface au sol et de la topographie. La Figure I.1 schématise l'évolution de l'altitude des différentes couches d'air composant la CLA pendant 24 heures, on remarque notamment une couche stable nocturne ainsi que l'altitude de la couche de surface qui sera étudiée dans la partie I.1.3. Le développement de la couche limite atmosphérique dépend de la stabilité atmosphérique. La stabilité atmosphérique est un paramètre qui permet de définir l'état turbulent de l'atmosphère et donc sa capacité de mélange. Trois cas de stabilité sont distingués et définis ci-dessous : le cas instable, le cas neutre et le cas stable (Delmas *et al.*, 2005).

Les conditions instables (ou convectives) sont observées principalement de jour en l'absence de nuages (nébulosité faible) et par vent faible (moins de 2 m.s^{-1}). La surface terrestre est plus chaude que l'air la surplombant et le flux de chaleur associé est ascendant : la couche d'air proche du sol est entraînée par des mouvements convectifs (turbulence thermique). Le flux de chaleur devient la principale source d'instabilité et les polluants sont mélangés suivant la verticale, sur toute la hauteur de la couche limite.

Lorsque le vent augmente ainsi que la nébulosité, l'atmosphère est en condition neutre de stabilité. La turbulence mécanique générée par le cisaillement entre le sol et le vent augmente alors l'intensité des transferts. En s'opposant à la formation de courants de convection, la turbulence mécanique a également pour effet de favoriser le transport horizontal (advection) des polluants.

Les cas stables se produisent lorsque les effets thermiques, près du sol, conduisent à faire disparaître la turbulence. La turbulence résiduelle devient alors faible et les flux turbulents aussi. Par exemple lors d'un épisode nocturne, le sol est plus frais que l'air, le gradient de température s'inverse, ce qui limite le développement de la turbulence dynamique et les échanges verticaux. Les polluants émis à la surface ont alors tendance à rester près du sol (Affre, 1997)

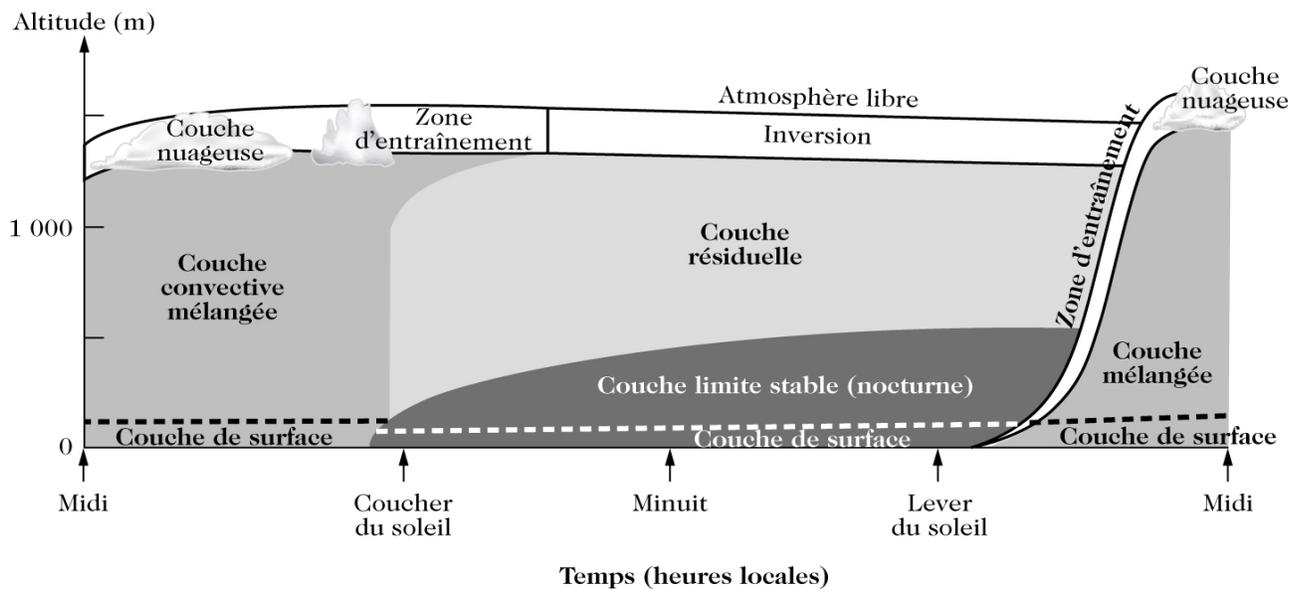


Figure I.1: Couches d'air composant la couche de mélange (Stull 1988 cité par Delmas *et al.*, 2005).

I.1.3 Couche de surface

La partie de la couche limite directement en contact avec le sol est appelée couche de surface et représente environ 10 % de la hauteur de la CLA mélangée (Panovsky et Dutton, 1984), comme on peut le voir sur la Figure I.1 . Dans la couche de surface, la turbulence ne dépend pas de chaque élément de rugosité mais d'une rugosité globale. De plus les flux turbulents varient de moins de 10 % (Kotroni, 1993) et sont considérés comme conservatifs (indépendants de la hauteur), on parle alors de couche à flux constant. Le profil vertical des composantes horizontales de vitesse du vent est un bon indicateur pour déterminer la profondeur de la couche de surface : le gradient de vitesse est positif alors qu'au-delà la vitesse varie peu. En condition neutre, le profil vertical du vent horizontal suit une loi logarithmique qui dépend de la rugosité de la surface :

$$u(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) \quad \text{Équation I.4}$$

Où $u(z)$ est la vitesse du vent horizontal à l'altitude z , κ la constante de Von Karman, U_* la vitesse de frottement du vent, d la hauteur de déplacement (sous-entendu de l'origine du profil de vitesse) et z_0 la longueur de rugosité. La vitesse du vent s'annule à l'altitude $z = z_0 + d$, dans les cas de couvert de faible hauteur, on prend généralement d égal à 0.

Dans la couche de surface, les grandeurs caractéristiques de la turbulence sont décrites par la théorie de similitude de Monin-Obukhov (1954). L'hypothèse générale de cette théorie est que la variabilité de structure de la couche de surface peut se traduire par une variation de l'échelle des phénomènes. Les phénomènes sont alors identiques s'ils peuvent être représentés sous forme adimensionnelle.

Les paramètres qui caractérisent la couche de surface sont l'altitude z , les flux au sol (conservatifs dans la couche de surface, Stull 1988), le paramètre de flottabilité $\frac{g}{T_0}$ rapport entre g l'accélération de la pesanteur (m.s^{-2}) et la température de référence T_0 (K) et la masse volumique de l'air (ρ_0). Pour adimensionner les grandeurs, on définit les échelles de vitesse, de température (ou de scalaire) et de longueur :

- L'échelle de vitesse, U_* ou vitesse de frottement du vent, qui est directement reliée au flux de quantité de mouvement à la surface par l'expression de la constante de cisaillement turbulent, avec $\tau_0 = -\rho_0 \overline{w'u'}$, et est donné par :

$$U_* = \left(\frac{\tau_0}{\rho_0} \right)^{\frac{1}{2}} \quad \text{Équation 1.5}$$

- L'échelle de température T_* , caractérisant la production de turbulence par flottabilité, qui est reliée au flux de chaleur sensible à la surface (H_0) :

$$T_* = -\frac{H_0}{\rho_0 \cdot C_p \cdot U_*} \quad \text{avec } H_0 = \rho_0 \cdot C_p \cdot \overline{w'T'} \quad \text{Équation 1.6}$$

Où C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante.

On définit également les deux échelles de longueur :

- z , la hauteur de mesure,
- L , appelée longueur de Monin-Obukhov donne une relation entre les processus dynamiques, thermiques et de flottabilité, et est proportionnelle à la hauteur de la couche de surface (Obukhov 1960 cité par Foken 1996). L s'exprime de la façon suivante :

$$L = \frac{U_*^2}{\kappa \left(\frac{g}{T_0} \right) T_*} \quad \text{Équation 1.7}$$

$\frac{g}{T_0}$ est le paramètre de flottabilité et κ est la constante de Von Karman.

D'autres échelles peuvent être définies lorsque d'autres scalaires (X) sont étudiés, comme dans notre cas l'aérosol :

$$X_* = -\frac{\overline{w'X'}}{U_*} \quad \text{Équation 1.8}$$

D'après Monin et Obukhov, les flux adimensionnés sont des fonctions du paramètre $\zeta = z/L$ (paramètre de stabilité souvent utilisé). Pour $\zeta < 0$ l'atmosphère est instable, lorsque $\zeta > 0$ l'atmosphère est stable. La neutralité est atteinte à $\zeta = 0$. Les flux adimensionnés de la vitesse horizontale du vent, de la température et de tout autre scalaire passif X (n'ayant pas de vitesse de chute propre) s'écrivent de façon générale :

$$\varphi_m(\zeta) = \frac{k.z}{U_*} \frac{\partial U}{\partial z}, \quad \varphi_T(\zeta) = \frac{k.z}{T_*} \frac{\partial T}{\partial z} \quad \text{et} \quad \varphi_X(\zeta) = \frac{k.z}{X_*} \frac{\partial X}{\partial z} \quad \text{Équation I.9}$$

Les fonctions φ sont appelées fonctions universelles de la couche de surface. Elles ont été établies et vérifiées empiriquement à partir d'un grand nombre de mesures réalisées sur des surfaces planes et homogènes ; une revue en est présentée par Dyer (1974) repris par Kaimal et Finnigan (1994).

Pour la suite de l'étude, il est nécessaire de définir les bornes de z/L permettant de distinguer les cas instables, neutre et stable, et cela en fonction de la rugosité du sol caractérisée par z_0 .

Les paramètres de rugosité z_0 et d caractérisant la surface, dépendent de la taille h des éléments rugueux et de leur arrangement géométrique. Pour la végétation, Shaw et Pereira (1982) ont montré que z_0/h et d/h dépendent de la répartition verticale des surfaces et de l'indice foliaire. Dans la suite de l'étude sera pris arbitrairement $z_0/h = 0,1$ et $d/h = 0,75$ (Raupach et al., 1994, Stanhill, 1969 pour des prairies et des couverts agricoles). z_0 dépend de la nature du substrat et permet d'établir plus précisément les bornes de $1/L$ définissant aussi le régime de stabilité atmosphérique (Golder, 1972). Le Tableau I.1 résume les différentes valeurs limites de $1/L$ pour les différentes longueurs de rugosité rencontrées dans la suite de ce mémoire de thèse.

	Mais	Herbe	Sol nu
	$z_0 = 12 \text{ cm}$	$z_0 = 2 \text{ cm}$	$z_0 = 0,1 \text{ cm}$
Instable	$1/L \leq -0,006$	$1/L \leq -0,012$	$1/L \leq -0,036$
Neutre	$-0,006 < 1/L < 0,004$	$-0,012 < 1/L < 0,013$	$-0,036 < 1/L < 0,037$
Stable	$0,004 \leq 1/L$	$0,013 \leq 1/L$	$0,037 \leq 1/L$

Tableau I.1 : Classe de stabilité en fonction de l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov sur différents couverts.

L'ensemble de ces notions, sur la couche limite de surface, sont essentielles pour l'explication et la compréhension du dépôt sec d'aérosols et par conséquent pour l'évaluation de la vitesse de dépôt sec.

I.2 Notions de physique des aérosols

Il est important d'introduire les grandeurs nécessaires à la compréhension des mécanismes de dépôts des aérosols submicroniques. Par exemple pour des particules allant de quelques nanomètres à plusieurs micromètres les phénomènes moteurs du dépôt sont fortement liés à la taille des aérosols.

I.2.1 Généralité sur l'aérosol

Les lois de la physique des aérosols sont souvent établies pour des particules supposées sphériques (Bricard 1977). Pour pouvoir généraliser à des particules non-sphériques, il est commode de définir un diamètre équivalent à une sphère. Dans cette étude, ce diamètre équivalent est déterminé à partir des propriétés dynamiques des aérosols. Plusieurs définitions existent :

- Le diamètre équivalent en volume (d_e en m) est le diamètre d'une sphère ayant la même masse que la particule et la masse volumique du matériau ;
- Le diamètre de stokes (d_s en m) correspond au diamètre d'une sphère ayant même vitesse de sédimentation et la même masse volumique que la particule considérée ;
- Le diamètre aérodynamique (d_{ae} en m) est le diamètre de la sphère ayant la même vitesse de sédimentation que la particule et une masse volumique égale à 1000 kg.m^{-3} ;

La Figure I.2 est une représentation de ces différents diamètres à partir d'une particule quelconque. χ_p désigne le facteur de forme permettant de se ramener à la vitesse de sédimentation de la particule.

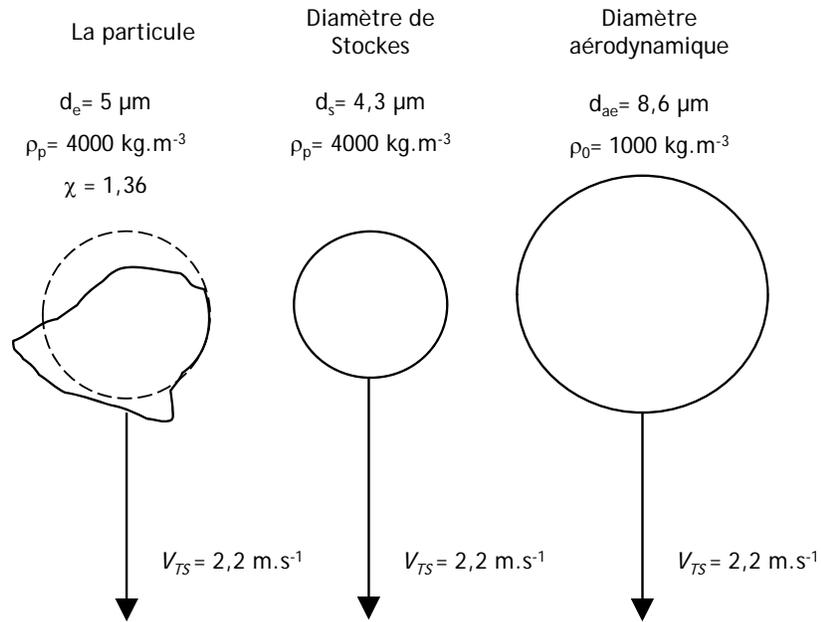


Figure I.2 : Différents diamètres équivalents pour une particule quelconque V_{TS} correspond à la vitesse terminale de chute (Hinds, 1999)

On peut relier les diamètre de Stokes au diamètre aérodynamique par la relation :

$$d_{ae} = d_s \sqrt{\frac{\rho_p}{\rho_0}} \quad \text{Équation I.10}$$

Dans l'atmosphère, les aérosols ne sont jamais parfaitement monodispersés. La condensation et la coagulation changent le diamètre des particules et impliquent une évolution de la distribution de la taille des particules. Cette évolution a lieu principalement lorsque la concentration en particules est élevée, notamment pour la coagulation, et lorsque les particules sont de petite taille (particule ultrafine de quelques dizaines de nanomètres). Les temps caractéristiques de la coagulation pour des particules nanométriques sont inférieurs à la seconde pour les concentrations rencontrées en milieu urbain (supérieures à $20000 \text{ particules.cm}^{-3}$). Le temps de vie des nanoparticules est donc très limité. Pour des particules d'une centaine de nanomètres, les processus de coagulation et de condensation sont beaucoup moins efficaces du fait de leurs différences de taille et de volume avec les molécules de gaz. Un phénomène d'accumulation des particules dans cette gamme de taille (plusieurs centaines de nanomètres) est observé, que ni les processus de condensation, ni ceux de coagulation, ni la sédimentation ne peuvent pas faire évoluer rapidement (Delmas *et al.* 2005).

Les diamètres favorisés définissent les modes de la population, c'est-à-dire les diamètres les plus fréquemment rencontrés, la Figure I.3 montre les trois modes des aérosols atmosphériques (K. T. Whitby, 1973). Le mode nucléation comporte des particules de diamètre inférieur à $0,04 \mu\text{m}$, il est

essentiellement composé de particules primaires de condensation et de noyaux provenant de la nucléation homogène. Les particules dont les diamètres sont compris entre 0,04 et 2,5 μm constituent le mode accumulation et proviennent, soit du grossissement de noyaux par condensation, soit de la coagulation de particules du mode nucléation. Enfin, le mode « grosses particules » est formé d'aérosols de dimensions supérieures à 2,5 μm produits par des processus mécaniques, comme la remise en suspension éolienne. La représentation de la distribution en tailles des particules atmosphériques par trois modes est arbitraire et représente la manière la plus simple d'effectuer cette représentation. Il est fréquent que plus de trois modes existent. On notera par exemple que des particules de sulfate formées par oxydation en phase gazeuse du dioxyde de soufre (SO_2) auront des tailles différentes de celles formées par oxydation en phase aqueuse (Hering et Friedlander, 1982), ce qui mène alors à quatre modes. Si la plupart des modèles de dynamique des aérosols fondés sur une représentation modale ne traitent que trois modes, certains peuvent traiter quatre modes (par exemple, Sartelet *et al.*, 2006)

La connaissance de la granulométrie d'une population de particules (la distribution en diamètre) est une information importante pour caractériser le comportement des aérosols. La majorité des propriétés des aérosols dépend de la taille des particules. De plus, l'information sur la taille des particules permet d'émettre des hypothèses sur leur origine et leur nature. La description d'une distribution granulométrique nécessite de disposer du nombre total de particules sur chacun des intervalles de diamètres. Sur une gamme de taille d'aérosols allant de quelques nanomètres à quelques micromètres il apparaît plusieurs modes. Ils correspondent aux particules ultrafines, aux particules d'accumulation et aux particules de plusieurs microns, appelées simplement grosses particules.

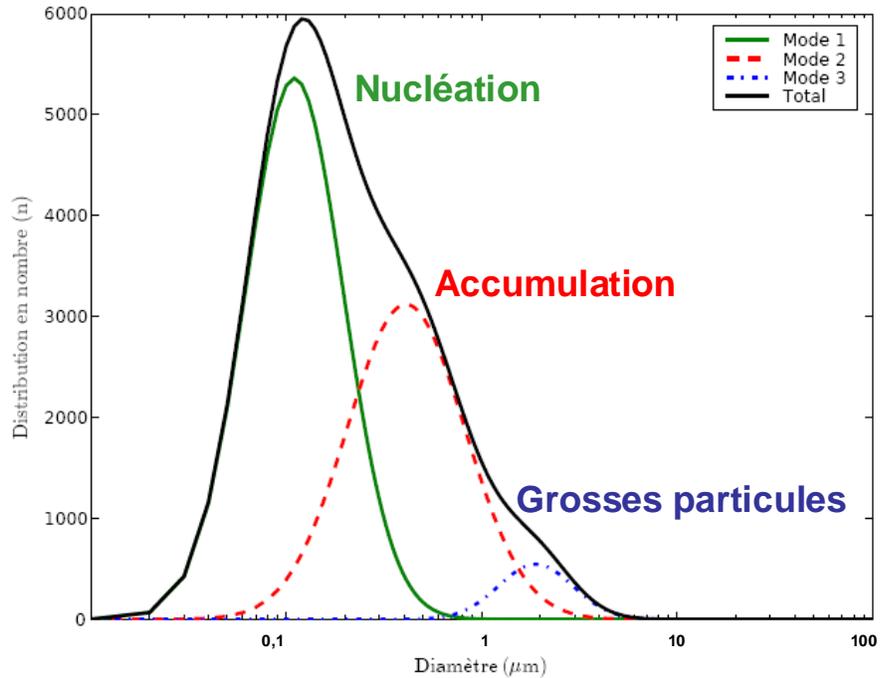


Figure I.3: Trois modes de l'aérosol atmosphérique (Putaud *et al.* ;2003).

Une population de particules peut être décrite par sa distribution en nombre, mais également en surface, en volume ou en masse. A titre d'exemple le spectre granulométrique moyen et quelques mesures chimiques réalisées lors des campagnes de mesures sont renseignés respectivement dans les Annexe A et Annexe B.

1.2.2 Notion de physique du dépôt

Pour distinguer les régimes de comportement des aérosols, il est nécessaire d'introduire un nombre adimensionnel : le nombre de Knudsen (K_n), qui est défini par le rapport du libre parcours moyen des molécules du gaz porteur λ_g (la distance moyenne parcourue entre deux collisions) et du rayon des particules r_p :

$$K_n = \frac{\lambda_g}{r_p} \quad \text{Équation I.11}$$

Trois domaines se distinguent :

$K_n \ll 1$ ($\lambda_g \ll r_p$) : domaine continu ;

$K_n \sim 1$ ($\lambda_g \sim r_p$) : domaine de transition ;

$K_n \gg 1$ ($\lambda_g \gg r_p$) : domaine moléculaire.

En effet lorsque le nombre de Knudsen est très inférieur à 1, le système gaz-particules constitue un milieu continu décrit de façon macroscopique par les variables d'état classiques (vitesse, densité, pression...). Lorsque le nombre de Knudsen se rapproche de l'unité, des discontinuités apparaissent. Elles sont à l'origine du phénomène de glissement (correspondant à la diminution des forces de frottement agissant sur la particule). Enfin, à mesure que le nombre de Knudsen devient grand devant 1, les collisions entre les molécules du gaz porteur se font plus rares que les collisions gaz-particules. Le milieu gazeux ne peut alors plus être considéré comme continu (Renoux et Boulaud, 1998).

Selon leurs tailles et leurs masses volumiques, les particules vont être soumises à différents mécanismes de dépôt (Petroff *et al.*, 2008 et Sportisse, 2007) :

La diffusion brownienne :

Les particules très fines (typiquement des particules de taille inférieure au dixième de micromètre) sont mises en mouvement par les molécules du gaz porteur soumises à l'agitation thermique. A plus grande échelle, le phénomène est décrit par une loi de diffusion. Ainsi les particules diffusent vers la surface de l'obstacle. Le facteur limitant cette forme de dépôt est le transfert à travers la couche limite entourant l'obstacle.

L'interception :

Ce processus intervient lorsque les particules sont de faible inertie mécanique, elles suivent parfaitement les lignes de courant de l'écoulement moyen, passent à proximité d'un obstacle et sont retenues. L'importance de l'interception est liée au rapport de la taille des particules et de la taille de l'obstacle.

L'impaction :

Un aérosol, transporté par un écoulement qui se dirige sur un obstacle, peut lorsque son inertie est trop grande, ne pas suivre les changements de direction de l'écoulement à proximité de l'obstacle et ainsi l'impacter. L'influence de l'inertie de la particule se fait sentir lorsque la taille des aérosols est proche du micromètre.

La sédimentation :

Une particule en chute libre est soumise à la gravité et à la force de traînée. Lorsque l'équilibre

de ces forces est atteint, la vitesse limite de la particule est nommée vitesse terminale de chute ou vitesse de sédimentation (V_{TS} en m.s^{-1})

Les particules proches d'une surface se déposent alors sous l'action conjuguée des mécanismes physiques évoqués précédemment (diffusion brownienne, impaction, interception et sédimentation). Ce sont ces processus physiques qui sont modélisés en premier lieu, étant donnés leur prépondérance sur le dépôt.

I.3 Modélisation simplifiée du dépôt des aérosols sur couverts naturels

Il existe de nombreux modèles de dépôt sec sur les couverts végétaux dans la littérature. L'objectif ici n'est pas de les présenter tous, dans la mesure où ils s'appuient sur les mêmes phénomènes physiques. La présentation proposée se concentre sur les écarts entre les modèles les plus utilisés. Des revues descriptives exhaustives existent (par exemple Van Aalst, 1986 ; Ruijgrok *et al.*, 1995 ; Gallagher *et al.*, 1997). Les différents modèles décrivent les mêmes mécanismes (la diffusion brownienne, interception, impaction, etc.), mais utilisent des notions de vitesse macroscopique différentes. Certains ne s'attachent qu'à décrire la gamme dite grossière des aérosols (supérieure à $1 \mu\text{m}$, Aylor, 1982), d'autres s'appliquent à prédire le dépôt de toutes les tailles d'aérosols (Davidson et Friedlander 1978 ; Slinn, 1982, Wiman et Agren, 1985 ; Zhang *et al.*, 2001). La plupart d'entre eux sont conçus pour être appliqués à un type de couvert particulier. Les deux exceptions sont les modèles analytiques de Slinn (1982) et Zhang *al.* (2001), sensés s'appliquer à tous les couverts.

I.3.1 Description des modèles opérationnels

L'une des applications des lois de dépôt est leurs utilisations dans les modèles de chimie-transport des polluants, en particulier pour des objectifs opérationnels de surveillance ou de prévision de la qualité de l'air. Dans ces modèles à grandes échelles, le dépôt sec intervient comme une condition d'évaluation du flux au sol. La vitesse de dépôt (V_d) est souvent donnée par une formulation dite « résistive ». Sa dérivation requiert de ne pas tenir compte de l'influence de la gravité dans le transport comme dans le dépôt des particules puis de rajouter à posteriori la vitesse de sédimentation (V_{TS}) à la vitesse de dépôt calculée. La vitesse de dépôt est exprimée en termes de « résistances », l'une aérodynamique notée R_a (s.m^{-1}) et l'autre, nommée résistance de surface (notée R_s en s.m^{-1}), liée à la surface :

$$Vd(z_R) = V_{TS} + \frac{1}{R_a(z_R) + R_s} \quad \text{Équation I.12}$$

La résistance aérodynamique, intégrant l'influence du transport turbulent entre l'altitude z_R et le sommet du couvert est :

$$R_a(z_R) = \int_{z_0}^{z_R} \frac{1}{D_T(v)} dv \quad \text{Équation I.13}$$

D_T est le coefficient de diffusivité turbulente qui relie le flux vertical d'aérosols au gradient de concentration moyenne.

- La vitesse de sédimentation est calculée par :

$$V_{TS} = \frac{d_p^2 \rho_p g C_U}{18\mu} \quad \text{Équation I.14}$$

g est l'accélération de la pesanteur, ρ_p est la masse volumique de la particule, d_p est le diamètre des particules, μ est la viscosité dynamique du gaz et C_U est le coefficient correctif de la loi de traînée de Stokes pour les particules. La formation empirique de ce terme correctif est ici :

$$C_U = 1 + \frac{2\lambda}{d_p} (1,257 + 0,400e^{-1,1\frac{d_p}{2\lambda}}) \quad \text{Équation I.15}$$

Où λ désigne le libre parcours moyen des molécules de gaz.

Les paramétrisations de la résistance de surface pour les modèles de Slinn (1982) et Zhang *et al.* (2001) sont les suivantes :

Dans le cas du modèle de Slinn (1982), la résistance de surface s'exprime en fonction de la vitesse moyenne au sommet du couvert, $u(h)$ et la vitesse de frottement U_* :

$$R_s = \frac{u(h)}{U_*^2} \left[\frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon + \sqrt{\varepsilon} \tanh(\alpha \sqrt{\varepsilon})} \right] \quad \text{Équation I.16}$$

Dans cette expression, α est un coefficient empirique d'atténuation de la vitesse moyenne au sein du couvert. ε est un coefficient de captation moyenne des particules par le couvert, il est fonction du coefficient de rebond R des efficacités de dépôt par diffusion brownienne, par interception et par impaction inertielle, respectivement notées E_{Bro} , E_{Int} et E_{Imp}

$$\varepsilon = R(E_{Bro} + E_{Int} + E_{Imp}) \quad \text{Équation I.17}$$

Le modèle de Zhang *et al.*(2001) propose des valeurs tabulées des principaux paramètres intervenant dans les efficacités de dépôt en fonction du type de couvert et de la saison, de plus l'approche suit celle de Slinn mais l'expression de la résistance de surface R_s a été simplifiée :

$$R_s = \frac{1}{\varepsilon_0 U_* R(E_{Bro} + E_{Int} + E_{Imp})} \quad \text{Équation I.18}$$

Avec ε_0 est un coefficient empirique égale à 3 pour des mesures au dessus d'une prairie.

Les paramétrisations des vitesses macroscopiques de dépôt selon chaque processus de captation des aérosols sont maintenant décrites. Pour la plupart, les expressions de vitesse de dépôt dérivent de la théorie de la filtration (par exemple Pich, 1966).

- Calcul de l'efficacité de la diffusion brownienne :

Les particules très fines sont mises en mouvement par les molécules de gaz soumises à l'agitation thermique. A plus grand échelle, le phénomène est décrit par une loi de diffusion. Le coefficient de diffusivité brownienne D_B d'un aérosol de diamètre d_p s'exprime comme :

$$D_B = \frac{C_U k_b T}{3\pi\mu d_p} \quad \text{Équation I.19}$$

Où k_b est la constante de Boltzmann ($k_b = 1,38 \cdot 10^{-23}$ U.S.I), T est la température du gaz, μ est la viscosité dynamique du gaz, et C_U est le coefficient correctif de la loi de traînée de Stokes pour les particules.

En convection forcée, les particules diffusent vers la surface de l'obstacle, supposée être un puits parfait. Pour décrire ce phénomène il faut à la fois tenir compte de l'aptitude des particules à diffuser à travers le milieu visqueux et tenir compte de l'inertie de l'écoulement. Les modèles de Slinn et Zhang relient l'efficacité de la diffusion brownienne au nombre de Schmidt (Sc) qui expriment l'aptitude des particules à diffuser à travers un milieu visqueux. Il est calculé à partir de la viscosité cinématique ν_α du fluide et du coefficient de diffusivité brownienne :

$$Sc = \frac{v_a}{D_B} \quad \text{Équation I.20}$$

L'efficacité de la diffusion brownienne dans le cas du modèle de Slinn est :

$$E_{Bro} = \left(\frac{c_v}{c_d}\right) Sc^{\frac{2}{3}} \quad \text{Équation I.21}$$

Avec c_d le coefficient de trainée effectif et c_v le coefficient de trainée visqueuse, le rapport est évalué comme étant égal à 1/3 à partir des mesures de dépôt sur herbes (Chamberlain, 1967).

Dans le cas du modèle de Zhang, l'efficacité de la diffusion brownienne est toujours liée au nombre de Schmidt :

$$E_{Bro} = Sc^{\frac{2}{3}} \quad \text{Équation I.22}$$

- Calcul de l'efficacité d'interception

Slinn suppose que ce mécanisme agit à la fois à l'échelle des éléments foliaires et à l'échelle des rugosités présentes à la surface des éléments foliaires. L'efficacité d'interception est formulée à partir de la dimension caractéristique moyenne L des éléments foliaires, de la dimension caractéristique A des rugosités à la surface des éléments foliaires, et de la fraction du dépôt f qui concerne les rugosités, soit :

$$E_{Int} = \frac{c_v}{c_d} \left[f \frac{d_p}{d_p + A} + (1-f) \frac{d_p}{d_p + L} \right] \quad \text{Équation I.23}$$

Les valeurs des paramètres sont ajustées sur les mesures sur herbes de Chamberlain (1967), soient $f = 0,01$ et $A = 10 \mu\text{m}$.

Par la suite le modèle de Zhang, propose une expression de l'efficacité d'interception qui dépend de la seule dimension caractéristique des éléments foliaires.

$$E_{Int} = \frac{1}{2} \left(\frac{d_p}{A} \right)^2 \quad \text{Équation I.24}$$

Avec $A = 200 \mu\text{m}$

- Calcul de l'efficacité d'impaction inertielle :

L'influence de l'inertie de la particule se fait sentir lorsque la taille des aérosols est supérieure à quelques microns. Le temps caractéristique de réponse d'une particule à une sollicitation extérieure est appelé le temps de relaxation noté τ_p . Son expression est :

$$\tau_p = \frac{\rho_p C_u}{18\mu} d_p^2 \quad \text{Équation I.25}$$

avec ρ_p qui représente la masse volumique de l'aérosol, μ la viscosité dynamique du gaz μ_i et C_u le coefficient correctif de la loi de traînée de Stokes détaillé plus haut.

L'efficacité d'impaction est liée au nombre de Stokes par une relation qui dépend entre autres de la forme de l'obstacle (Fuchs, 1964). Ce nombre sans dimension quantifie l'importance relative de l'inertie de la particule et de la convection par l'écoulement moyen, il s'exprime en fonction du temps de relaxation, tel que :

$$St = \frac{\tau_p U}{L} \quad \text{Équation I.26}$$

Avec U la vitesse de l'écoulement et L est la dimension caractéristique de l'obstacle.

L'expression de l'efficacité de l'impaction prise par Slinn est basée sur un nombre de Stokes bâti sur la vitesse de friction du vent, en remplaçant U par U_* dans Équation I.26. L'expression de l'efficacité est la suivante :

$$E_{imp} = \frac{St_*^2}{1 + St_*^2} \quad \text{Équation I.27}$$

Dans le modèle de Zhang, l'efficacité de l'impaction a la même forme que celle proposée par Wiman et Agren (1985) :

$$E_{imp} = \left(\frac{St}{\alpha + St} \right)^\beta \quad \text{Équation I.28}$$

Avec $\alpha = 0,8$ et $\beta = 2$; ces valeurs sont ajustées à partir des mesures de Belot et Gauthier (1975), réalisées sur rameaux de pin avec des particules microniques.

Le coefficient R caractérisant le rebond s'applique à l'ensemble des efficacités (cf. Équation I.17 et Équation I.18) est calculé à partir de la même formulation empirique dans les deux modèles :

$$R = e^{-b\sqrt{St_s}} \quad \text{Équation I.29}$$

Où b est une constante ajustée à 2 pour que le modèle reproduise les résultats expérimentaux de Chamberlain (1966) dans le modèle de Slinn (1982), tandis $b = 1$ dans cas du modèle de Zhang *et al.* (2001).

I.3.2 Positionnement des modèles opérationnels vis-à-vis des modèles numériques

Petroff (2005) a réalisé une comparaison de cinq modèles de dépôt sur un champ d'avoine, dont les résultats sont présentés sur la Figure I.4. Il en résulte l'observation d'un écart entre les différentes prévisions de vitesses dépôt allant jusqu'à deux ordres de grandeur, par exemple entre le modèle de Wiman (1978) et le modèle de Slinn (1982). Ces écarts peuvent se justifier par les différentes approches utilisées dans chaque modèles, certains utilisent une résolution numérique de l'équation différentielle régissant le bilan d'aérosol au sein du couvert (Davidson et Friedlander, 1978 ; Wiman et Agren, 1985, Aylor 1982) tandis d'autres se servent de modèles analytiques (Slinn, 1982 ; Zhang *et al.*, 2001). Cette seconde approche décrit, par exemple, la captation des aérosols par le couvert végétal à l'aide de la vitesse de friction de l'écoulement. Toutefois, des écarts apparaissent aussi entre les modèles qui utilisent une résolution numérique. Par exemple le modèle de Wiman et Agren (1985) produit des résultats très supérieurs aux autres. Ce dernier étant initialement prévu pour une configuration de forêt de conifères, cet écart pourrait être dû à des choix non explicités des auteurs. De plus, le diamètre correspondant au minimum de la vitesse de dépôt est différent selon les modèles. Ainsi les modèles de Slinn (1982), de Davidson et Friedlander (1978) et de Wiman et Agren (1985) prédisent un minimum situé dans la gamme d'accumulation (de 0,1 à 1 μm), tandis que le modèle de Zhang *et al.* (2001) l'estime supérieure à 1 μm .

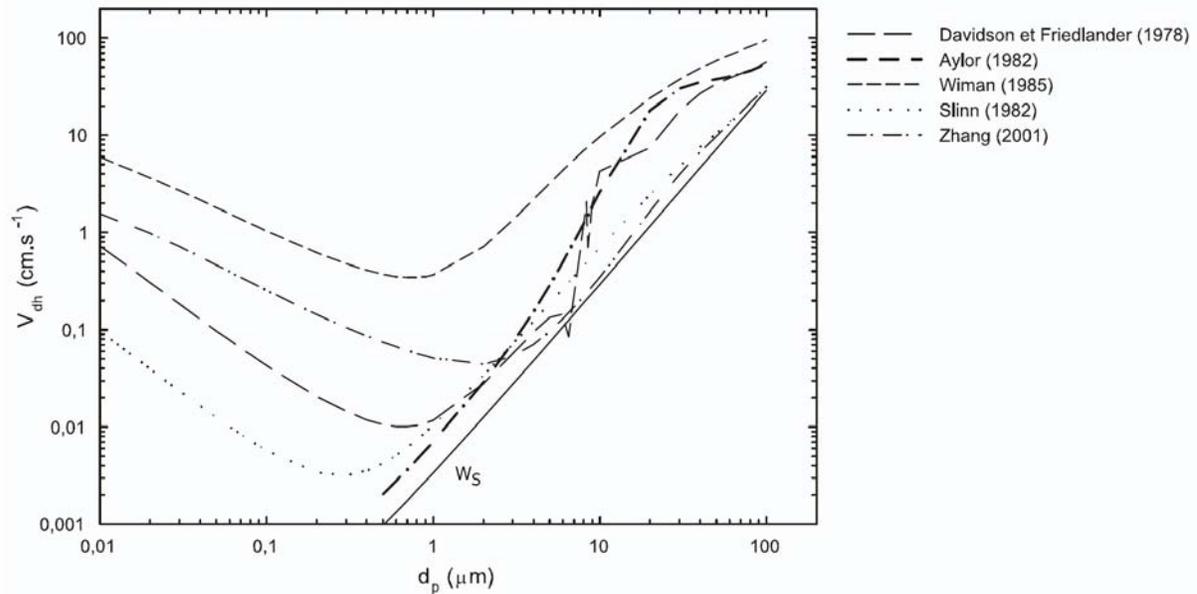


Figure 1.4: Comparaison des résultats de cinq modèles sur un champ d'avoine (Petroff 2005)

La Figure 1.5 présente les valeurs des vitesses de dépôt obtenues avec les modèles de Slinn (1982) et Zhang *et al.* (2001). On observe clairement les écarts entre ces deux modèles, notamment au niveau de la modélisation de chaque phénomène influençant le dépôt (diffusion Brownienne, interception, impaction et sédimentation), sachant que le modèle final est la résultante des modélisations propres à chaque phénomène. Plus particulièrement Les résultats de modélisation de l'impaction proposés par Zhang *et al.* sont beaucoup plus faibles que ceux de Slinn. Nous reviendrons sur ces deux modèles dans la partie IV.4.

De plus, les écarts entre les modèles utilisant la même résolution (numérique ou analytique) varient selon la granulométrie de l'aérosol. Pour les noyaux d'Aitken, dont la taille est inférieure à 0,1 μm environ, l'influence de la diffusion brownienne est prédominante. Les formulations proposées dans les modèles entraînent des écarts très importants, d'un ordre de grandeur entre les modèles analytiques de Slinn (1982) et de Zhang *et al.* (2001), et d'un ordre de grandeur entre le modèle de Wiman et Agren (1985) et celui de Davidson et Friedlander (1978).

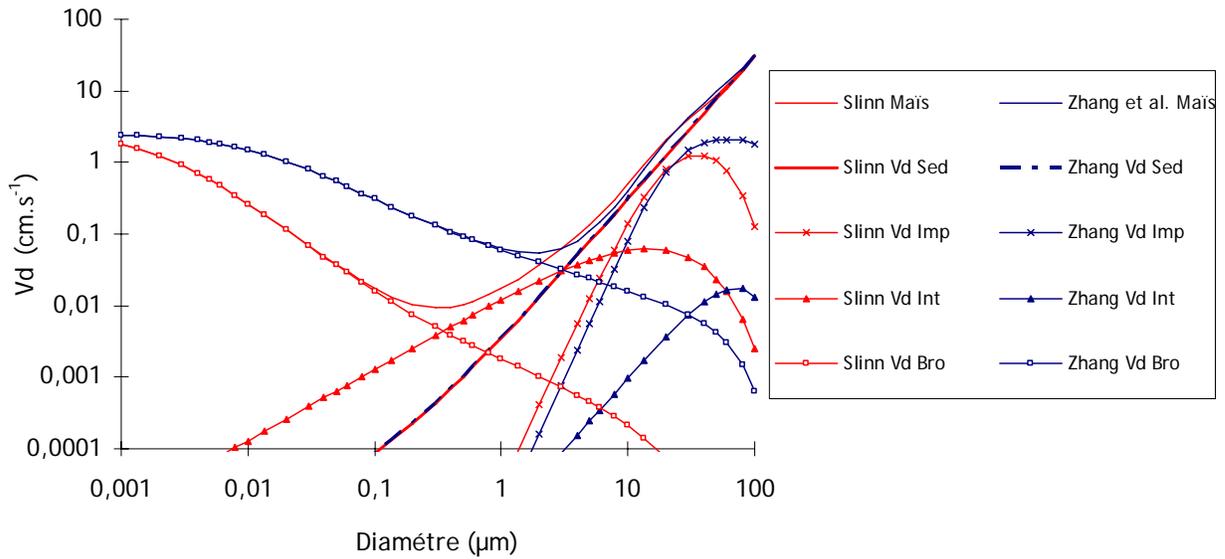


Figure 1.5: Modèle Slinn (1982) et Zhang *et al.*(2001), représentation de la vitesse dépôt sec des aérosols en fonction du diamètre. Les différentes vitesses de dépôt sont identifiées par les trois premières lettres de chaque phénomène dont elles sont issues : Int pour interception, Bro pour diffusion Brownienne, Imp pour Impaction et Sed pour sédimentation

Dans la zone d'accumulation (entre 0,04 et 1 μm), le dépôt est mal connu, ce qui se traduit par des écarts fortement marqués entre tous les modèles, s'échelonnant sur un peu moins de quatre ordres de grandeurs.

Dans la gamme des grosses particules (supérieur à 1 μm), les écarts sont moins importants au sein de chaque classe de modèle. L'écart entre les modèles analytiques et numériques varie d'un facteur cinq à dix.

Il y a une très grande variété des expressions de la captation des aérosols par la végétation dans les modèles. Cela concerne l'ensemble des processus modélisés. En effet, les modèles font appel aux mêmes nombres adimensionnels mais en proposant des expressions très différentes. Ces expressions ne sont que très rarement validées par des résultats expérimentaux. Fournir des mesures expérimentales pour alimenter les modèles numériques de dépôt est un des axes principaux de la thèse, en particulier, en caractérisant l'effet des paramètres micrométéorologiques. Il y a plusieurs méthodes de mesures de vitesse de dépôt, il s'agit de les décrire et de les comparer afin d'identifier la plus adaptée aux objectifs de la thèse.

I.4 Méthodes de mesures des vitesses de dépôt des aérosols

Il existe plusieurs méthodes pour mesurer la vitesse de dépôt. Elles ont été souvent utilisées pour des études dédiées à la qualité de l'air, ou l'évaluation des retombées radiologiques post-accidentelles. Cependant, le manque de données permettant de caractériser l'aérosol ou les conditions micrométéorologiques prévalant lors du dépôt rendent difficile leur comparaison à d'autres campagnes de mesures et aux résultats des modèles. Le but n'est pas ici de dresser la revue complète et exhaustive des campagnes de mesures, mais bien d'identifier les principales méthodes de mesures. Des revues plus complètes existent dans la littérature : McMahon et Denison (1979), Sehmel (1980), Nicholson (1988), Gallagher (1997), Graland (2001), Sportisse (2007) et Petroff *et al.* (2008).

On distingue entre les différentes mesures de flux de dépôt ; les méthodes directes et les méthodes indirectes. Parmi les méthodes de mesures directes, certaines se basent sur l'accumulation d'aérosols atmosphériques, et elles seront abordées, suivies des mesures obtenues à l'aide de traceur. Parmi les méthodes indirectes, une attention particulière sera portée aux méthodes micrométéorologiques, qui estiment le flux turbulent vertical de particules au-dessus du couvert végétal.

I.4.1 Méthodes directes

La mesure du dépôt se fait par accumulation sur une période suffisamment longue (de l'ordre de quelques jours). Il est aussi possible d'introduire dans le milieu un aérosol traceur dont les caractéristiques sont connues.

- Mesures par accumulation :

Pour les mesures par accumulation, l'aérosol déposé est une espèce chimique ou radioactive présente dans l'atmosphère et les surfaces captantes sont artificielles ou naturelles.

Les collecteurs couramment utilisés sont les disques de Pétri, les lames de microscopes et les plaques de Téflon. Ils ne permettent pas l'accès à la dynamique du dépôt car ils nécessitent un long temps d'exposition. La question de la représentativité des mesures par rapport au dépôt réel se pose. En effet, les surfaces naturelles sont d'une part orientées différemment, et d'autre part leur forme et leur rugosité ne correspondent pas forcément à celles des collecteurs artificiels (Davidson *et al.*, 1985). Le recours aux surfaces naturelles semble plus approprié. Dans ce cas, les surfaces sont lavées, et les solutions issues du

lavage sont dosées. Cette méthode pose d'autres problèmes car les surfaces végétales ne sont pas passives vis-à-vis des espèces chimiques (Lindberg et Lovett, 1982). Little et Wiffen (1977) ont estimé le dépôt de plomb sur l'herbe jouxtant une autoroute. La gamme granulométrique observée est large, avec une majorité de particules de taille inférieure à 0,3 μm mais aussi une présence significative de particules microniques. La vitesse de dépôt mesurée dans ce cas là est assez élevée 0,3 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, les auteurs l'expliquent par la turbulence engendrée par la proximité du trafic routier.

Des mesures post-accidentelles, ont été faites en se basant sur l'étude des retombées du panache émis lors de l'accident de Tchernobyl (1986). Les résultats de dépôts cumulés obtenus ont été confrontés aux mesures de concentrations dans l'air lors du passage du panache, pour obtenir la vitesse de dépôt. Dans le panache, les radionucléides sont préférentiellement liés à des aérosols submicroniques (Ogorodnikov *et al.*, 1994). A longue distance, des mesures granulométriques ont été réalisées et confirment que les radionucléides émis se sont adsorbés sur l'aérosol atmosphérique (Par exemple Devell *et al.*, 1986 ; Jost *et al.*, 1986). En l'absence de pluie, Cambray *et al.* (1987) ont mesuré sur des prairies des vitesses de dépôt de 0,04 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le Cs-137, de 0,05 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le Cs-134 et de 0,04 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le Te-132.

Il est aussi possible de mesurer des aérosols radioactifs naturels, qui serviront de marqueur de l'aérosol atmosphérique. Les isotopes 210 et 214 du plomb sont préférentiellement associés à la gamme submicronique (Knuth *et al.*, 1983 ; Gaustein et Turekian, 1983). Fowler *et al.* (2002) évoquent des inventaires de Pb-210 sur herbes en ville réalisés à Birmingham et Rothamsted (Angleterre). Ils estiment que, sur la prairie, la vitesse de dépôt est de l'ordre de 0,2 à 0,4 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Toutefois il n'est pas précisé si ces mesures intègrent le dépôt humide. L'ensemble des données de vitesses de dépôt par accumulation est rapporté dans le Tableau I.2.

Surface	$d_p(\mu\text{m})$ ou Radioélément	$V_d (\text{cm}\cdot\text{s}^{-1})$	Référence
Herbes	0,3	0,3	Little et Wiffen (1977))
Herbes	Cs-137	0,04	Cambray et al (1987)
	Cs-134	0,05	
	Te-132	0,04	
Pâturage	Pb-210	0,3-0,45	Fowler <i>et al.</i> (2002)

Tableau I.2 : Mesures de dépôt par accumulation sur couvert prairial.

Concernant les mesures de dépôt de radionucléides consécutif à l'accident de Tchernobyl, les résultats sont cohérents. Les radionucléides sont liés à la même gamme submicronique de l'aérosol atmosphérique (Jost *et al.*, 1986). Les mesures de dépôt sec sur herbes sont assez similaires pour le césium (134 ou 137), le ruthénium (103 ou 106) ou le technétium (132). Lorsque les mesures concernent des radionucléides naturels, comme les isotopes du plomb, censés être préférentiellement liés à la même gamme submicronique (Graustein et Turekian, 1983), les valeurs sont sensiblement plus élevées que celles obtenues avec des radionucléides anthropiques sur pâturage (Fowler *et al.*, 2002).

Ces méthodes de mesures de dépôt cumulé semblent donner des résultats cohérents sur des couverts peu rugueux tels les prairies et les pâturages, de l'ordre de quelques centièmes de $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour la gamme d'accumulation. Toutefois, de telles méthodes ne peuvent pas fournir d'information sur les mécanismes qui régissent le dépôt des aérosols. En effet, elles intègrent naturellement les variations des conditions météorologiques (comme celles du vent ou de la stabilité atmosphérique) sur toute la durée de l'expérience. Ainsi elles ne permettent pas, par exemple, d'identifier quels épisodes météorologiques correspondent aux dépôts les plus forts. D'autres méthodes, utilisant des traceurs chimiques ou radioactifs permettent de résoudre ce problème, car elles peuvent avoir lieu sur les mêmes échelles de temps que celles des phénomènes micrométéorologiques.

- Mesures par traçage :

Un marqueur chimique ou radioactif, permet la mesure du dépôt de l'aérosol auquel il est associé. Ces méthodes de mesure ont une limite de détection beaucoup plus basse que celles par accumulation. La quantité d'aérosols introduits dans le milieu est alors beaucoup plus faible, et permet d'éviter les effets parasites liés à la formation de plusieurs couches de particules à la surface des végétaux, pouvant facilement être remises en suspension (Rosinski et Nagamoto, 1965). En général la granulométrie de l'aérosol pour de telles méthodes est uni-modale et connue avant les expériences.

Les premières mesures de ce type ont été effectuées sur site dans les années cinquante sur une prairie (Chamberlain, 1953). Ensuite, Gregory *et al.* (1961) ont libéré un panache de spores (*Lycopodium clavatum* ou *Ganoderma applanatum*) à un mètre du sol et ont suivi le dépôt sur de l'herbe artificielle et des plaques de verre collantes. Leurs résultats indiquent une diminution de la vitesse de dépôt lorsque la distance au point de rejet augmente. Chamberlain (1967) mesura le dépôt de spores de *Lycopodium* marqué par iode-131 sur une prairie. Il ne constata pas de dépendance de la vitesse de dépôt avec la distance au point de rejet. Une étude plus récente réalisée récemment par Maro *et al.* (2006), détermine la vitesse de dépôt sec des aérosols en utilisant des aérosols de fluorescéine monodispersés ($0,2\ \mu\text{m}$ et $7,8\ \mu\text{m}$) comme traceur et de l'herbe naturelle ou synthétique comme substrat. Les vitesses moyennes de dépôt sec mesurées pour les aérosols de diamètre $0,2\ \mu\text{m}$ et $7,8\ \mu\text{m}$ sont respectivement de $0,27\ \text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ et $2,1\ \text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, pour les conditions micrométéorologiques correspondant aux campagnes expérimentales. Le

Tableau I.3 rassemble les mesures de vitesse de dépôt sur un couvert prairial réalisées *in situ*.

Surface	z_0 (cm)	d_p (μm)	U_* ou u (m.s-1)	Vd (cm.s-1)	Référence
			$u = 9,2$	21	
Herbes	-	16	$u = 3,2$	1,1	Chamberlain (1953)
			$u = 1,1$	0,5	
Herbes	1,6-7,5	23,6	$U_* = 0,1-1$	0,8-8	Chamberlain (1967)
Herbes	12	0,2	$U_* = 0,26$	0,27 (0,1-0,69)	Maro <i>et al.</i> (2006)
	1,8	7,8	$U_* = 0,27$	2,1 (1,1-2,9)	

Tableau I.3 : Mesures de dépôt par traçage sur couvert prairial sur site.

Parallèlement, des études plus systématiques ont été menées en soufflerie sur des couverts d'herbes naturelles ou artificielles (Chamberlain, 1967). Ces mesures concernent des spores de *Lycopodium* dont le diamètre de Stokes est mesuré égal à 23,6 μm et d'autres aérosols dont la taille varie entre 0,1 et 20 μm . Ce sont ces mesures qui ont servi à la validation du modèle de Slinn (1982). D'autres études ont été aussi menées sur d'autres couverts : Clough (1975) sur des mousses, et Chamberlain et Chadwick (1972) sur des jeunes pousses de céréales ou des têtes de céréales matures. Les principales mesures effectuées à l'aide de traceurs sur des couverts végétaux sont reportées dans le Tableau I.4.

Surface $h(m)$	z_0 (cm)	$d_p(\mu m)$	U_* (m.s-1)	Vd (cm.s-1)	Référence
		23,6	0,37	$3,4 \pm 0,3$	
Mousse sèche	0,37	23,6	0,87	$7,3 \pm 2$	Clough (1975)
		3	0,37	$0,75 \pm 0,2$	
		5		0,8	
Herbes naturelles (0,06)	0,63	1	0,37	0,034	Chamberlain (1967)
		~ 0,08		0,04	
		0,03		0,142	
Herbes (0,08)	1		0,37		Little et Wiffen (1977)
		0,2		0,025	
		23,6	0,30-1,5	6-30	
Herbes artificielles		5		0,35	
	1				Chamberlain (1967)
(0,075)		1	0,7	0,012	
		~ 0,08		0,034	
Céréales (0,13)	1,2	23,6	0,20-1,3	~1,2-7,8	Chamberlain et Chadwick (1972)

Tableau I.4 : Mesures de dépôt par traçage sur couvert prairial en soufflerie.

Les limitations imposées par les expériences en soufflerie, principalement sur la hauteur du couvert et sur l'impossibilité de reproduire certaines conditions atmosphériques (comme l'ensemble des conditions de stabilité atmosphérique), et les limitations dues à la difficulté de faire des mesures par traçage sur plusieurs jours dans l'environnement, ont conduit à développer d'autres méthodes de mesures *in situ*, dites méthodes indirectes.

I.4.2 Méthodes indirectes

Parmi les méthodes indirectes, nous nous intéresserons plus particulièrement aux méthodes micrométéorologiques, et principalement à celles qui consistent à estimer le flux turbulent de concentration au-dessus du couvert. Le flux de dépôt est alors divisé par la concentration au point de mesure pour accéder à la vitesse de dépôt sec des aérosols.

$$Vd = -\frac{F}{C} \quad \text{Équation I.30}$$

De façon arbitraire un flux allant de l'atmosphère vers le sol est considéré comme négatif.

- Méthode du gradient :

La méthode repose sur l'hypothèse que le flux turbulent F peut être relié au gradient de concentration moyenne. Le flux turbulent associé s'exprime par :

$$F = -D_T \frac{dC}{dz} \quad \text{Équation I.31}$$

Où D_T est la diffusivité turbulente. Il est supposé qu'elle est reliée à la viscosité turbulente de l'écoulement.

La relation entre ces deux grandeurs est bien décrite loin des rugosités de la surface, dans la couche inertielle, c'est-à-dire qu'il faut une altitude de cent fois la longueur de rugosité (z_0) (Businger, 1986). Si l'aérosol à mesurer a une taille inférieure à quelques microns, les différences de concentration attendues et qui devront être mesurées sont de l'ordre de quelques pourcents (Garland et Cox, 1982). Cela impose une précision importante des capteurs.

Les premières mesures de ce type ont été réalisées sur prairie (Everett *et al.*, 1979) donnant une vitesse moyenne de dépôt de sulfure sur l'herbe de $1,4 \text{ cm.s}^{-1}$ en mesurant la concentration avec deux échantillonneurs automatiques d'aérosols à des hauteurs de 11,5 et 34,5 m. Cette forte valeur est expliquée par les auteurs par des conditions très instationnaires (Everett *et al.*, 1979) et par une erreur systématique à la mesure. En effet, seuls deux capteurs ont été utilisés et sans intercomparaison de leur réponse (Wesely *et al.*, 1988). En utilisant des sondes de Knollenberg à différentes hauteurs, Sievering (1982a) a mesuré sur céréales pour des aérosols submicroniques (de $0,15$ à $0,3 \mu\text{m}$) des vitesses de dépôt comprises entre $1 \cdot 10^{-3}$ et $1,2 \text{ cm.s}^{-1}$ avec une moyenne de $0,38 \pm 0,29 \text{ cm.s}^{-1}$, en conditions instables. Des flux positifs correspondant à des vitesses d'émission sont souvent observés. Dans une note ultérieure, Sievering (1982b) reprend ces conclusions en invoquant l'existence possible d'un flux de particules émis par végétation. Garland et Cox (1982) estiment des vitesses de dépôt sur prairie de l'ordre de $0,06 \text{ cm.s}^{-1}$. Ces mesures réalisées avec un compteur à noyaux de condensation sont assorties d'incertitudes importantes. Sur le même type de couvert et en mesurant le dépôt de sulfate sur panicules, Nicholson et Davies (1987) mesurent une vitesse moyenne du même ordre ($0,07 \text{ cm.s}^{-1}$) mais assortie d'un écart type de

0,2 cm.s⁻¹, tenant compte à la fois des épisodes stables et instables. Les principales mesures effectuées à l'aide de la méthode du gradient sur des couverts végétaux sont reportées dans le Tableau I.5.

Surface $h(m)$	z_0 (cm)	d_p (μm)	U_* (m.s ⁻¹)	Vd (cm.s ⁻¹)	Référence
Herbes hautes	-	S part	-	1,4	Everett <i>et al.</i> (1979)
Herbes (0,1-0,2)	1,5	0,05-0,2	0,25	0,06 ± 0,03	Garland et Cox (1982)
Pâturage	< 1,5	0,05-0,2	< 0,4	0,07 ± 0,2	Nicholson et Davies (1987)
Herbes	1,1	3-30	0,57	0,6-9	Gallagher <i>et al.</i> (1988)
Céréales	1-20	0,15-0,3	< 0,3	0,38 ± 0,29	Sievering (1982a)
Céréales (1)	-	0,8	~ 0,5	1 (nuit) 2 (jour)	Sievering (1986)
		0,06-0,15		0,16	
Céréales (0,05)	<1	0,15-0,4	-	0,2	Pilegraad <i>et al.</i> (1997)
		0,4-0,9		0,28	

Tableau I.5 : Mesures de dépôt obtenues par la méthode du gradient.

- Méthode des corrélations turbulentes :

En situation stationnaire et si l'homogénéité horizontale est supposée, le flux vertical de particules peut être déterminé par la covariance entre les fluctuations de la vitesse verticale du vent et les fluctuations de la concentration de particules : Il s'agit de la méthode de corrélation turbulente. Cette méthode est utilisée depuis une vingtaine d'années. Elle requiert un échantillonnage rapide de l'aérosol, c'est-à-dire supérieur à 1 Hz (Businger, 1986). Différents détecteurs sont utilisés, associés à des procédés électriques (Wesely *et al.*, 1977 ; Lamaud *et al.*, 1994a ; Held *et al.*, 2007 ; Schmidt et Klemm 2008), optiques (Sievering, 1983 ; Neumann et Den Hartog, 1985 ; Gallagher *et al.*, 1997 ; Held et Klemm, 2006). Des

détecteurs photométriques (Hicks *et al.* 1982) ont été utilisés pour la mesure de soufre présent dans l'atmosphère. Les détecteurs charges les aérosols prélevés et mesure leurs charges lorsqu'ils sont en contact avec une grille ou un plateau relié à un électromètre, le nombre de particules est généralement obtenu en connaissant une loi de charge. Les compteur de noyaux à condensation (CNC) condensent un fluide autour des aérosols échantillonnés leur permettant d'être dénombré par un compteur optique (à faisceau laser par exemple). Les procédés optiques sont a priori capables de distinguer différentes classes granulométriques de particules. Il arrive cependant couramment que les signaux liés aux classes les plus grosses soient rejetés à cause d'une incertitude trop grande (Gallagher *et al.*, 1997). Or, de tels instruments sont calibrés sur des particules sphériques d'indice de réfraction connu, les erreurs induites lors de la mesure peuvent parfois être importantes (jusqu'à trois fois la taille d'un canal de mesure) et nécessite une correction (Stier et Quinten, 1998, pour du sulfate d'ammonium).

De nombreuses campagnes de mesures ont été menées sur prairies ou surfaces agricoles. Les résultats sont présentés dans le Tableau I.6. Les mesures par corrélation turbulente concernent surtout les aérosols submicroniques, pour lesquels les valeurs de vitesses de dépôt sec mesurées sont plus élevées (jusqu'à un ordre de grandeur) que celles obtenus par les autres méthodes de mesures. Dans le Tableau I.6, S part et S total indiquent des mesures fait par mesure des particules de sulfure par convention la taille associées à de telles particules est celle du mode d'accumulation soit 0,2 μm . Les diamètres mesurés s'étendent parfois jusqu'à des différences d'un ordre de grandeur, ne permettant pas d'identifier les différents phénomènes moteur du dépôt liés à la taille (diffusion Brownienne, impaction, interception). Enfin il convient de souligner que la majorité des expériences ont été faites en utilisant des compteurs optiques.

Surface $h(m)$	Type de mesure	z_0 (cm)	d_p (μm)	U_* ($cm.s^{-1}$)	Vd ($cm.s^{-1}$)	Référence
Herbes (~0,3)	Electrique	3	0,05-0,1	~ 14 ~ 9	~ 1 ~ 0,2	Wesely <i>et al.</i> (1977)
Herbes (~0,3)	Photométrique	-	S part	-	0,03-0,72	Hicks <i>et al.</i> (1983)
Herbes	Electrique	-	0,01 à 0,2	-	0,18	Wesely <i>et al.</i> (1983)
Agricole	Optique	-	0,09-2,5	-	~ 0,05	Sievering (1983)
Agricole	Optique	-	0,1-0,5 S total	-	< 0,05 0,21-0,33	Neumann et Den Hartog (1985)
Herbes épaisses (0,4)	Electrique	2,4-3,6	S part	25	0,20 \pm 0,15	Wesely <i>et al.</i> (1985)
Pâturage		2,5		26	0,17 \pm 0,03	
Seigle- Froment (1)	Optique	4	0,2	49	0,37 \pm 0,04	Sievering (1987)
				59	1,19 \pm 0,18	
Landes (0,06)	Optique	1	0,1-3	-	0,03-1	Nemitz <i>et al.</i> (2002)
Herbes basses (0,14)	Optique	2,2	0,1-0,2	18	0,087	Gallagher <i>et al.</i> (2002)
Herbes hautes (0,7)	Optique	6,3	0,1-0,2	24	0,113	Sutton <i>et al.</i> (2001)

Tableau I.6 : Mesures de dépôt obtenues par corrélations turbulentes.

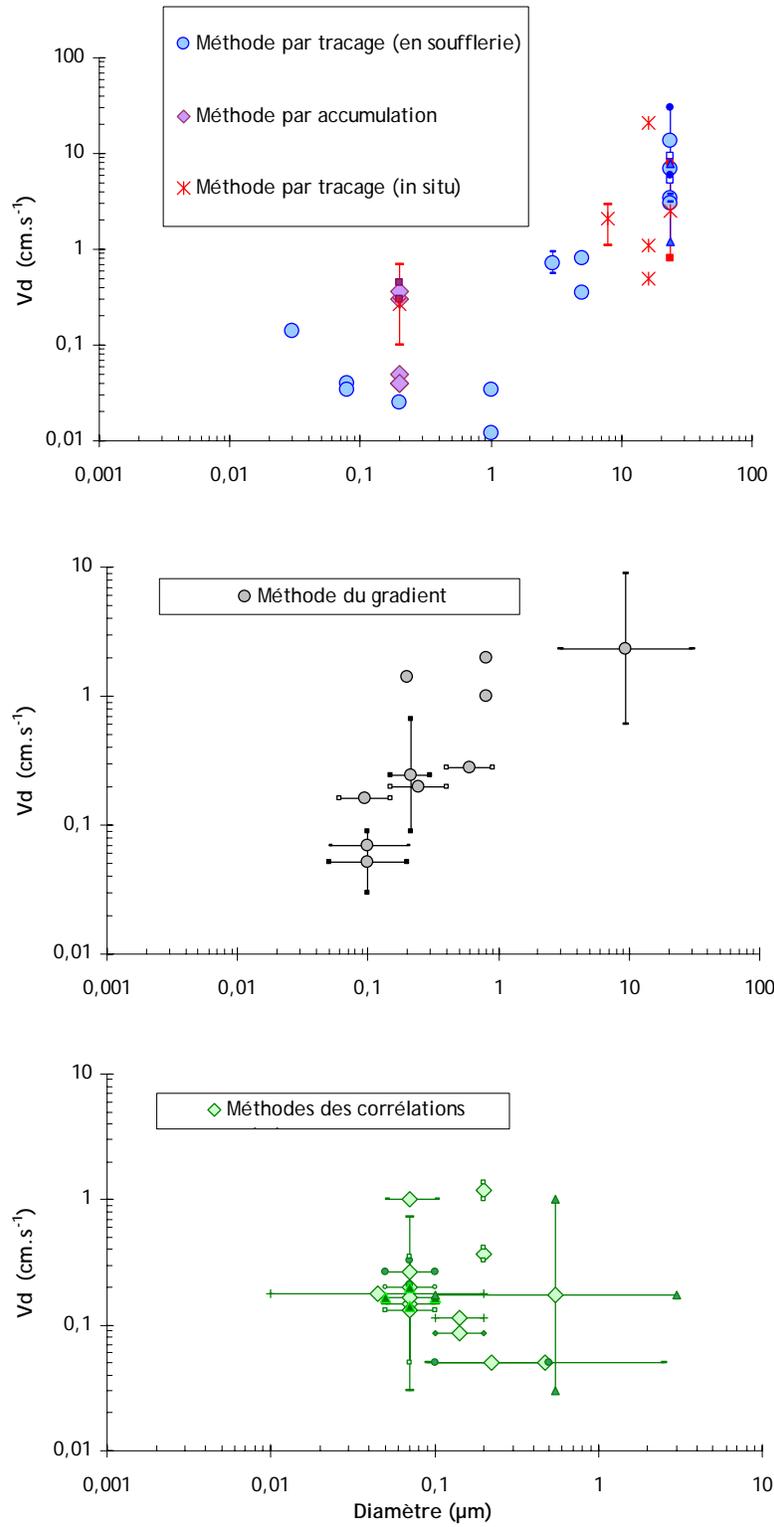


Figure I.6 : Vitesse de dépôt en fonction de la taille des particules regroupant les différents types de mesure

Cette méthode conduit parfois à mesurer des flux ascendants, associés à des vitesses de dépôt négatives. La question est de relier ces flux aux phénomènes physiques qui en sont à l'origine. La formation de particules au sein du couvert est une hypothèse souvent émise (Held et Klemm, 2006 au dessus d'un couvert forestier). Hicks *et al.* (1989) ont mesuré, sur une forêt de chênes, le dépôt de soufre particulaire et de fines particules de taille inférieure à $0,2 \mu\text{m}$. Le flux apparent est associé aux aérosols de soufre dans la gamme de taille autour de $0,5 \mu\text{m}$. Des résultats similaires ont été observés lors des campagnes expérimentales réalisées durant la thèse.

La Figure I.6 représente les vitesses de dépôt en fonction du diamètre des particules. Chaque graphe regroupe les données pour des méthodes définies.

Le premier regroupe les valeurs de dépôt issu des méthodes directes, on remarque que les résultats par traçage en soufflerie couvrent la plus grande gamme de diamètres mais présentent une forte dispersion. Le minimum des vitesses de dépôt est mesuré pour des particules mesurant $1 \mu\text{m}$. Les mesures par accumulation ont été regroupé suivant le diamètre moyen de l'aérosol atmosphérique ($0,2 \mu\text{m}$) et ont jusqu'à un ordre de grandeur de dispersions. Enfin les mesures par traçage *in situ* recoupent les données en soufflerie pour les tailles supérieures à $10 \mu\text{m}$ et présente la même dispersion (plus d'un ordre de grandeur), mais sont d'un ordre de grandeur supérieures à $0,2 \mu\text{m}$.

Les résultats obtenus par la méthode du gradient (deuxième graphe Figure I.6) sont dispersés d'un facteur 5 à 10 et présentent une évolution croissante en fonction de la tailles des particules. Deux ordres de grandeur entre des aérosols de diamètre de $0,1 \mu\text{m}$ et ceux de diamètre de $20 \mu\text{m}$.

Enfin le troisième graphe de la Figure I.6 rassemble les valeurs des vitesses de dépôt mesurées par corrélation turbulente. L'ensemble des diamètres de particules mesurées est compris entre $0,01$ et $3 \mu\text{m}$, mais la majorité des mesures ont été faites pour des aérosols de diamètres proches de $0,1 \mu\text{m}$. La dispersion est très forte et on ne distingue pas vraiment d'évolution, jusqu'à deux ordres de grandeurs entre les vitesses de dépôt sont mesurées pour un même diamètre.

D'une manière générale et sur l'ensemble des méthodes les données sont très dispersées et quasiment inexistantes pour les particules de moins de $0,1 \mu\text{m}$ de diamètre.

Dans cette partie, un grand nombre de mesures de dépôt sec obtenues avec différents moyens expérimentaux ont été passés en revue, les avantages et les limites de chaque méthode sont résumées dans le Tableau I.7.

Méthode	Avantages	Limites
Mesures par accumulation	<p>Aérosols déjà présents dans le milieu</p> <p>Simple à mettre en œuvre</p> <p>Echelle de temps de mesures longues (plusieurs semaines)</p>	<p>Transparente aux phénomènes micrométéorologiques</p> <p>Peu précises vis-à-vis de la nature de l'aérosol mesuré</p>
Mesures par traçage	<p>Connaissance très précise de l'aérosol mesuré</p> <p>Evite les parasites dus à la formation de plusieurs couches sur le couvert</p>	<p>Prélèvement des aérosols émis impliquant des surfaces étudiées petites</p> <p>Echelle de temps de mesures très courtes (quelques heures)</p> <p>Difficile à mettre en œuvre <i>in situ</i> et pour des petites tailles d'aérosols</p>
Méthode du gradient	<p>Flux intégré à l'échelle de la parcelle</p> <p>Mesures d'émission/dépôt</p>	<p>Nécessite plusieurs capteurs mesurant la concentration précisément</p> <p>Mesures à des hauteurs importantes</p> <p>Hypothèses fortes, nécessitant une homogénéité du terrain et une stationnarité de la concentration d'aérosols</p> <p>Basses fréquences non prises en compte</p>
Méthode des corrélations turbulentes	<p>Mesure directe du flux</p> <p>Mesures aéroportées possibles</p> <p>Relie la vitesse de dépôt aux paramètres micrométéorologiques</p>	<p>Nécessite des appareils de mesure rapide (> 1 Hz)</p> <p>Traitement du signal élaboré à mettre en œuvre</p> <p>Hypothèses fortes, nécessitant une homogénéité du terrain et une stationnarité de la concentration d'aérosols</p>

Tableau I.7 : Avantages et limites des différentes méthodes de mesures de vitesse de dépôt sec.

Un des objectifs majeurs de la thèse est de caractériser l'effet des paramètres micrométéorologiques sur

la vitesse de dépôt. Dans ce cadre les méthodes d'accumulations ne peuvent pas convenir, puisqu'elles sont complètement transparentes aux phénomènes météorologiques de courtes durées. Les méthodes de traçage permettent une connaissance particulièrement précise de l'aérosol dont la vitesse de dépôt va être mesurée, mais cela entraîne une multiplication des expériences au fur et à mesure que le diamètre de l'aérosol étudié est changé (quand cela est techniquement possible). En d'autres termes, les mesures par traçage restent des mesures concernant une granulométrie précise, et couvrant difficilement les plus petites tailles d'aérosols ($< 0,1 \mu\text{m}$). De plus, les méthodes par traçage impliquent un prélèvement des aérosols émis sur le substrat, ce qui n'est pas toujours réalisable pour tous les substrats et qui limite la surface étudiée sur laquelle le flux se dépose. Enfin, la méthode du gradient est limitée par la précision des capteurs de concentration. En environnement rural, les concentrations d'aérosols peuvent être inférieures à quelques milliers de particules par cm^{-3} dans la gamme de taille étudiée et peuvent être encore plus faible après un lessivage de l'atmosphère par la pluie. Dans ce contexte, la méthode de mesures par corrélations turbulentes est la plus adaptée pour faire des mesures sur plusieurs jours au dessus d'un champ ou d'une prairie. Le travail a consisté à mettre en œuvre des solutions pour pallier à l'inconvénient de cette méthode de mesure : l'utilisation d'appareils de mesure permettant des mesures à haute fréquence ($> 1\text{Hz}$), la sélection d'un terrain plat présentant un substrat homogène et situé dans une zone où la concentration d'aérosols reste stationnaire la plupart du temps.

I.5 Conclusion

Cette partie a permis d'introduire les notions de base en physique de l'atmosphère et de l'aérosol qui permettent de décrire les phénomènes et de dégager les paramètres sensibles. La compréhension du fonctionnement de la couche limite atmosphérique et surtout de la couche de surface (couche à flux constant) est essentielle pour comprendre les échanges atmosphériques près du sol.

Les notions sur le diamètre de particules et les phénomènes régissant le dépôt des particules submicroniques (diffusion brownienne, interception, impaction, sédimentation) ont été introduites étant donné leur influence sur le phénomène de dépôt sec. Ces notions permettent aussi une meilleure compréhension des principaux modèles existants.

La revue des modèles met en évidence des écarts entre les différentes vitesses de dépôt calculées allant jusqu'à plusieurs ordres de grandeur. Ces écarts sont dus à la diversité des expressions de la captation des aérosols par la végétation. De plus ces expressions sont rarement validées par des résultats expérimentaux, ou plus généralement pour des conditions expérimentales différentes.

La revue des résultats expérimentaux montre des conditions de mesures variées, tant au niveau de la nature de la surface, que de l'aérosol considéré ou des conditions aérodynamiques de l'écoulement. Il en

résulte une forte dispersion des vitesses de dépôt mesurées, y compris pour une même méthode de mesure. Un des objectifs de la thèse est de réaliser des mesures de la vitesse de dépôt in situ en fonction des conditions de stabilité atmosphérique, de la nature des aérosols (gamme de tailles précises) et du type de substrat.

Enfin en examinant de manière précise chaque méthode de mesure de la vitesse de dépôt sec, il a été possible d'identifier la méthode des corrélations turbulentes comme étant la plus adaptée à la problématique de l'étude. Cette méthode est décrite dans le chapitre II.

CHAPITRE II. METHODE EXPERIMENTALE DE MESURE DE LA VITESSE DE DEPOT SEC PAR CORRELATION TURBULENTE

Ce chapitre est consacré à la méthode de mesure que nous avons utilisée pour accéder aux vitesses de dépôt sec des aérosols. Il est composé de trois parties ; la première traite des bases de la méthode ainsi que des appareils de mesures. La seconde partie s'attache au traitement des données, leurs analyses spectrales et les corrections qui ont été appliquées. Enfin le chapitre se termine sur la validation de la méthode grâce à une confrontation des résultats avec ceux obtenus avec un autre appareil mesurant la concentration d'aérosols puis avec une autre méthode par traçage par fluorescéine.

II.1 Calcul du flux et de la vitesse de dépôt par corrélation turbulente

La méthode des corrélations turbulentes (parfois aussi appelée méthode des covariances) est une technique micrométéorologique employée depuis une trentaine d'années pour la mesure des flux dans la couche de surface (Dyer, 1974). Initialement utilisée pour déterminer les transferts de chaleur et de quantité de mouvement, son domaine d'application s'est étendu ensuite à la mesure des flux de gaz (Lenschow, 1980) et de particules (Hicks, 1982 ; Wesely, 1983).

La méthode consiste à calculer les covariances entre les fluctuations de la vitesse verticale du vent (w') et les fluctuations d'une grandeur turbulente quelconque X' . Par exemple X' correspond à U' pour le flux vertical de quantité de mouvement, à T' pour le flux de chaleur sensible H et C' pour le flux vertical d'un traceur quelconque.

Si w et X sont des valeurs instantanées de la vitesse verticale du vent et du paramètre turbulent considéré, \overline{w} et \overline{X} les valeurs moyennes de ces variables sur un intervalle de temps t , les fluctuations turbulentes w' et X' sont données par la décomposition de Reynolds :

$$w = w' + \overline{w} \text{ et } X = X' + \overline{X} \quad \text{Équation II.1}$$

De plus le flux vertical F est donné par :

$$F = \overline{wX} = \overline{w} \cdot \overline{X} + \overline{w'X'} \quad \text{Équation II.2}$$

Avec la condition que $\overline{w'} = 0$, on a :

$$F = \overline{w'X'} = \frac{1}{t} \int_0^t w'X' dt$$

Équation II.3

Pour donner une illustration des échelles de turbulence, les données chronologique de la concentration d'aérosol et de la vitesse verticale du vent sont présentées Figure II.1. Ces signaux ont été obtenue lors de la campagne Landes 1 à 5 m au dessus d'un champ de maïs (Cf. Chapitre III.1). Les concentrations sont mesurées par l'étage 3 de l'ELPI (particules comprises entre 29 nm à 57 nm).

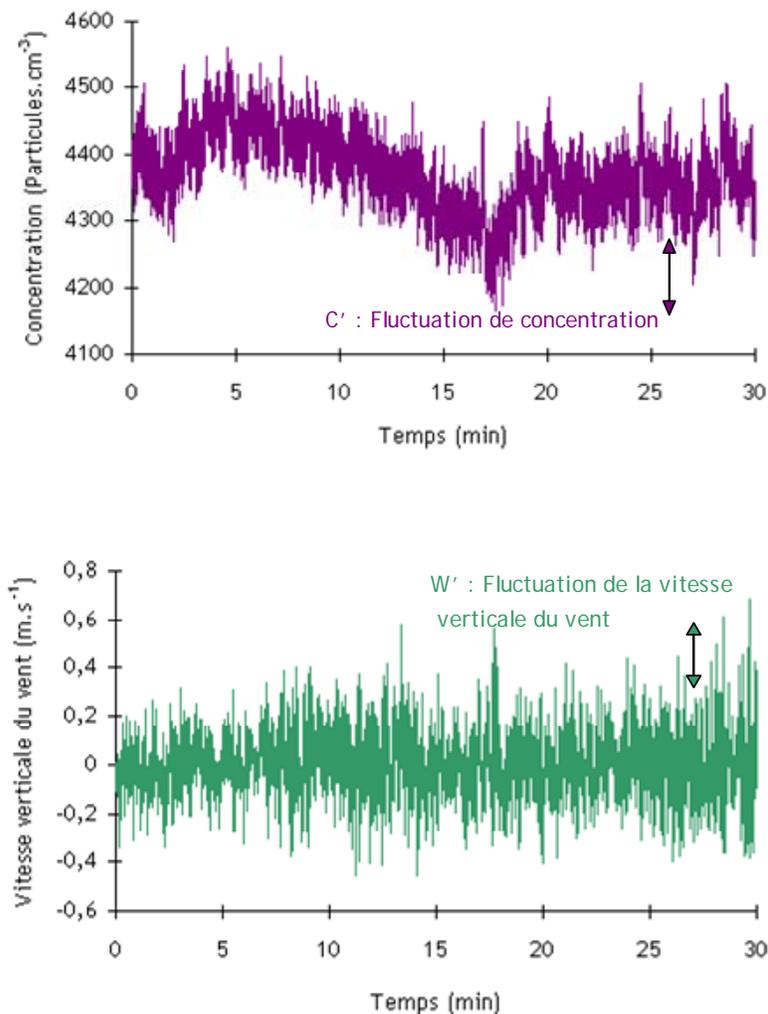


Figure II.1: Exemple de série de données brutes de concentration et de vitesse verticale du vent (16/06/2007-11h45)

Toutefois pour que la covariance mesurée $\overline{w'X'}$ ait un sens, plusieurs conditions doivent être remplies :

Il faut que les fonctions traitées soient stationnaires, c'est-à-dire qu'elles ne présentent pas de dérivées lentes et non linéaires sur la période d'échantillonnage (Foken 1996).

$$\frac{\partial X}{\partial t} = 0 \quad \text{Équation II.4}$$

Le temps de réponse des capteurs doit être suffisamment rapide pour que l'on puisse accéder à toutes les échelles de turbulence contribuant au transport. En pratique et pour des mesures à quelques mètres au dessus du sol, la fréquence d'acquisition doit être comprise entre 1 et 10 Hz (Held *et al.* 2006).

Les mesures doivent être faites sur une zone homogène horizontalement, c'est-à-dire qu'il n'y ait pas une répartition hétérogène des flux sur la zone étudiée.

$$\frac{\partial X}{\partial x} = 0 \text{ et } \frac{\partial X}{\partial y} = 0 \quad \text{Équation II.5}$$

Le phénomène physique qui génère le flux doit être le transport turbulent et non la vitesse verticale du vent. En effet, ces perturbations basses fréquences sont la combinaison d'inhomogénéités des concentrations et de l'irrégularité du relief et ne traduisent pas un flux vertical d'aérosols :

$$\frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Équation II.6}$$

- les variations de la densité de l'air doivent être négligeables :

$$\frac{\rho'}{\rho} \ll 1 \quad \text{Équation II.7}$$

- les flux verticaux dans la couche limite de surface ne doivent pas varier de plus de 20 % en fonction de la hauteur, *i.e.* que la couche à flux constant est établie.

Ces hypothèses sont prises en compte dans le traitement des données : soit par des tests de qualités permettant d'écarter les données ne répondant pas à de telles conditions, soit par des corrections permettant par exemple de s'affranchir d'éventuelles composantes basses fréquences parasites. Le traitement des données sera développé dans la partie II.3.

II.2 Appareils utilisés pour la détermination du flux de particule : granulomètre DEKATI ELPI et l'anémomètre Young 81000

Cette partie détaille le fonctionnement des appareils utilisés. Dans ce cadre, un soin particulier a été apporté à la mesure du temps de réponse de l'ELPI, ainsi qu'à la détermination des limites de détections des appareils.

II.2.1 Principe de fonctionnement du granulomètre DEKATI ELPI et de l'anémomètre Young 81000

Pour mesurer la concentration d'aérosols atmosphériques, nous avons utilisé une cascade d'impacteurs à basse pression, Electrical low pressure impacter (ELPI, Dekati inc.), tandis qu'un anémomètre ultrasonique (Young, Model 81000) a été employé pour mesurer les trois composantes du vent et la température. Le prélèvement des aérosols atmosphériques se fait au niveau de la tête l'anémomètre et le schéma de principe du couplage des deux appareils est présenté Figure II.2. Il sera utilisé durant toutes les campagnes d'observations décrites dans le Chapitre III.

Le granulomètre ELPI permet de mesurer la concentration particulaire pour 12 classes de taille. Le résultat obtenu est la distribution granulométrique de l'aérosol atmosphérique en fonction du diamètre aérodynamique (voir Chapitre I.2.1 pour la définition du diamètre aérodynamique). Le spectre couvert s'étend de 7 nm à 10 μm (en configuration « electrical filter stage »). Toutefois dans le cas d'un fonctionnement à 10 Hz, les aérosols atmosphériques sont difficilement mesurables au dessus de 2 μm , car peu nombreux.

Dans un premier temps les aérosols sont chargés par effet couronne réalisé par un chargeur (+5kV) suivi d'un piège à ions servant à exclure du flux les ions positifs en excès. Le diamètre aérodynamique des particules est obtenu par classification inertielle au moyen d'une rampe d'impacteurs montés en cascade et fonctionnant à basse pression (voir Figure II.2 pour plus de détails). La concentration est calculée à partir de la mesure de la charge électrique portée par les particules déposées sur chaque plateau d'impaction. L'efficacité de la loi de charge est fournie par le constructeur et est définie en fonction du diamètre des particules (Moisio, 1999). Signalons que la loi de charges dépend du débit d'aspiration de l'appareil, ce dernier est étalonné par le fabricant pour chaque appareil.

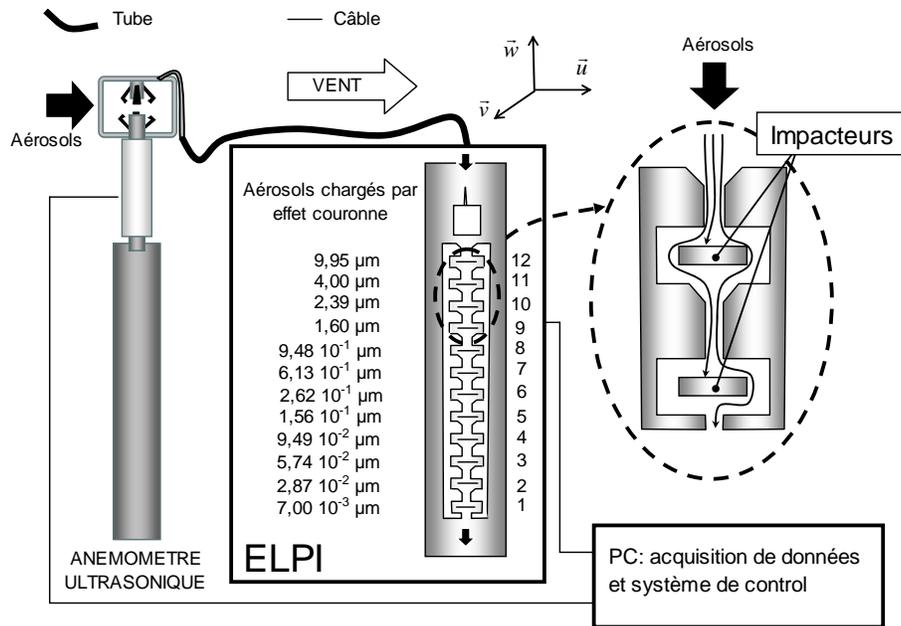


Figure II.2: Schéma du système de mesure par corrélation turbulente et principe de fonctionnement de l'ELPI

Plusieurs études ont été menées à la fois sur la validité de la loi de charge pour des particules non sphériques (Ouf *et al.* 2008) et sur l'influence de la masse volumique des particules sur la réponse en concentration (Basso et Gensdarmes, 2005).

L'anémomètre ultrasonique emploie des sondes acoustiques à la fois émettrices et réceptrices pour mesurer les temps de trajets (t_1 et t_2 Cf. Figure II.3) entre deux sondes espacées d'une longueur L . Les temps de trajets peuvent s'exprimer de la façon suivante :

$$t_1 = \frac{L}{C+V} \text{ et } t_2 = \frac{L}{C-V} \quad \text{Équation II.8}$$

Connaissant t_1 et t_2 , on en déduit une composante de la vitesse du vent V et la vitesse de propagation du son dans l'air C par :

$$C = \frac{L}{2} \left(\frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right) \text{ et } V = \frac{L}{2} \left(\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right) \quad \text{Équation II.9}$$

Le signal se propage à la vitesse du son, la durée du trajet dépend du sens de la propagation par rapport au sens du vent. La vitesse est donc une vitesse moyenne obtenue sur le volume contenu entre les sondes acoustiques lorsqu'un cycle complet a été effectué (transmission et réception dans les six directions). Les trois paires de sondes acoustiques permettent ainsi de mesurer les trois composantes du vent. La distance

entre les sondes est comprise entre 10 à 20 cm pour la plupart des anémomètres ultrasoniques et la vitesse du son dans l'air est environ égale à 300 m.s^{-1} , la mesure peut donc être considérée comme étant instantanée et peut être ainsi répétée à hautes fréquences.

De plus la vitesse du son dépend de la densité de l'air, qui est principalement influencée par la température. A partir du calcul de la vitesse du son dans l'air (Cf Équation I.29) l'anémomètre peut délivrer à haute fréquence une température proche de la température de l'air.

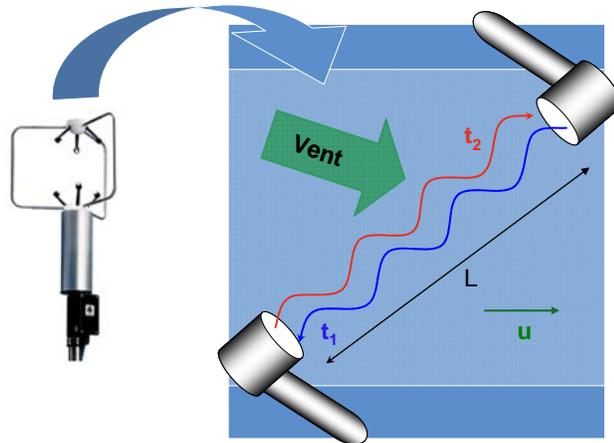


Figure II.3: Schéma du système de mesure de l'anémomètre ultrasonique

II.2.2 Détermination du temps de réponses de l'ELPI

Comme évoqué dans la partie précédente le temps de réponse des appareils doit être adapté à l'échelle des tourbillons de la couche limite et donc fonctionner entre 1Hz et 10 Hz. L'anémomètre ultrasonique fonctionne sans aucun problème à ces fréquences, en revanche ce n'est pas toujours le cas concernant le granulomètre (Held, 2007). Aussi il nous a paru nécessaire de mesurer les temps de réponse de l'ELPI en fonction des différents réglages qui peuvent l'influencer, c'est-à-dire principalement la précision des électromètres.

La Figure II.4 représente le dispositif expérimental permettant la détermination du temps de réponse de l'ELPI, il a été mis en place au Laboratoire de Physique de Métrologie des Aérosols (IRSN/DSU/SERAC/LPMA) à Saclay (78). Le générateur PALAS GFG-1000 délivre une concentration constante d'aérosols par décharges électriques entre deux électrodes dans une chambre balayée par un courant d'argon (Helsper *et al.* 1993). Les aérosols sont ensuite dilués par un diluteur (PALAS 10). Une vanne à fermeture rapide permet de passer d'une concentration d'aérosol constante et élevée à zéro et réciproquement. Des filtres à très hautes efficacités sont placés sur le banc de façon à éviter toutes fortes variations de pression dues à la fermeture de la vanne et pouvant détériorer les appareils.

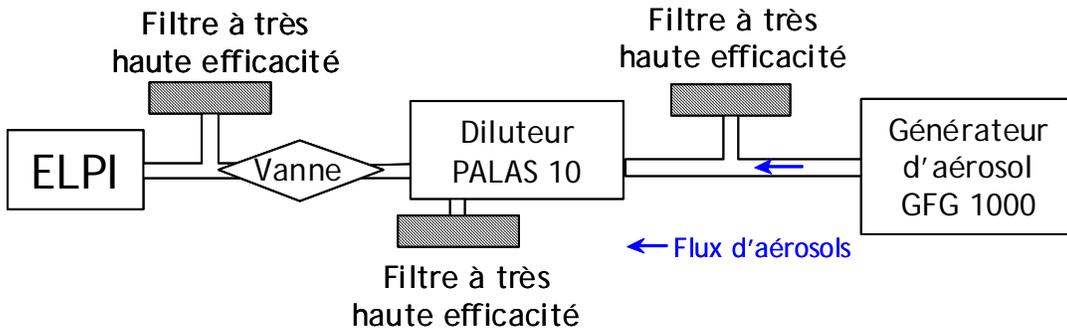


Figure II.4: Schéma du système de mesure du temps de réponse

La Figure II.5 représente un exemple de décroissance de concentration totale (*i.e.* la somme des plateaux de l'ELPI) après fermeture de la vanne, pour les quatre réglages de sensibilité de l'ELPI (10 000, 40 000, 100 000 et 400 000 fA).

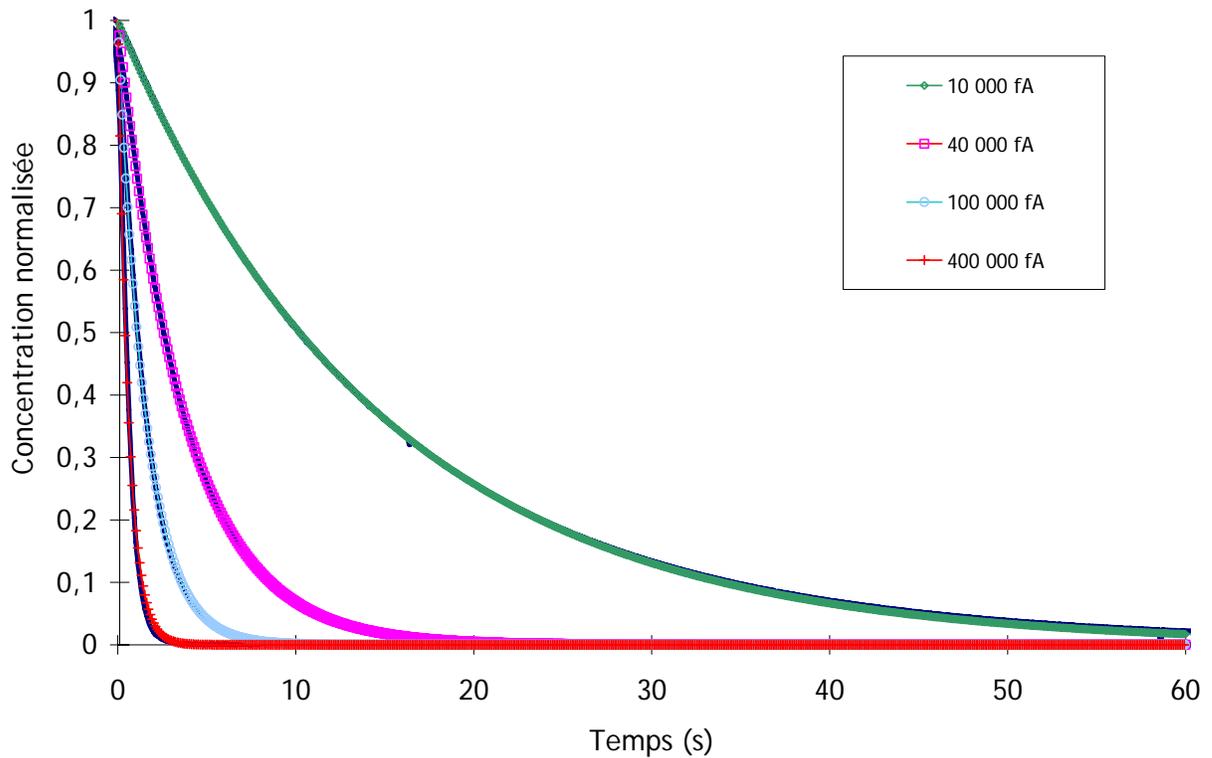


Figure II.5: Mesure et modélisation de la décroissance de concentration de l'ELPI en fonction du temps et pour différents réglages de sensibilités des électromètres.

Dans le cas d'une fermeture rapide de la vanne, une loi exponentielle décroissante a été déterminée par la méthode des moindres carrés à partir des mesures de décroissance de concentration :

$$C(t) = C_0 e^{\left(\frac{t-t_0}{\tau}\right)} \quad \text{Équation II.10}$$

Avec C_0 la concentration moyenne (en particule.cm⁻³), t le temps (en s), t_0 le temps auquel la concentration d'aérosol commence à varier et τ le temps de réponse de l'appareil. Avec ce modèle la réponse à 95% du signal est atteinte après 3τ . Le temps de réponse de l'ELPI est principalement lié à la précision des électromètres. Quatre ampérages différents sont proposés par le constructeur et correspondent à quatre temps de réponse différents.

Les résultats des mesures du temps réponse sont présentés dans le Tableau II.1. Les temps de réponse les plus longs correspondent à la sensibilité la plus grande, c'est-à-dire lorsque les électromètres ont un temps d'intégration plus long. Les mesures réalisées sont très proches de celles fournies par Held *et al.* (2007) pour toutes les sensibilités.

Courant (fA)	10 000	40 000	100 000	400 000
Temps de réponse mesuré (s)	14,8 ± 0,8	3,7 ± 0,3	1,6 ± 0,1	0,6 ± 0,1
Temps de réponse (s) (Held <i>et al.</i> 2007)	14,2 ± 0,3	3,8 ± 0,2	1,6 ± 0,1	0,7 ± 0,1

Tableau II.1 : Comparaison des temps de réponse mesurés avec la littérature suivant la sensibilité des électromètres

Pendant les campagnes de mesure, la sensibilité de l'ELPI a donc due être adaptée en fonction de la concentration d'aérosol ou de la stabilité atmosphériques. Néanmoins, le réglage des électromètres sur 100 000 fA, et dans une certaine mesure 40 000 fA est un bon compromis entre un temps de réponse assez rapide et les faibles concentrations d'aérosols observables dans l'environnement.

II.2.3 Limite de détection des appareils de mesure

La détermination de la limite de détection des appareils de mesures permet, si nécessaire, d'éliminer des mesures en dessous de cette limite.

Les limites de détections sur la mesure du nombre de particules sont calculées comme étant trois fois l'écart type du niveau de bruit obtenu sur chaque étage alors qu'aucune particule n'est présente dans l'appareil. Pour cela on utilise l'inversion du flux d'air dans la colonne à impaction. L'ensemble de ces mesures est présenté dans le Tableau II.2 et Figure II.6. D'une manière générale, on observe que les diamètres des particules les plus grands ont les limites de détections les plus faibles. De plus, la sensibilité la plus précise est aussi celle dont la limite de détection est la plus faible. Toutefois, excepté sur les trois derniers plateaux (10, 11 et 12), les concentrations mesurées lors des campagnes d'observation dépasseront largement les limites de détection (Cf. Annexe A).

Etage	Diamètre (μm)	Limite de détection (particules. cm^{-3}) à 400 000 fA	Limite de détection (particules. cm^{-3}) à 100 000 fA	Limite de détection (particules. cm^{-3}) à 40 000 fA	Limite de détection (particules. cm^{-3}) à 10 000 fA
1	0,014	819,30	245,10	72,83	20,00
2	0,041	169,50	62,29	20,84	6,34
3	0,074	76,25	22,06	7,54	4,06
4	0,122	29,82	7,34	4,35	1,22
5	0,202	20,02	6,41	2,88	1,00
6	0,316	11,32	3,29	1,33	0,74
7	0,484	6,38	2,56	0,82	0,31
8	0,762	3,47	1,11	0,40	0,25
9	1,231	2,13	0,44	0,32	0,10
10	1,956	1,12	0,31	0,19	0,05
11	3,092	0,68	0,20	0,07	0,02
12	6,309	0,22	0,08	0,03	0,01

Tableau II.2 : Limite de détection de l'ELPI en fonction du diamètre des particules pour différentes sensibilités des électromètres

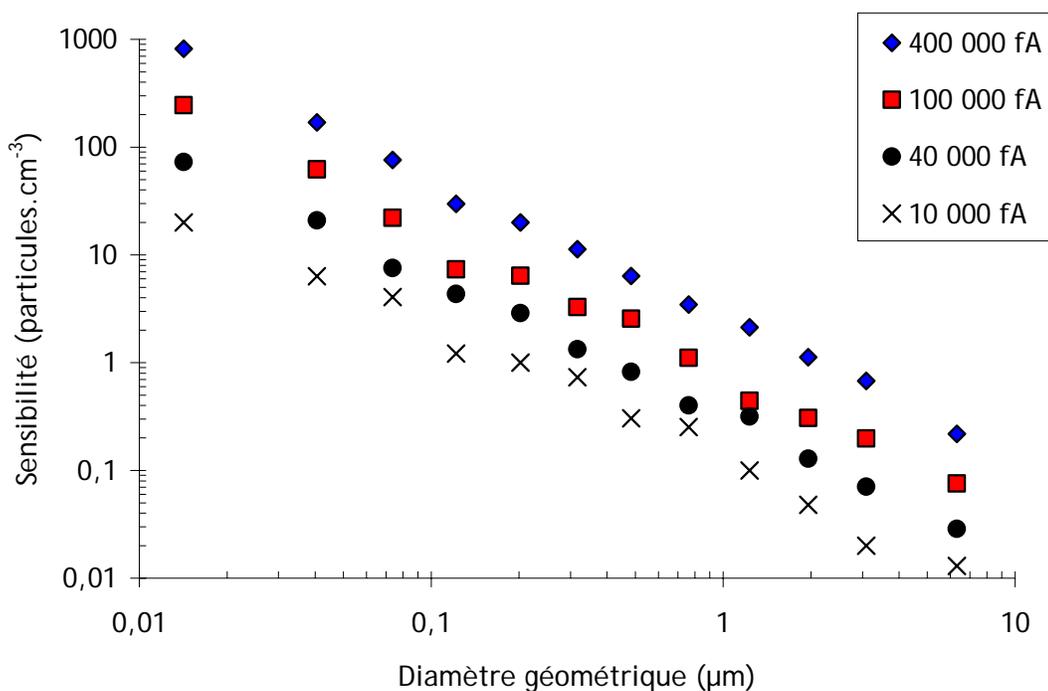


Figure II.6: Evolution de la limite de détection de l'ELPI en fonction du diamètre des particules pour différentes sensibilités des électromètres

La gamme des mesures de la vitesse du vent et de la température à l'aide de l'anémomètre YOUNG 8100 est de 0 à 40 m.s⁻¹ pour la vitesse du vent de de -50 à 50°C pour la température avec une précision de 0,01 dans les deux cas.

II.3 Méthodes de traitements des données

Cette partie regroupe l'ensemble du traitement de données nécessaire au calcul de la vitesse de dépôt sec des aérosols. Ce traitement des données est rendu nécessaire afin de respecter les limites d'utilisation (Cf II.1) de la méthode d'analyse par corrélation turbulente mais aussi de diminuer les incertitudes sur les résultats obtenus. Dans un premier temps, sont décrites les étapes permettant l'exploitation des données et en particulier les principaux tests de qualités des données. Ensuite, une méthode originale, basée sur l'analyse spectrale, a été développée dans l'optique d'identifier et de corriger les perturbations en haute et basse fréquences du flux vertical d'aérosol. La méthode contraignante à mettre en œuvre, car nécessitant l'analyse de chaque cospectre (environ 12000 dans

cette étude), est une approche physique de la nature des flux par similitude spectrale dans la couche de surface (Kaimal, 1994). Cette démarche permet ainsi une diminution des incertitudes sur les mesures de flux. Ce dernier point sera particulièrement discuté et confronté aux méthodes classiquement utilisées dans la littérature.

II.3.1 Etape du traitement de données

La Figure II.7 synthétise chronologiquement l'ensemble de la chaîne de traitement des données permettant d'obtenir les vitesses dépôts sec des aérosols. La correction hautes et basses fréquences est établie à partir de la similitude spectrale dans la couche de surface. Cette méthode a été mise au point en se basant sur les travaux de Lamaud *et al.* (1994b). Le choix de cette méthode est discuté à la fin de cette partie (II.3.4), notamment en la confrontant à une méthode classique d'évaluation de la stationnarité des signaux (Foken *et al.* 1996).

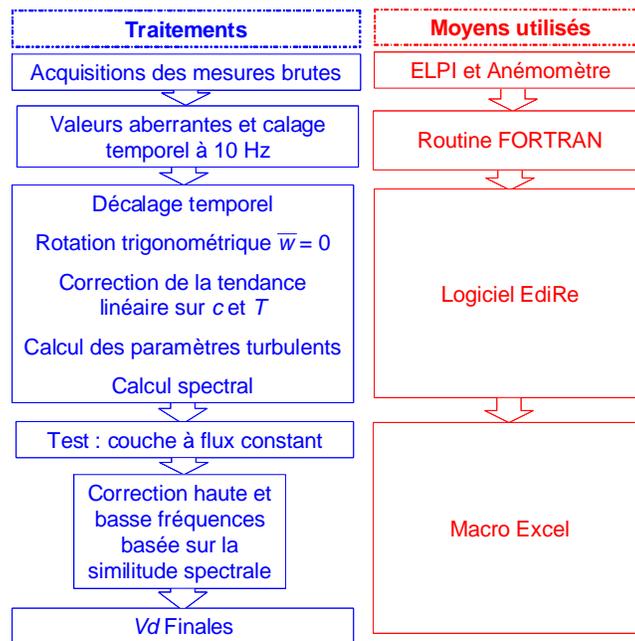


Figure II.7: Chaîne de traitement des données utilisées pour calculer la vitesse de dépôt

Le logiciel ELPIVI V3.1 (Dekati Ltd.) est utilisé pour l'acquisition des données de concentration d'aérosols tandis que les vitesses de vent sont exploitées par un logiciel développé par le CORIA de Rouen. L'anémomètre et l'ELPI sont connectés au même ordinateur pour avoir un horodatage synchronisé. Pour

les deux appareils l'acquisition numérique des données est proche de 10 Hz. Des programmes développées en FORTRAN sont utilisées pour que les vitesses de vent et les concentrations soient échantillonnées à 10 Hz exactement en même temps. Si la fréquence d'acquisition dépasse les 10 Hz la mesure est rejetée.

Le logiciel EdiRe développé par l'université d'Edinburgh (Clement, 1999) est utilisé pour calculer les spectres et les cospectres ainsi que tous les paramètres turbulents sur des périodes de 30 minutes. Le temps de retard (ou time lag) entre la mesure de concentration et la mesure de vent est environ égale à 3,5 secondes, il est déterminé par le logiciel par la meilleure corrélation entre les deux signaux. Toutefois, lorsque le temps résultant de la meilleure corrélation n'est pas compris entre 2 et 5 secondes la valeur de 3,5 secondes est prise par défaut. Cette valeur a été définie par des tests en laboratoire : un dirac très court de concentration d'aérosols est généré et détecté instantanément par l'anémomètre et avec un délai par l'ELPI. La différence entre les deux mesures est prise comme temps de retard, le résultat de 3,5 secondes correspond à une moyenne sur plus d'une dizaine d'essais.

Avec le logiciel EdiRe, deux rotations trigonométriques sont appliquées aux composantes du vent pour annuler la vitesse verticale moyenne et permettre ainsi la mesure des fluctuations turbulentes sans un biais de vitesse verticale.

Dans la même optique, un filtre permettant de s'affranchir des tendances linéaires (ou filtre detrend) est appliqué aux mesures de concentrations et de température. Ce filtre permet d'enlever les contributions basses fréquences. Ensuite les covariances peuvent être calculées.

Pour vérifier si les mesures des flux à un point de mesure éloigné du sol sont représentatifs des échanges dans la l'ensemble de la surface, l'écart type de la vitesse verticale du vent normée à la vitesse de frottement est comparée avec un modèle empirique dépendant de la stratification (Foken *et al.*, 1996) par l'intermédiaire de la vitesse de frottement du vent et de la longueur de Monin-Obukhov.

$$\frac{\sigma_w}{U_*} = c_1 \cdot \left(\frac{z}{L}\right)^{c_2} \quad \text{Équation II.11}$$

Les constantes c_1 et c_2 sont donnés dans le Tableau II.3

Paramètre	z/L	C_1	C_2
$\frac{\sigma_w}{U_*}$	$1 > z/L > 0,032$	2	1/8
	$0,032 > z/L > -0,032$	1,3	0
	$-0,032 > z/L > -1$	2	1/8

Tableau II.3 : Paramètre de la modélisation de $\frac{\sigma_w}{U_*}$ suivant les conditions atmosphérique (Foken *et al.*, 2005)

Si la différence entre les mesures et le modèle est supérieure à 30 %, les données sont rejetées. Ce modèle empirique est basé sur la similarité entre le flux et la variance (Flux-variance similarity). Il s'agit d'une déclinaison de l'équation générale de l'énergie cinétique turbulente permettant d'exprimer dans la couche de surface les écarts types normalisés suivant les cas de stabilités atmosphérique. Les mesures pour établir ces lois empiriques sont faites à partir de mesures des fluctuations par des anémomètres disposés à différents hauteurs dans la couche de surfaces et au dessus d'un terrain horizontalement homogène (Pal Arya, 2001).

Une démarche similaire est réalisée sur le signal de la température.

Paramètre	z/L	C_1	C_2
$\frac{\sigma_T}{T_*}$	$1 > z/L > 0,02$	1,4	-1/4
	$0,02 > z/L > -0,062$	0,5	-1/2
	$-0,062 > z/L > -1$	1	-1/4
	$-1 > z/L$	1	-1/3

Tableau II.4 : Paramètre de la modélisation de $\frac{\sigma_T}{T_*}$ suivant les conditions atmosphérique (Foken *et al.*, 2005)

Une analyse spectrale a été développée dans deux objectifs. D'une part vérifier la forme spectrale de façon à ce qu'il n'y ait que la turbulence atmosphérique qui soit le moteur du flux, d'autre part corriger la valeur du flux en se basant sur la théorie des similitudes dans la couche de surface (Kaimal 1972, Lamaud 1994b).

II.3.2 Analyse des données dans le domaine spectrale

La turbulence créée à la surface terrestre par les forces de flottabilité et le cisaillement du vent, est une superposition de tourbillons dont les échelles caractéristiques sont variées. L'analyse spectrale des fluctuations va permettre de déterminer les échelles caractéristiques de la turbulence et de développer une méthode de correction sur les fluctuations de concentrations en particule, correction nécessaire à cause du temps de réponse de l'appareil ELPI.

Le spectre d'énergie d'un paramètre turbulent représente l'énergie $S(n)$ associée aux fluctuations de cette variable en fonction de la fréquence de ces fluctuations. Dans la couche limite atmosphérique, le spectre d'énergie d'une variable turbulente se décompose en trois parties : Le domaine d'apport de l'énergie (faibles et moyennes fréquences), le domaine inertiel, qui correspond à un transfert d'énergie vers les hautes fréquences, le domaine dissipatif où l'agitation turbulente se dissipe en agitation moléculaire. La zone inertielle du spectre se caractérise par une décroissance de l'énergie en fonction de la fréquence suivant une loi en $n^{-5/3}$, ce qui se traduit en représentation logarithmique par une pente de coefficient $-5/3$ (Kaimal et Finnigan, 1994). La représentation du spectre d'énergie couramment utilisée est de la forme $\log(nS(n))$ en fonction de $\log(n)$, le domaine inertiel étant alors représenté par une droite de pente $-2/3$. En effet, cette représentation présente l'avantage de faire apparaître plus nettement la limite inférieure de la zone inertielle puisqu'elle correspond alors au maximum de la courbe. De plus, les spectres normés à la variance du scalaire étudié ; ici, la vitesse verticale du vent, la température et la concentration d'aérosols atmosphériques se superposent lorsqu'ils sont tracés en fonction de la fréquence adimensionnée f (Kaimal *et al.* 1982) :

$$f = \frac{n(z-d)}{u} \quad \text{Équation II.12}$$

Avec n la fréquence naturelle, z la hauteur de mesure, d la hauteur de déplacement et u la vitesse moyenne du vent. Cette normalisation est utilisée dans le but de comparer l'allure des spectres de différents paramètres turbulents. Sur la Figure II.8 les courbes des cospectres théoriques des flux de quantité de mouvement (uw) et du flux de chaleur sensible (wT) dans la couche de surface décrits par Kaimal et Finnigan (1994). On remarque que le cospectre du flux de chaleur présente une zone fixe en conditions instables (en hachuré sur la figure) alors qu'il se décale vers les hautes fréquences adimensionnées quand les conditions deviennent de plus en plus stables.

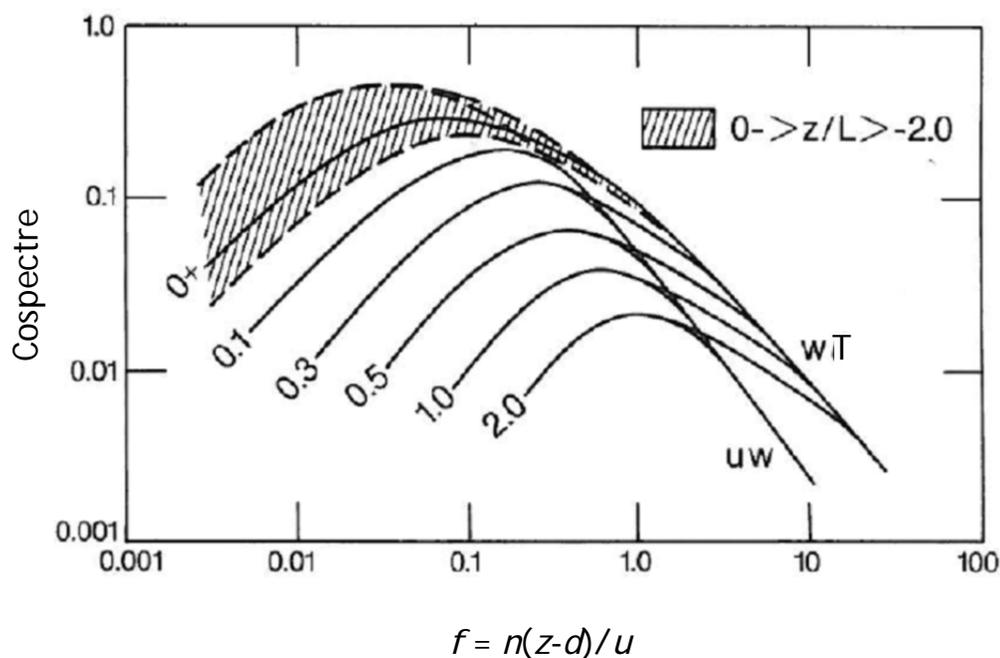


Figure II.8: Cospectres théoriques de la quantité de mouvement et du flux de chaleur sensible dans la couche de surface atmosphérique (Kaimal et Finnigan, 1994).

Les spectres de la vitesse verticale du vent, de la température et de la concentration d'aérosols normalisée à leurs variances respectives et tracés en fonction de la fréquence adimensionnée sont présentées Figure II.9, les données correspondent aux mesures du 16 juin 2007 (11h30-12h) au dessus d'un champ de maïs ($z - d = 5$ m) et avec $u = 0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. On retrouve les pentes en $-2/3$ pour w , T et c (respectivement a), b) et c) sur la figure). Cependant dans le cas de la concentration atmosphérique un bruit blanc apparaît dans la zone des hautes fréquences (évolution tracée en pointillés). Cet artéfact est dû à au temps de réponse de l'ELPI mesuré précédemment, et qui conduit à une atténuation des fluctuations aux hautes fréquences. A hauteur de mesure constante, les variations de vitesses de vent et de stabilité atmosphérique ont un impact sur la taille des tourbillons mesurés, ce qui se traduit par un déplacement du spectre dans l'espace fréquentiel. L'atténuation du signal provoquée par le capteur ne dépendant que de l'appareil de mesure est relevée par la fréquence d'atténuation (n_{att} et f_{att} en fréquence adimensionnée), qui reste la même quelles que soient les conditions micrométéorologiques. Lorsque le vent moyen et la stabilité atmosphérique augmentent, le spectre se déplace vers les hautes fréquences augmentant ainsi la perte spectrale.

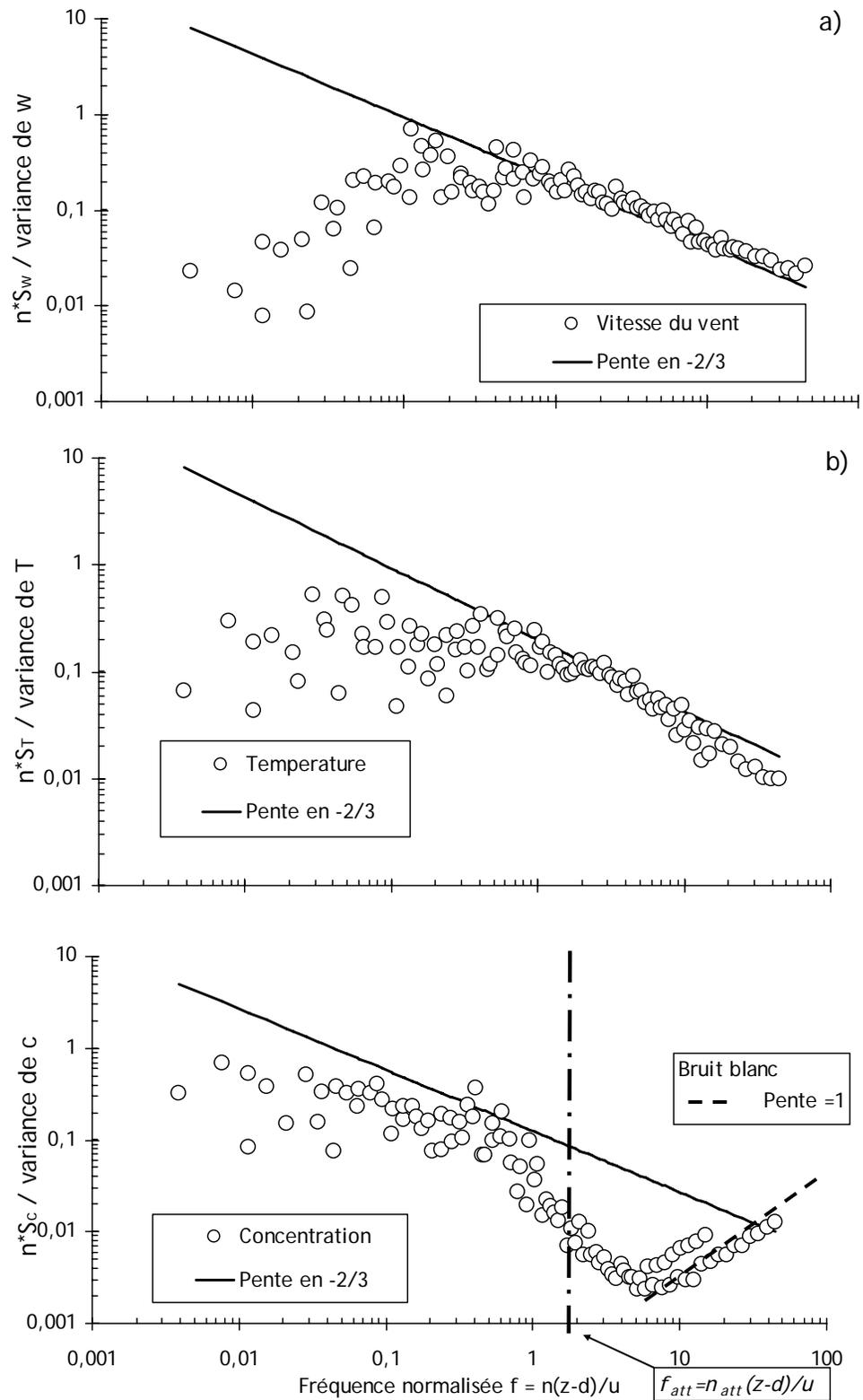


Figure II.9: Spectres de la vitesse verticale du vent (a), de la température (b) et de la concentration d'aérosol (c)

Si nous notons $Co_{wX}(n)$ la covariance spectrale de la vitesse verticale du vent et de la quantité scalaire, le flux réellement observée peut être mis sous la forme :

$$F = \overline{w'X'} = \int_{n_0}^{n_f} Co_{wX}(n) dn \quad \text{Équation II.13}$$

n_0 est la fréquence la plus faible pouvant être mesurée sur un échantillonnage d'une durée t . Dans notre cas la durée des échantillons traités est d'une demi-heure, n_0 est donc d'environ 10^{-3} Hz. De même n_f correspond au seuil de réponse spectrale des appareils de mesure. Si l'on porte dans un diagramme le terme $nCo_{wX}(n)$ en fonction du logarithme de la fréquence n , la covariance wX est représentée par la surface comprise sous la courbe comme le montre l'Équation II.14.

$$F = \int_{\log(n_0)}^{\log(n_f)} nCo_{wX}(n)d(\log(n)) \quad \text{Équation II.14}$$

Un exemple de cospectre est représenté Figure II.10 pour les corrélations $w'T'$ et $w'C'$. Les cospectres ont été normalisés par leurs flux associés et tracés en fonction de la fréquence adimensionnée f . Pour la représentation de $\log(nCo(n))$ en fonction de $\log(n)$, le domaine inertiel des cospectres est caractérisé par une pente en $-4/3$. Si elle est bien observable dans le cas de $w'T'$, elle est moins évidente pour $w'C'$ en raison de la perte spectrale observée précédemment sur le spectre de C'

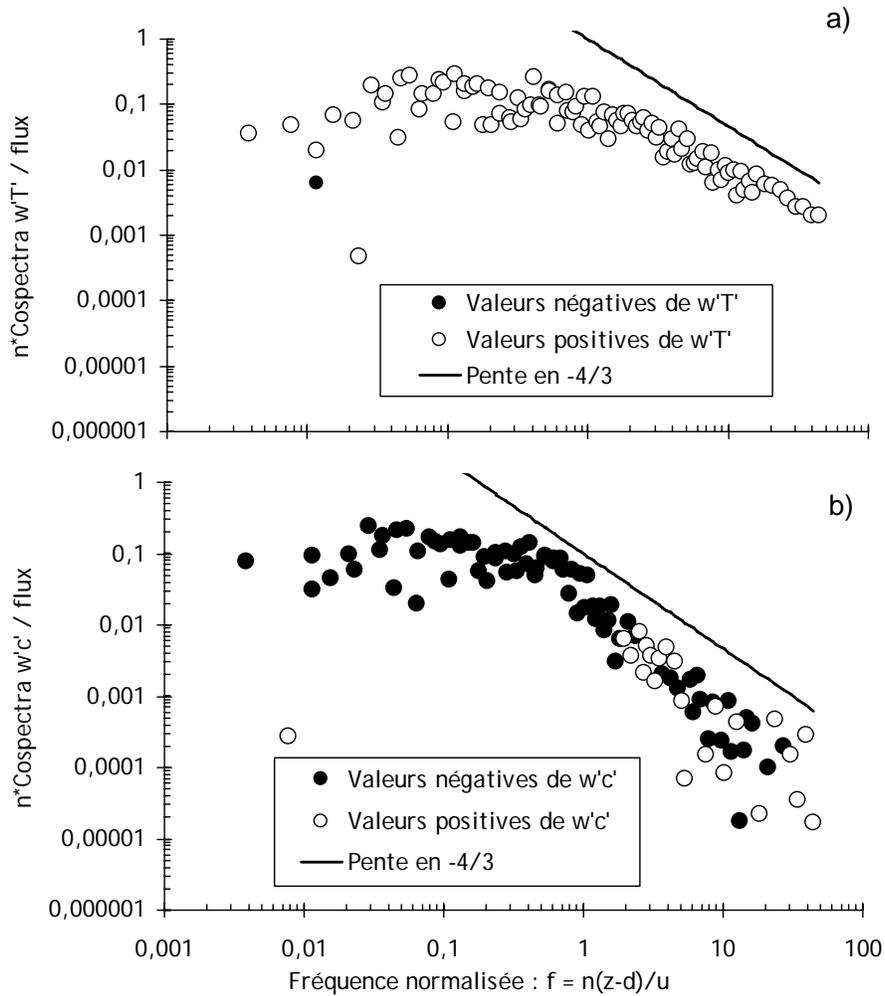


Figure II.10: Cospectres correspondant au flux de chaleur (a) et au flux vertical d'aérosol (b)

Le temps de réponse de l'ELPI ne permet pas d'atteindre une fréquence de mesure de 10 Hz qui permettrait de prendre en compte l'ensemble des échelles temporelles des tourbillons (pour des mesures à 6 m), nous avons été conduits à développer une correction fréquentielle du flux verticale d'aérosols. Les valeurs des cospectres pouvant être à la fois négatives et positives, la même représentation que Buzorius *et al* (2001) a été choisie : la valeur absolue des valeurs des cospectres est calculée et classée suivant son signe de départ (négatif en noir et positif en blanc).

II.3.3 Correction fréquentielle du calcul de flux

Dans le passé, la correction à appliquer à la valeur mesurée du flux, due au temps de réponse des capteurs était estimée par intégration numérique d'un modèle des cospectres. Ces résultats ont été illustrés sous forme graphique en utilisant de multiples courbes suivant les différentes conditions atmosphériques et les caractéristiques des capteurs (Moore, 1986; Wesely et al., 1989, Horst, 1997). De façon différente, les résultats illustrés Figure II.11 proposent une correction uniquement basée sur les mesures de cospectres et sur la similarité des comportements fréquentiels des scalaires dans la couche à flux constant.

Lamaud *et al.* (1994b) ont observé une bonne similitude des profils sur l'ensemble de la gamme de fréquences pour les cospectres du flux de chaleur sensible, d'aérosol, d'ozone ou de vapeur. Néanmoins, les flux verticaux d'aérosols mesurés par Lamaud *et al.* correspondent à l'ensemble des particules de tailles comprises entre 0,05 et 1 μm , alors que notre appareil (ELPI) discrétise cette gamme de tailles.

En vue de reprendre les résultats de Lamaud *et al.* (1994b), les comportements spectral de chaque étage sont confrontés à ceux de l'ensemble de ces étages. Des cospectres moyens ont été réalisés à partir d'une vingtaine de cospectres normalisés issue des journées 26 et 29 Juin 2008 (Landes 4 Cf III.4) et respectant les critères de qualité évoqués plus haut (stationnarité, intégrale turbulence caractéristique). Ces cospectres ont été choisis pour illustrer ces similarités car ils regroupent des statistiques de mesures validées sur une même journée et donc avec des normalisations en fonction des paramètres micrométéorologiques comparables. Toutefois, ils sont représentatifs des autres données de l'ensemble des campagnes. La moyenne de ces cospectres correspondant au flux vertical d'aérosol (pour deux tailles différentes et pour la somme des neuf tailles mesurées par l'ELPI) est comparée à la moyenne des cospectres du flux de chaleur sensible Figure II.11. Les cospectres moyens des flux verticaux d'aérosols montrent des formes similaires pour les diamètres aérodynamiques des particules de 0,07 μm (étage 3), de 1,2 μm (étage 9) et pour l'ensemble des diamètres entre 0,007 μm et 1,6 μm (étages 1 à 9). Cette caractéristique prouve que la forme des cospectres de flux verticaux des aérosols normalisée ne dépend pas de la gamme de taille (entre 0,07 et 1,2 μm) dans la couche de surface. Néanmoins il apparaît une dissimilarité pour les hautes fréquences entre les cospectres $w'T'$ et $w'c'$, qui s'expliquent par le temps de réponse trop lent du granulomètre ELPI par rapport aux échelles de la turbulence atmosphérique, ce qui a été analysé précédemment.

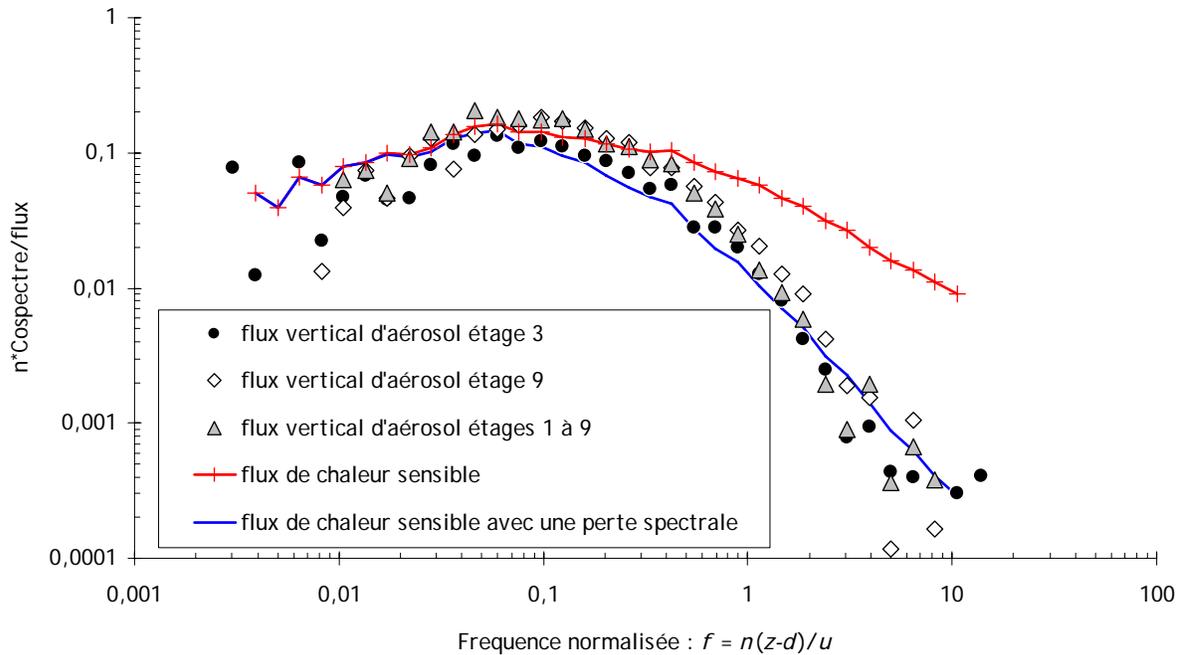


Figure II.11: Comparaison entre les différents cospectres moyens de flux vertical d'aérosol suivant plusieurs tailles et de flux de chaleur (Damay *et al.* 2009)

Pour vérifier que cette différence est uniquement due à l'appareil, nous avons utilisé l'inverse de la fonction de transfert définie par Moore (1986, Équation II.15) pour simuler une perte spectrale pour le flux de chaleur sensible.

$$T_{\tau}(n) = \frac{1}{\sqrt{1 + (2\pi n \tau)^2}} \quad \text{Équation II.15}$$

Avec T_{τ} la fonction de transfert définie par Moore, τ le temps de réponse du capteur et n la fréquence.

Les cospectres des flux verticaux d'aérosols ont alors la même forme que les flux de chaleur dont une perte à haute fréquence a été simulée, ce qui confirme la similarité spectrale dans la couche de surface (cf. Figure II.11).

Pour tenir compte de la perte haute fréquence, une méthode de correction a été développée. Elle est basée sur la comparaison des cospectres normalisés des flux verticaux d'aérosol et de chaleur. La Figure II.12 représente la superposition des cospectres, normalisés par le flux et pondérés par la fréquence naturelle, correspondant au flux de dépôt ($w'c'$) et au flux de chaleur sensible ($H = \rho \cdot Cp \cdot w'T'$, noté $w'T'$ et mesuré par l'anémomètre).

Avec la représentation semi-logarithmique, l'aire sous la courbe correspond au flux. Par conséquent, en

normalisant les données des cospectres par leurs flux respectifs et compte tenu des similitudes spectrales, les formes des deux cospectres devraient être les mêmes. Il est alors possible de mettre en place une correction du flux. Le pourcentage perdu par le flux vertical d'aérosol est calculé, à partir de la partie non-atténuée du cospectre de flux de chaleur qui est mesuré avec une fréquence suffisante. Cette atténuation est mise en exergue par un cercle vert sur la Figure II.12.

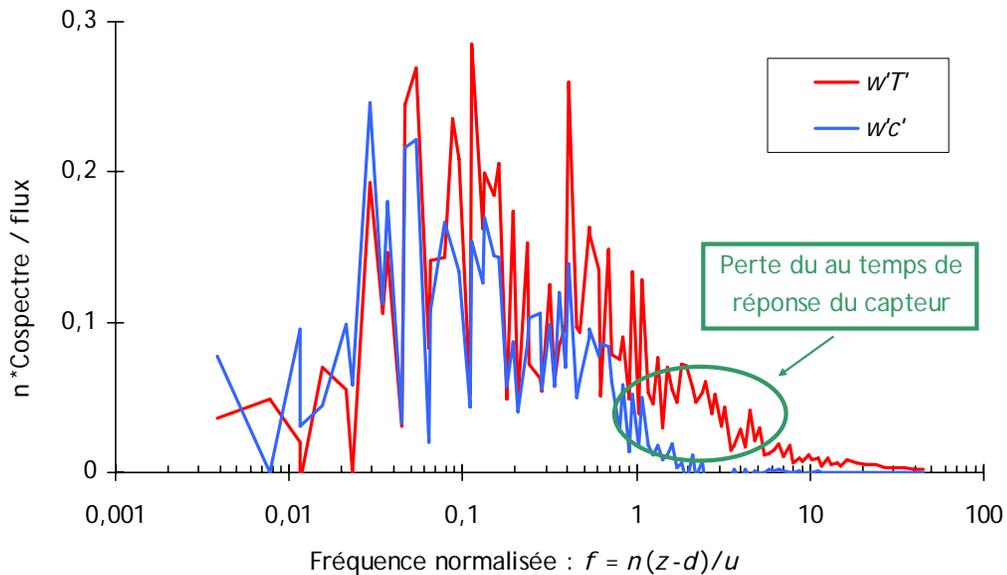


Figure II.12: Exemple de pertes spectrales pour les hautes fréquences du Cospectre du flux vertical d'aérosols (16/06/2007 11h00-11h30, étage 3)

Outre le fait d'avoir la certitude que le cospectre a une forme régulière, l'avantage de la correction basée sur l'observation des cospectres, est qu'elle permet de corriger aussi les perturbations basses fréquences, comme cela sera détaillé ci-dessous.

La Figure II.13 est la même forme de représentation que la figure précédente. Il y est décrit la correction en fréquence dans sa globalité.

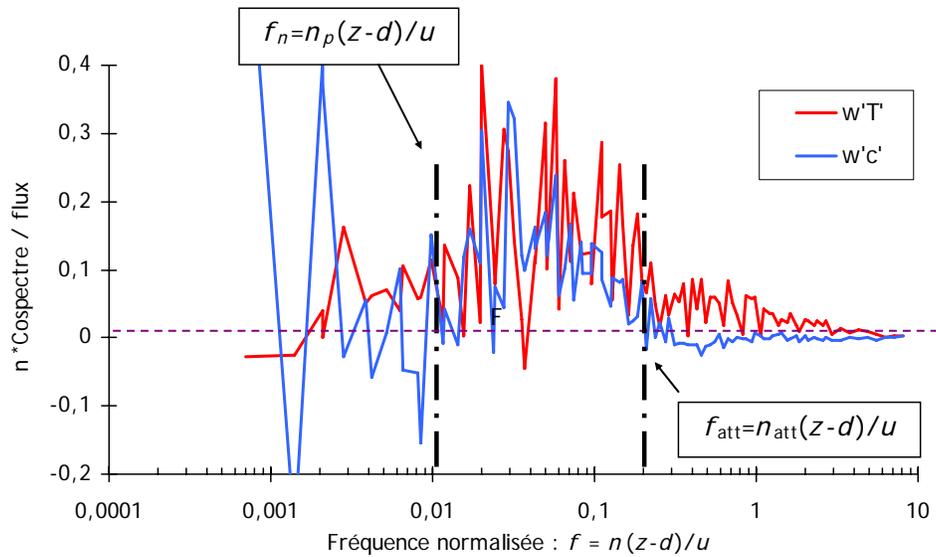


Figure II.13: Exemple de correction spectrale dans les hautes et basses fréquences du cospectre du flux vertical d'aérosols, devant être appliquées pour obtenir un cospectre similaire à celui du flux de chaleur sensible (16/06/2007 16h00-16h30, étage 3)

La perte spectrale dans les hautes fréquences due au temps de réponse du capteur est clairement observable. Une perturbation à basse fréquence, due à une source ponctuelle d'aérosols (passage de véhicules, etc.) vient modifier le cospectre de flux vertical d'aérosol. Dans ces deux cas, une correction du flux vertical de particules est nécessaire (Lamaud *et al.*, 1994b). Le flux non perturbé se calcule en intégrant le cospectre entre les fréquences n_p et n_{att} , (définies sur la Figure II.13) soit :

$$F_{wc-non-perturbé} = \int_{n_p}^{n_{att}} c o_{w'c'}(n) dn \quad \text{Équation II.16}$$

n_p est la fréquence à laquelle finit la perturbation basse fréquence et n_{att} celle où débute l'atténuation haute fréquence. La correction appliquée est calculée à partir du flux de chaleur sensible qui n'est pas perturbé en haute et basse fréquences, soit :

$$correction = \frac{\int_{n_{att}}^{n_0} c o_{w'T'}(n) dn}{F_{wT}} + \frac{\int_{n_f}^{n_p} c o_{w'T'}(n) dn}{F_{wT}} \quad \text{Équation II.17}$$

n_0 et n_f représentent respectivement les valeurs maximales et minimales des fréquences (comme dans l'Équation I.14).

Finalement le flux vertical de particules corrigé est :

$$F_{wc-corrigé} = F_{wc-non-perturbé} \cdot \frac{1}{(1 - correction)} \quad \text{Équation II.18}$$

Dans la majorité des cas les corrections spectrales en basses fréquences sont au maximum de 30 % et les corrections spectrales en hautes fréquences au maximum de 20 % ce qui permet de garder un cospectre non perturbé de 50 % du cospectre total.

II.3.4 Discussion

Classiquement, la méthode de mesure par corrélation turbulente requiert que les séries soient stationnaires sur la durée de l'échantillonnage (30 minutes). Foken et Wichura (1996) montre que ce critère est satisfait lorsque la différence entre le calcul du flux sur 30 minutes et la moyenne de six calculs de flux sur des segments de 5 minutes est inférieure à 30 %.

Dans certains cas le test de stationnarité ne suffit pas pour avoir un cospectre correctement établi et donc un flux vertical uniquement généré par la turbulence atmosphérique. Par exemple la Figure II.13 montre la superposition des cospectres du flux vertical de particules et du flux de chaleur sensible. Les cospectres sont fortement perturbés alors que le critère de stationnarité est égal à 17 %, la méthode de similitude spectrale permet de rejeter de telles données.

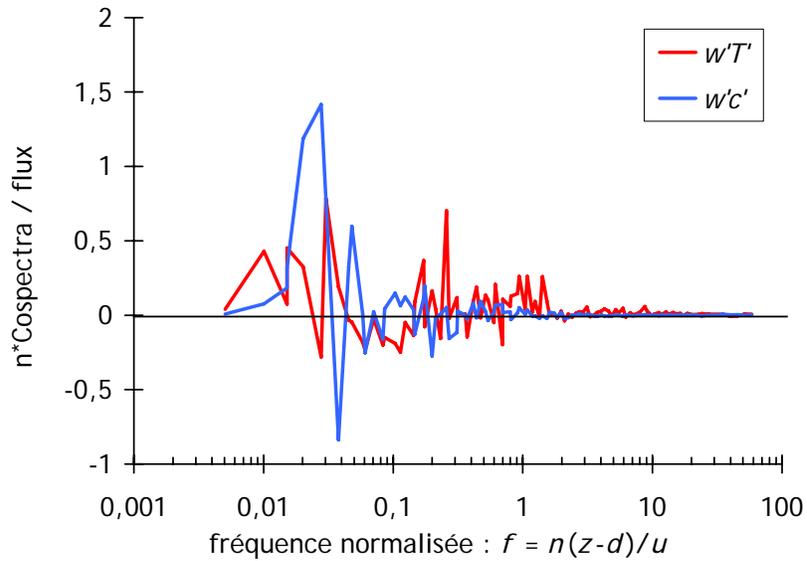


Figure II.14: Exemple de cospectre du flux vertical d'aérosols et du cospectre du flux de chaleur sensible (le 28/06/2008 01h30-2h00, étage 4)

A l'inverse il arrive que le test de stationnarité exclue des données qui peuvent être corrigées, notamment comme évoqué plus haut, à cause d'une perturbation basse fréquence. Le cospectre du flux vertical d'aérosols de la Figure II.15 présente un critère de stationnarité très supérieur à 100 %, il est donc rejeté par la méthode classique. Une correction sur les premiers points des basses fréquences permet de s'affranchir de la perturbation et de trouver une valeur de flux cohérente.

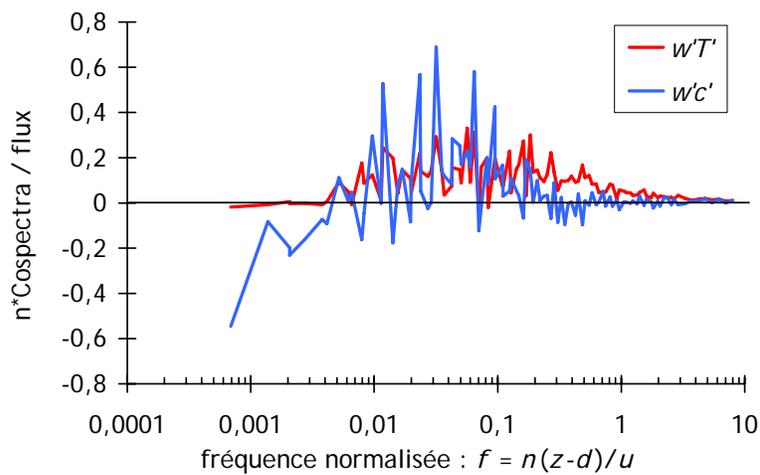


Figure II.15: Exemple de cospectre du flux vertical d'aérosols et du cospectre du flux de chaleur sensible (le 28/06/2008 01h30-2h00, étage 4)

Les pourcentages sur l'ensemble des données validées par notre méthode, pour lesquels la méthode classique ne coïncide pas avec celle-ci, sont présentés dans le Tableau II.5 suivant deux cas.

Le cas A correspond aux mesures ayant un critère de stationnarité en dessous 30 % alors que les cospectres sont fortement perturbés. Le cas B correspond aux mesures ayant un critère de stationnarité supérieur à 30 % mais pour lesquelles une correction basses et hautes fréquences a permis de déterminer la valeur du flux. En d'autre terme le cas A permet d'écarter des données erronées et le cas B représente le pourcentage de mesures valides mais rejetées par la méthode classique.

Etage	Diamètre (μm)	Maïs		Herbe		Sol nu	
		Cas A	Cas B	Cas A	Cas B	Cas A	Cas B
1	0,014	9 %	7 %	2 %	3 %	7 %	2 %
2	0,041	9 %	7 %	4 %	4 %	8 %	5 %
3	0,074	7 %	8 %	4 %	5 %	6 %	3 %
4	0,122	8 %	6 %	5 %	5 %	8 %	5 %
5	0,202	7 %	8 %	7 %	3 %	5 %	7 %
6	0,316	4 %	8 %	5 %	5 %	5 %	6 %
7	0,484	9 %	9 %	7 %	4 %	8 %	6 %
8	0,762	8 %	3 %	15 %	1 %	13 %	2 %
9	1,231	12 %	2 %	17 %	1 %	15 %	1 %

Tableau II.5 : Pourcentage sur l'ensemble des données validées des mesures pour lesquelles la méthode classique et la méthode développée ne coïncident pas.

Les critères des deux méthodes coïncident à 85% puisque la somme des cas A et cas B n'excède pas 15% la plupart du temps. Etant donné le faible nombre de données validées sur certains étages, il nous a semblé essentiel d'appliquer la méthode développée au cours de ce travail (II.3.3), afin d'avoir une meilleure quantification de la vitesse de dépôt sec.

De plus cette technique de correction spectrale par comparaison des cospectres permet de rejeter les cas durant lesquels le cospectre du flux de chaleur ($w'T'$) n'est pas établi. Ce qui peut entraîner une erreur non négligeable sur les paramètres qui en dérivent directement, comme la longueur de Monin-obukhov.

La méthode de mesure par corrélation turbulente à l'aide d'un ELPI et couplée à la méthode de correction par similitude spectrale a été comparée avec deux autres méthodes ; l'une utilisant un autre

appareil de mesure de la concentration d'aérosols et l'autre utilisant une technique de traçage par fluorescéine.

II.4 Validation de la méthode

II.4.1 Comparaison entre des résultats obtenue par ELPI et par CNC

Dans le Chapitre I.4.2 sont évoquées les mesures par corrélation turbulente fait par Lamaud *et al.* (1994a). Elles ont la particularité de fournir des vitesses de dépôt sans tri granulométrique sur une large plage de tailles (de quelques nanomètres à plusieurs micromètres). L'appareil était un prototype mis au point pendant la thèse d'El Bakkali (1991). Au dessus d'un couvert forestier, Buzorius *et al.* (1998) réalisèrent des mesures avec une méthode similaire sur une gamme d'aérosols équivalente, mais en utilisant un compteur de noyaux à condensation (CNC).

Dans le cadre de la validation de la méthode développée dans cette étude avec l'appareil ELPI, les mesures de vitesses de dépôt ont été comparées aux mesures faites en utilisant un CNC (3010, TSI). Ce dernier permet de compter des particules ayant des diamètres s'étendant de 10 nm à 3 µm.

Cette comparaison est importante car le principe de comptage des particules est totalement différent dans un ELPI et un CNC. Pour ce dernier, une solution de butanol se condense autour des particules prélevées pour ensuite être mesurées par un compteur optique à faisceau laser. L'appareil transmet un signal en tension à l'anémomètre ultrasonique avec une fréquence numérique de 10 Hz. L'anémomètre échantillonne ces signaux avec les mesures de vent de manière synchronisée. Les prélèvements d'aérosols sont faits à environ un mètre de ceux de l'ELPI pour que les deux appareils soient perpendiculaires à la direction préférentielle du vent.

La chaîne de traitement des données décrite au-dessus est ensuite appliquée aux mesures du CNC. Le temps de réponse effectif de l'appareil est d'environ une seconde (Buzorius *et al.*, 1998). La même méthode de correction spectrale a été appliquée. Les résultats seront comparés à somme des flux donnés en utilisant les neuf étages de l'ELPI, qui couvrent la même gamme de taille que le CNC.

Cette somme est faite en amont du traitement, les concentrations brutes et acquises à la fréquence de 10 Hz, sont directement additionnées, ensuite le signal résultant est traité de la même manière que celui du CNC.

Le Tableau II.6 permet de comparer les résultats des mesures issues des deux appareils. Il s'agit de vitesses de dépôt moyennées sur toute la campagne Landes 1 (Cf. Chapitre III.1), normées à la vitesse de frottement du vent et en conditions atmosphériques neutres et stables. La normalisation et le choix des

conditions atmosphériques pour obtenir des résultats qui puissent être comparés sont détaillés dans le Chapitre IV.2.1.

Appareils	Gamme de taille	$\frac{Vd}{U_*}$ en neutre et stable, Landes 1 (nombre de valeurs)	Ecart type
ELPI	de 0,007 à 1,2 μm	$2,0 \cdot 10^{-3}$ (9)	$5,8 \cdot 10^{-4}$
CNC 3010	de 0,01 à 3 μm	$1,3 \cdot 10^{-3}$ (9)	$1,0 \cdot 10^{-3}$

Tableau II.6 : Vitesses de dépôt, moyenne et écart type, mesurées par covariance turbulente avec un ELPI et avec un CNC au dessus d'un champ de maïs (Landes 1). Les valeurs sont normées par la vitesse de frottement du vent U^*

Au regard des incertitudes de mesure, cette comparaison indique que les CNC et l'ELPI donne des résultats similaires en terme de vitesse de dépôt. Il y a moins d'un facteur deux entre les mesures faites avec l'ELPI et celles réalisées à l'aide d'un CNC, pour une gamme de taille comparable. Les écarts types sont cohérents avec ceux présentés au Chapitre III qui regroupe l'ensemble des résultats des campagnes expérimentales.

II.4.2 Comparaison entre des résultats obtenue par ELPI et par traçage d'aérosols de fluorescéine

La technique de traçage permet de déterminer les vitesses de dépôt sec des aérosols à partir de fluorescéine sodée (uranine). Celle-ci est émise sous forme d'aérosols secs poly-dispersés dont la concentration est mesurée dans l'air et sur de l'herbe. Cette granulométrie est proche du spectre granulométrique de l'aérosol atmosphérique.

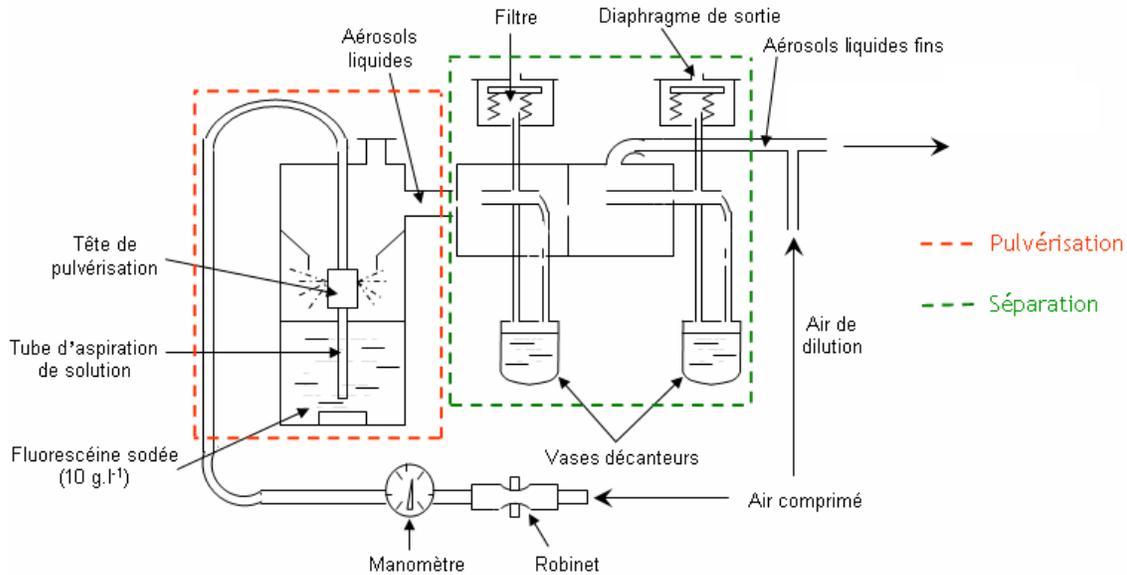


Figure II.16: Principe de la génération de fluorescéine par pulvérisation (d'après Nérissou, 2008)

Les aérosols sont émis par un générateur de fluorescéine à fonctionnement pneumatique (GTCN THE 28, SETRA) émettant des aérosols de diamètre aérodynamique médian en masse de $0,3 \mu\text{m}$ (écart type géométrique : 2), dont le schéma de principe est présenté Figure II.16.

Les aérosols de fluorescéine sont prélevés de part et d'autre de l'axe du vent à des distances allant de 15 à 30 m de la source. Les aérosols de fluorescéine présents dans l'air sont collectés par des High Volume Samplers (HVS) avec un débit de $30 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Des carrés (18x18 cm) d'herbe synthétique sont utilisés comme substrats pour accéder au flux surfacique de dépôt. L'herbe synthétique présente l'avantage d'avoir des caractéristiques géométriques facilement reproductibles et un bruit de fond fluorescent plus bas que l'herbe naturelle. L'émission de fluorescéine dure 60 minutes avec un débit de $30 \text{ mg} \cdot \text{h}^{-1}$. Ensuite les filtres des HVS et les carrés d'herbe sont collectés, une photographie de l'expérience est présentée Figure II.17.

Les fractions de fluorescéine déposée sur l'herbe et sur les filtres sont mesurées par spectrophotomètre UV (Horiba Fluormax). La longueur d'onde d'excitation est fixée à 490 nm, et la mesure de l'émission est effectuée à 512 nm. Les filtres sont coupés en morceaux, immergés dans une solution d'ammoniaque à $\text{pH} = 9$, et agités mécaniquement durant 20 minutes. Les échantillons d'herbes sont lavés dans 200 ml de solution d'ammoniaque à $\text{pH} = 9$. Ce pH permet une meilleure stabilité de la mesure de la fluorescence. Les solutions de lavage sont filtrées à $0,45 \mu\text{m}$ avant de procéder à la mesure par spectrophotométrie.

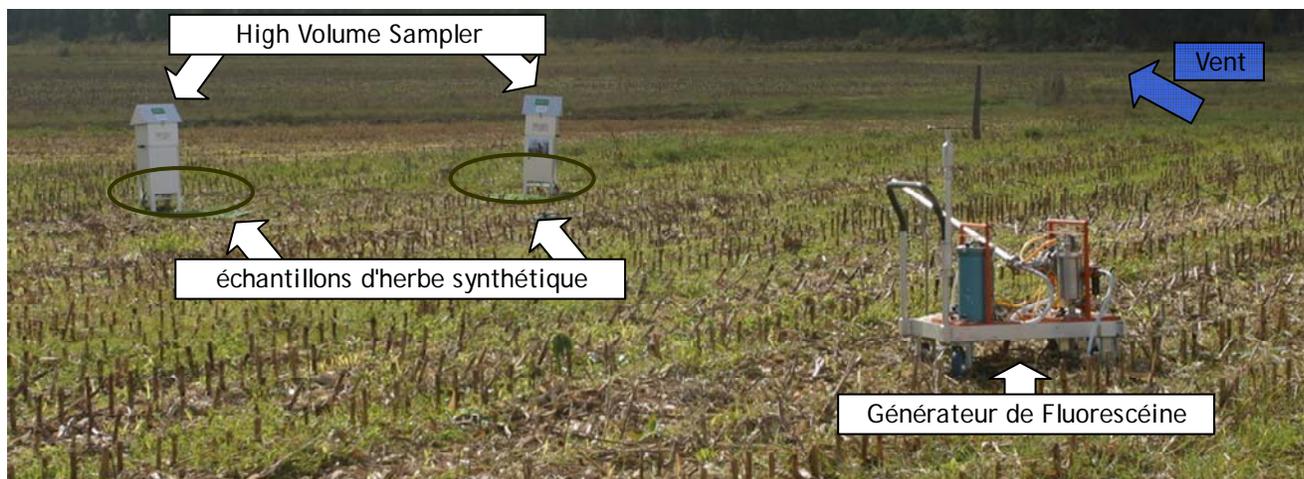


Figure II.17: Dispositif de traçage par émission de fluorescéine (campagne Landes 2)

Comme pour la comparaison entre différents appareils de mesures de concentration d'aérosol faite précédemment : le rapport de la vitesse de dépôt normalisée par la vitesse de frottement du vent et en conditions neutres et stables sont calculés pour les deux méthodes afin d'être confrontés. La comparaison est rendue possible si les données de vitesse de dépôt obtenues à l'aide de l'ELPI sont appliquées au spectre granulométrique de la fluorescéine (Cf. Figure II.18). En effet, la vitesse de dépôt de la fluorescéine correspond à un spectre en masse alors que celle de l'ELPI à un spectre en nombre. Les vitesses de dépôt divisées par la vitesse de frottement du vent et mesurées sur chaque étage de l'ELPI, (au dessus l'herbe et en conditions atmosphériques neutres et stables, Lande 2, Chapitre IV.3) sont pondérés par la concentration massique correspondant au spectre de la fluorescéine.

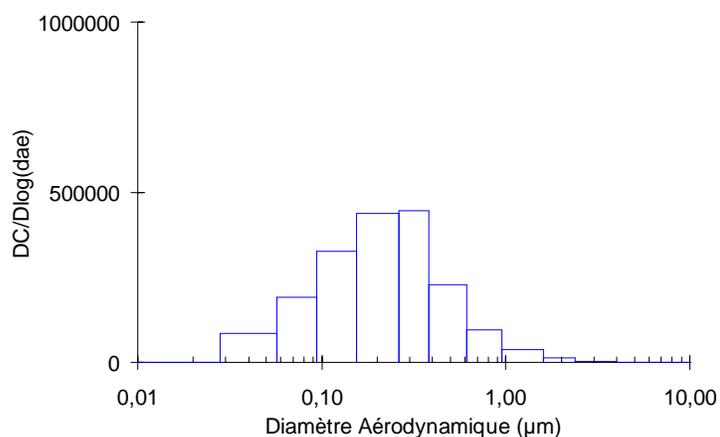


Figure II.18: Spectre granulométrique issue du générateur de fluorescéine

Méthode de mesure	Taille des particules	$\frac{Vd}{U_*}$ en neutre et stable Landes 2	Ecart type
ELPI	De 0,014 à 1,2 μm	$2,2 \cdot 10^{-3}$ (moyenne pondérée sur le spectre de la fluorescéine)	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Traçage par fluorescéine	De 0,014 à 1,2 μm	$3,9 \cdot 10^{-3}$ (9 valeurs)	$2,8 \cdot 10^{-3}$

Tableau II.7 : Résultat de mesure par covariance turbulente avec entre un ELPI et un CNC au dessus d'un champ de maïs

Les résultats regroupés sur le Tableau II.7 montrent un écart d'un peut moins d'un facteur 2 entre les mesures de vitesse de dépôt par corrélation turbulente et celles faites par traçage. Les incertitudes sur les vitesses de dépôt étant de l'ordre de 50 %, il apparaît que les deux méthodes donnent des résultats très proches.

II.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons décrit la théorie sur laquelle repose le calcul des flux par corrélation turbulente, puis les appareils utilisés, à savoir un anémomètre ultrasonique et un impacteur électrique à basse pression (ELPI). Leurs modes de fonctionnement et les limites de détection liées à leurs mesures ont été abordés. Un soin particulier a été apporté à la mesure du temps de réponse de l'ELPI, car ce paramètre conditionne la nécessité d'appliquer une correction spectrale.

La description de la chaîne de traitement des données a permis de lister l'ensemble des corrections et des tests de qualités nécessaires à la méthode ainsi que la façon dont ils ont été appliqués. Une critique du critère de stationnarité a ensuite été menée par sa confrontation avec la méthode développée au cours de cette étude et faisant appel à l'analyse spectrale. Le résultat de la discussion sur ces deux méthodes, a permis d'établir les inconvénients et les avantages pour finalement quantifier l'impact sur l'ensemble des données. Le critère de stationnarité (Foken *et al.*, 1996) est moins rigoureux que l'analyse spectrale mais cette dernière est beaucoup plus fastidieuse à mettre en place. Dans 15% des cas, le diagnostique de la méthode classique par critère de stationnarité est erroné : Soit des flux pouvant être corrigés et validés sont écartés, soit des flux ne présentant pas un cospectre relatant la turbulence atmosphérique sont entérinés.

Enfin, la méthode de mesures a été comparée avec une méthode utilisant un appareil au mode de fonctionnement différent, puis avec une méthode de mesure par traçage. La confrontation des résultats a permis d'estimer la valeur de la méthode développée et ainsi de la valider.

CHAPITRE III. RESULTATS DES CAMPAGNES LANDES 1, 2, 3 ET 4

Ce chapitre détaille l'application *in situ* de la méthode décrite et validée au cours du Chapitre II. Il s'organise en quatre parties retraçant les quatre campagnes réalisées entre juin 2007 et juillet 2008. Il s'agit d'un inventaire des données permettant l'analyse la plus complète possible, c'est-à-dire : les données météorologiques, les données inhérentes à la concentration d'aérosols atmosphériques ainsi que les évolutions des vitesses de dépôt sec. Chronologiquement parlant, ces mesures ont été réalisées en juin 2007 (Landes 1), octobre 2007 (Landes 2), mars 2008 (Landes 3) et fin juin début juillet 2008 (Landes 4).

Deux sites de mesures ont été utilisés pour les campagnes « Landes », ils sont établis à quelques kilomètres d'écart sur une exploitation agricole de la commune de Mano, située dans le département des Landes à environ 70 km au sud de Bordeaux (Cf. Figure III.1). Cette région se caractérise par un climat océanique. Elle est constituée principalement de forêt de résineux, et depuis les années 90 de nombreuses zones ont été déboisées pour l'exploitation céréalière, en particulier celle du maïs.

Ces sites de mesures ont été choisis pour des raisons d'homogénéité du couvert, mais aussi pour des raisons micrométéorologiques (fortes variations de la stabilité atmosphérique lors d'un cycle diurne-nocturne). Enfin, cette zone est faiblement peuplée et éloignée de toute activité industrielle, permettant ainsi d'obtenir la stationnarité de la concentration en aérosols nécessaire à l'application de la méthode. L'évolution saisonnière des pratiques agricoles a permis de faire des mesures au dessus de trois types de couverts : du maïs, de l'herbe, et du sol nu.



Figure III.1: Localisation du site expérimental en France, puis dans la forêt des Landes.

Dans l'optique d'obtenir des valeurs de vitesses de dépôt pour différents paramètres turbulents et différents couverts, il a été mis en place une stratégie d'enchaînement des campagnes. Le but étant que les quatre campagnes forment un ensemble cohérent et logique. Ainsi la campagne Landes 1 correspond à la première mise en place de la méthode sur un champ de maïs, durant le mois de Juin. Puis la campagne Landes 2 s'est déroulée au même endroit mais au dessus d'un autre type de couvert (de l'herbe) et avec des conditions climatiques quelque peu différentes (octobre). Le deuxième site expérimental a été utilisé pour les campagnes Landes 3 et 4. Ce changement est dû principalement à des prérogatives liées à l'exploitation agricole (installation de pivot d'arrosage incompatible avec des mesures sur un mat de 6 m). Les vitesses de dépôt issues de la campagne Landes 3 ont été obtenues au dessus d'un sol nu, correspondant à l'état d'un champ pendant le labour. De plus durant cette campagne les conditions climatiques sont très différentes de celles observées dans les campagnes précédentes. Enfin la campagne Landes 4 intervient un an après Landes 1 sur un couvert de maïs et permet de confronter les résultats des deux sites sur le même couvert et dans des conditions climatiques quasi-similaires.

Nom	Lieu	date	Type couvert (hauteur)	Météo globale	Objectif
Landes 1	Cape sud site 1	Juin 2007	Maïs (1,3 m)	Ensoleillé	Mise au point
Landes 2	Cape sud site 1	Octobre 2007	Herbe (20 cm)	Variable venteux	Nouveau substrat
Landes 3	Cape sud site 2	Mars 2008	Sol nu (5 cm)	Couvert et venteux	Condition neutre et stable
Landes 4	Cape sud site 2	Juin 2008	Maïs (1,3 m)	Ensoleillé	Reproductibilité de Landes 1

Tableau III.1 : Récapitulatif des quatre campagnes de mesures

Des flux de dépôt mais aussi d'émission d'aérosols ont été observés pendant les expérimentations, pour plus de clarté, l'ensemble des flux verticaux d'aérosols normalisés par la concentration sont appelés vitesses de transfert. Les vitesses de transfert négatives sont les vitesses d'émission (V_e en $m.s^{-1}$) et les vitesses de transfert positives sont les vitesses de dépôt (V_d en $m.s^{-1}$).

Les diamètres représentant nos mesures sont les diamètres géométriques moyens (Cf.I.2.1) des diamètres de coupures de chaque étage de l'ELPI. Pour les mesures au dessus du maïs un changement de technologie des plateaux a eu lieu en milieu de campagne (Landes 4). En effet, les plateaux habituellement graissés, pour éviter le rebond des aérosols les plus petits, ont été remplacés par des plateaux poreux. Les diamètres de coupure liés à chaque technologie sont globalement du même ordre de grandeur. Toutefois, pour les mesures au dessus du maïs, il a été choisi de considérer les diamètres géométriques moyens entre les diamètres de coupures des plateaux poreux et ceux des plateaux graissés.

La présentation de chaque campagne suivra la structure suivante : une description du site de mesure et du dispositif expérimental, puis le détail des conditions météorologiques observées durant la campagne, et enfin les résultats des vitesses de transferts.

III.1 Campagne Landes 1 - Juin 2007, Maïs

III.1.1 Site de mesure et dispositif expérimental

La campagne Landes 1 s'est déroulée du 13 au 17 juin 2007, au sein d'une exploitation agricole de la commune de Mano (latitude : 44,24030 longitude : -0,38382). Le site de mesure est une parcelle de maïs, entourée de forêt composée principalement de pins des Landes. La hauteur du maïs est d'environ 1,5 m et le champ est plat quelque soit la direction. Le camion laboratoire ainsi qu'un mât d'une hauteur de 6 m sont installés au milieu de la parcelle (Figure III.2), de façon à avoir une surface plane et homogène la plus grande possible dans les directions préférentielles du vent.



Figure III.2: Le site expérimentale pour les campagnes Landes 1 et Landes 2

Les appareils de mesure de concentration des aérosols atmosphériques (CNC TSI inc. et ELPI Dekati inc.) sont placés dans le camion laboratoire, tandis que les têtes de prélèvement des aérosols et les anémomètres soniques (Young 81000) sont placés au sommet du mât. Les anémomètres sont fixés à plus

d'un mètre de distance sur un portant en acier inoxydable perpendiculaire à la direction principale du vent, afin d'éviter que la turbulence générée par un anémomètre ne perturbe la mesure de l'autre. Le schéma du dispositif expérimental utilisé pour l'ensemble des campagnes est présenté Figure III.3, tandis que la Figure III.4 est une photographie illustrant l'installation pendant la campagne Landes 1. L'anémomètre placé à un mètre du sol, n'a été mis en place qu'à partir de la campagne Landes 2. Les têtes de prélèvement sont reliées aux appareils de mesure de concentration par des tubes d'une longueur de 4 m conducteurs siliconés (TSI) qui permettent d'éviter un dépôt électrostatique des aérosols lors de leur parcours à l'intérieur des tubes.

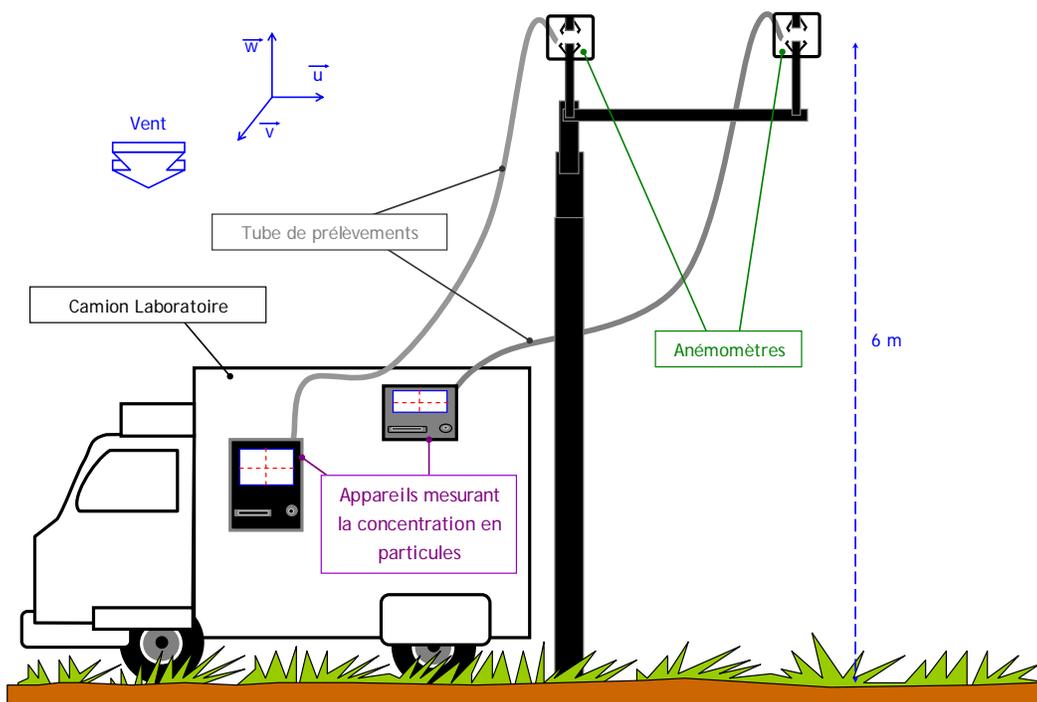


Figure III.3: Schéma global de l'installation

Lors de cette campagne une attention particulière a été apportée à l'étalonnage quotidienne des appareils, en vue de mettre en place une méthodologie reproductible dans les campagnes suivantes. En effet, il est nécessaire de s'affranchir d'un éventuel offset survenu sur les électromètres de l'ELPI. Pour cela, un flux d'air traverse la colonne d'impaction en passant en premier lieu par un filtre parfait, le logiciel corrige alors les courants des électromètres pour qu'ils soient le plus proche possible de zéro, puisque l'appareil n'est sensé mesurer aucune particule. Il est parfois nécessaire de nettoyer l'aiguille du chargeur à effet couronne de l'appareil, cela dépend fortement de la concentration moyenne et de la nature des aérosols mesurés. Les impuretés se déposent sur la pointe de l'aiguille et modifient sa tension globale au-delà des limites de calibration (entre 4 et 6 KeV).



Figure III.4: Dispositif de mesure lors de Landes 1

Pour éviter toute turbulence parasite, le camion est placé sous le vent par rapport au mât. Pour respecter cette configuration le mât a été déplacé en milieu de campagne lorsque le régime de vent dominant a changé de direction.

III.1.2 Conditions météorologiques durant la campagne

Les principaux paramètres micrométéorologiques de la campagne sont présentés Figure III.5 sous la forme de moyenne sur 30 minutes, correspondant à l'échelle classique des variations atmosphériques (Held et Klemm, 2006). Il manque une partie des données du 15 juin à cause d'un problème de fréquence d'acquisition.

Le flux de chaleur sensible (H en $W.m^{-2}$) est faible la nuit et tend vers un pic autour de $100 W.m^{-2}$ au milieu de la journée. On remarque toutefois une forme moins nette pour les journées du 17 et du 14 juin, où des passages nuageux sont la cause principale de la variabilité des flux. Cela dit, ils restent du même ordre de grandeur que ceux issus du 15 juin. En résumé, l'évolution du flux de chaleur sensible au cours de la campagne montre un ensoleillement partiel durant le jour. La traduction de cela sur l'évolution de la température durant la campagne est l'apparition de maxima diurnes. Les températures des nuits du 13 au 14 juin et du 16 au 17 juin, sont plus élevées de 2 à $5^{\circ}C$ que celles des autres nuits.

Les vitesses du vent (U en m.s^{-1}) atteignent des pointes à 5 m.s^{-1} durant les pics en journée, et se stabilisent autour de 1 à 2 m.s^{-1} la nuit. Cela se traduit par une évolution similaire et quasiment superposable de la vitesse de friction du vent (U_* en m.s^{-1}). Les valeurs nocturnes de U_* sont proches de $0,1 \text{ m.s}^{-1}$ et ont en guise de maxima journaliers des valeurs entre $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ et $0,6 \text{ m.s}^{-1}$. La direction préférentielle du vent passe progressivement du Nord-Ouest (la nuit du 13 au 14 juin) au Nord et Nord-Est (le 14 Juin) pour finir au Sud-Est. Une rotation vers le Nord a été observée aux alentours de midi le 16 Juin.

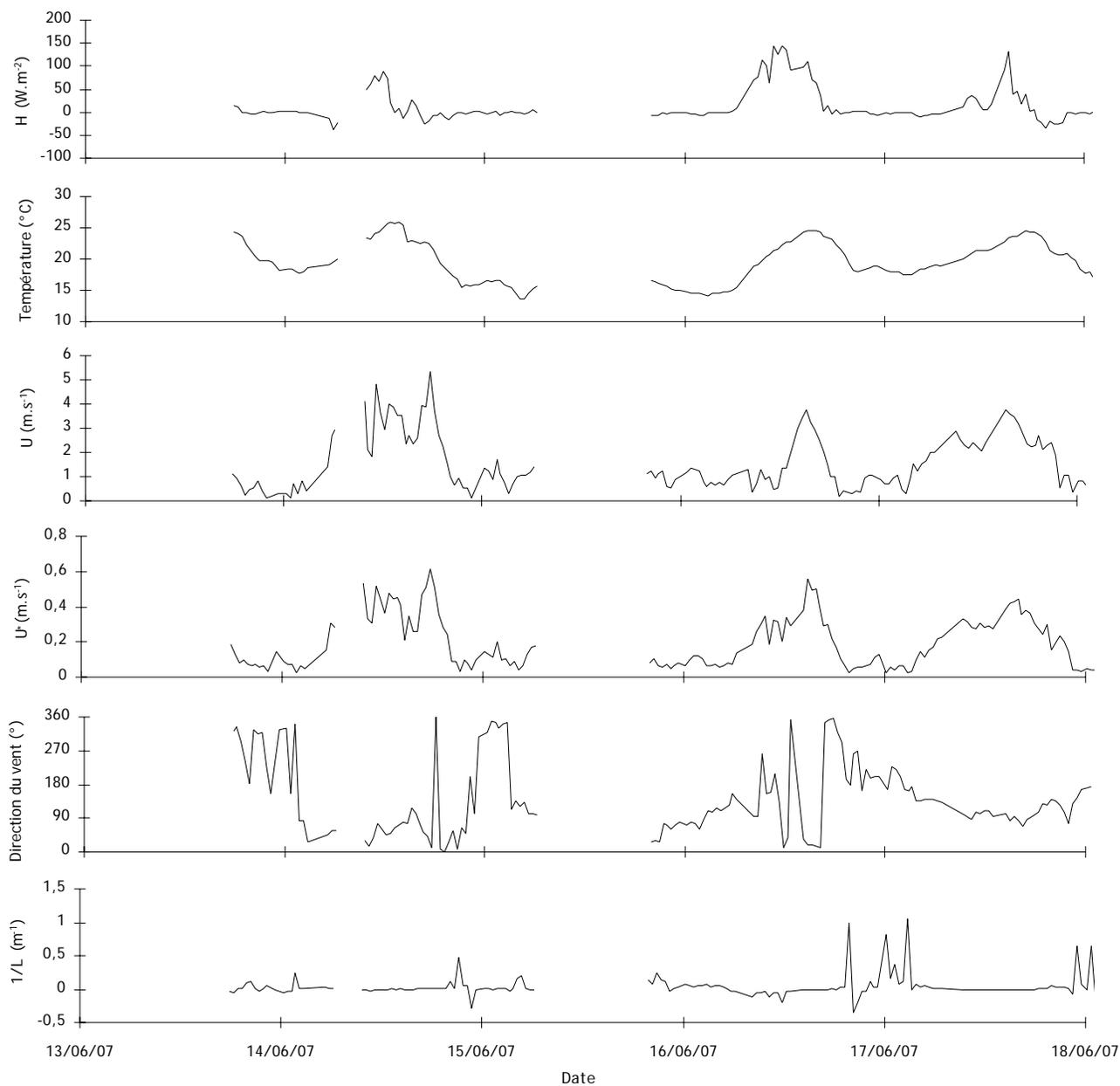


Figure III.5: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 1

Enfin l'évolution de la stabilité est évaluée par l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov. Sur la Figure III.5 l'échelle est telle que seuls les épisodes de stabilité se déroulant la nuit peuvent être identifiés. Une autre échelle a été choisie sur la Figure III.6. Elle permet de distinguer plus précisément les périodes de faibles stabilités ou instabilités vis-à-vis des périodes neutres, caractérisée par : $-0,006 < 1/L < 0,004$ et représentées par les pointillés verts (les bornes ont été définies au Chapitre I.1.2). On constate l'alternance entre les phases d'instabilité de l'atmosphère le jour et de stabilité la nuit. Finalement les épisodes neutres sont rares et correspondent aux périodes de transition (couchés et levés du soleil).

L'instabilité atmosphérique est moins marquée les jours où la couverture nuageuse est plus forte (le 14 juin).

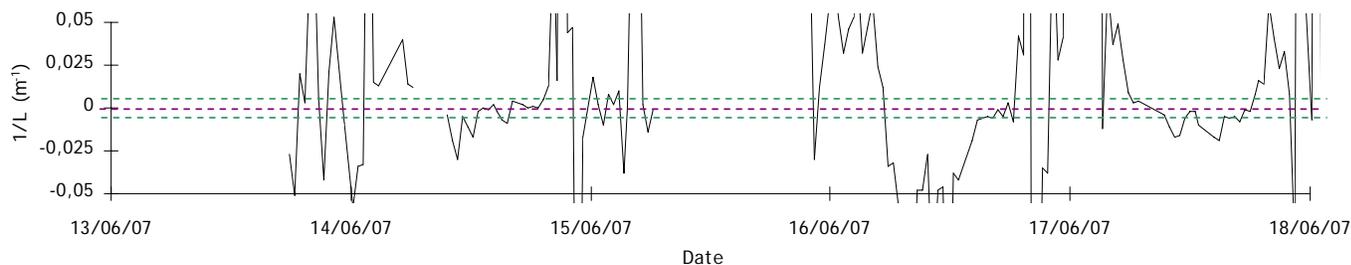


Figure III.6: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 1

Si l'évolution journalière de la stabilité atmosphérique apporte des informations intéressantes, une approche plus statistique développée par Affre (1997) complète la description micrométéorologique de la campagne.

L'ensemble des mesures turbulentes est présentée sur la Figure III.7. Les mesures sont classées en fonction des échelles de vitesse de frottement du vent (U_* en $m.s^{-1}$) et température de la couche de surface (T_* °C). Par définition, ces deux échelles ne sont pas rigoureusement indépendantes, mais la position d'un point sur le graphique $U_* = f(T_*)$ permet un accès direct aux conditions de stabilité rencontrées au cours des mesures car les paramètres fondamentaux y figurent :

- Comme le flux chaleur sensible est proportionnel au produit ($T_* U_*$), sur la figure les isovaleurs du flux de chaleur sensible (en $W.m^{-2}$) sont indiquées par un réseau d'hyperbole (en rouge). Le flux de chaleur est d'autant plus grand en valeur absolue que l'on s'éloigne de l'origine.

- Le paramètre de stabilité choisi est $1/L$ qui est par définition proportionnel à $\frac{U_*^2}{T_*}$ (Cf. I.1.3). Les

isovaleurs de $1/L$ sont représentées par le réseau de courbes paraboliques partant de l'origine. Les courbes restant au voisinage de l'axes des U_* passant par $T_* = 0$ correspondent aux conditions neutres (en pointillés verts). En valeur absolue, les valeurs de $1/L$ sont d'autant plus fortes qu'elles se rapprochent des l'axe des abscisses : il s'agit des conditions instables comprise entre les paraboles -0,02, -0,2 et -2 ; et de conditions stables pour les valeurs 0,02, 0,2 et 2.

La principale caractéristique, observée sur la Figure III.7, est la dissymétrie de la distribution des points dans les domaines stable et instable.

La plus grande densité de points représentant les conditions stables correspondent à des flux de chaleur sensibles négatifs mais supérieurs à -50 W.m^{-2} (Zone A sur la Figure III.7). De plus, la plupart de ces valeurs soulignent des conditions stables voir très stables ($1/L$ inférieur à $0,02$).

Les points regroupant les conditions instables sont plus dispersés et moins nombreux. Les flux de chaleur maximaux sont proches de 150 W.m^{-2} traduisant une couverture nuageuse du ciel assez fréquente pendant la campagne. Le champ des valeurs s'étendant de $1/L = -0,006$ à $1/L = -0,2$ et caractérisant une instabilité faible, la turbulence est régit par les transferts thermiques mais le régime vent, qui semble établi et menant à des vitesses de frottements de l'ordre $0,3 \text{ m.s}^{-1}$, pondère les effets thermiques.

Enfin, les points représentant les conditions neutres sont les moins nombreux, mais leur nombre reste conséquent (environ moitié moins que les conditions instables). Ils correspondent pour la plupart à des épisodes de vents assez forts apparaissant pendant la journée.

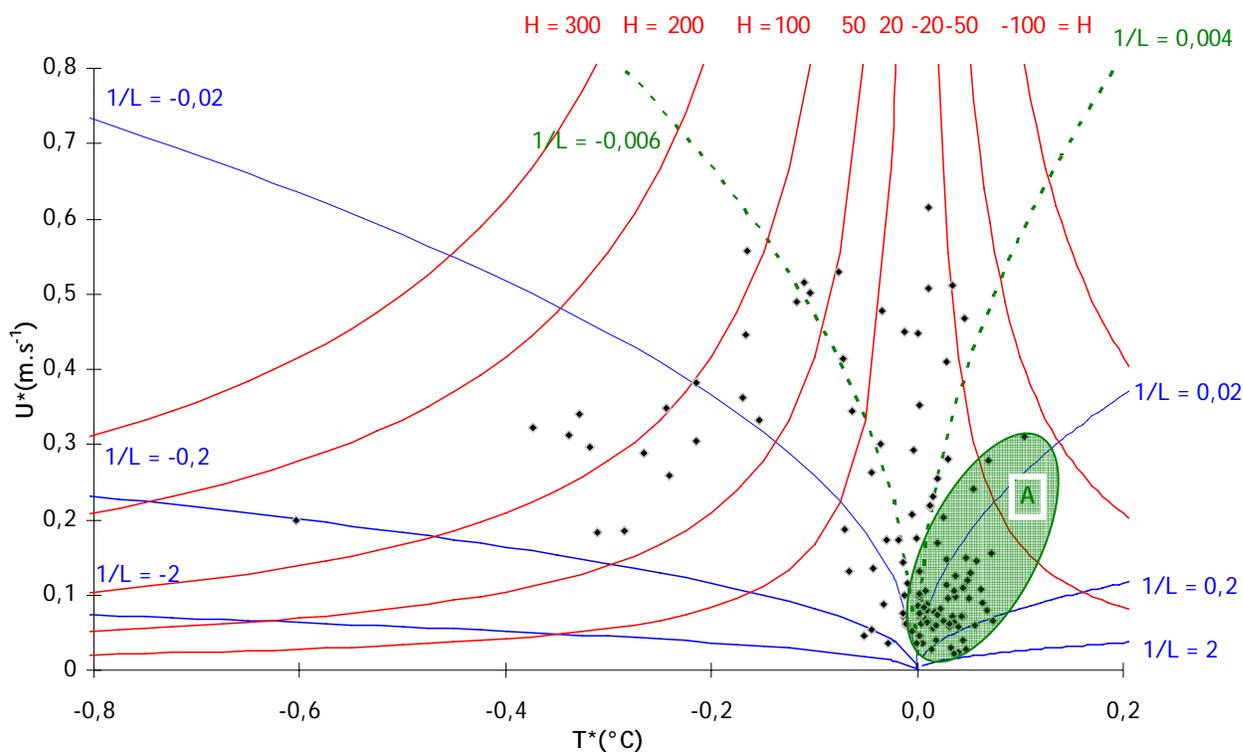


Figure III.7: Positions des échantillons de la campagne Landes 1 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$.

III.1.3 Evolution journalière de la vitesse de transferts (dépôt et émission)

Pour donner une vision globale de l'évolution de la vitesse dépôt (V_d) ou d'émission (V_e) au cours de toute la campagne, les résultats des mesures sont présentés en fonction du temps Figure III.8, Figure III.9 et Figure III.10. Les mesures correspondent aux étages de l'ELPI ayant une concentration suffisamment élevée pour être au dessus de la limite de détection (étage 1 à 9). Le principal intérêt de tels graphes est de pouvoir distinguer les tailles d'aérosols et les périodes où les flux ont des caractéristiques facilement dissociables. Ainsi, il y a une majorité de flux d'émission observés sur les plateaux 5, 6, 7 et 8, correspondant à des aérosols ayant des diamètres compris entre $0,156 \mu\text{m}$ et $0,948 \mu\text{m}$. A l'inverse, sur les étages 1, 2, 3, 4 et 9, un flux de dépôt d'aérosols est mesuré dans la plupart des cas. L'évolution des vitesses de dépôt suit celles des paramètres turbulents commentés précédemment (notamment le flux de chaleur sensible et la vitesse de frottement du vent) : de fortes valeurs le jour avec un pic aux alentours de midi et des valeurs plus faibles la nuit. Pour la journée du 14 juin sur les plateaux 1, 2, 3, 4 et 7 les évolutions journalières sont moins nettes. En effet, la journée du 14 est le siège de deux pics de vitesse du vent, accompagnés par une évolution similaire pour la vitesse de frottement, le premier pic vers 11h et le second en fin d'après-midi (17h40-18h) ; les amplitudes des pics de U_* atteignent respectivement $0,6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $0,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Le flux de chaleur n'est marqué que par un seul pic apparaissant au alentour de midi et dont la valeur est relativement faible $89 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ par rapport aux valeurs habituellement obtenues à cette période de l'année dans cette région.

Le lien entre les paramètres micrométéorologiques et l'amplitude des vitesses de transfert est encore renforcé par l'observation de la journée du 16 juin qui présente des profils quasi-similaires pour le flux de chaleur sensible et des vitesses de transferts, une forte hausse de la vitesse du vent se traduisant par un pic des valeurs de U_* est observé en milieu d'après midi. Cela contribue à élargir la plage d'instabilité atmosphérique dans la mesure où le flux de chaleur décroît en même temps, et la vitesse de dépôt mesurée à ce moment là reste élevée vis-à-vis de celles mesurées en fin de journée ou la nuit.

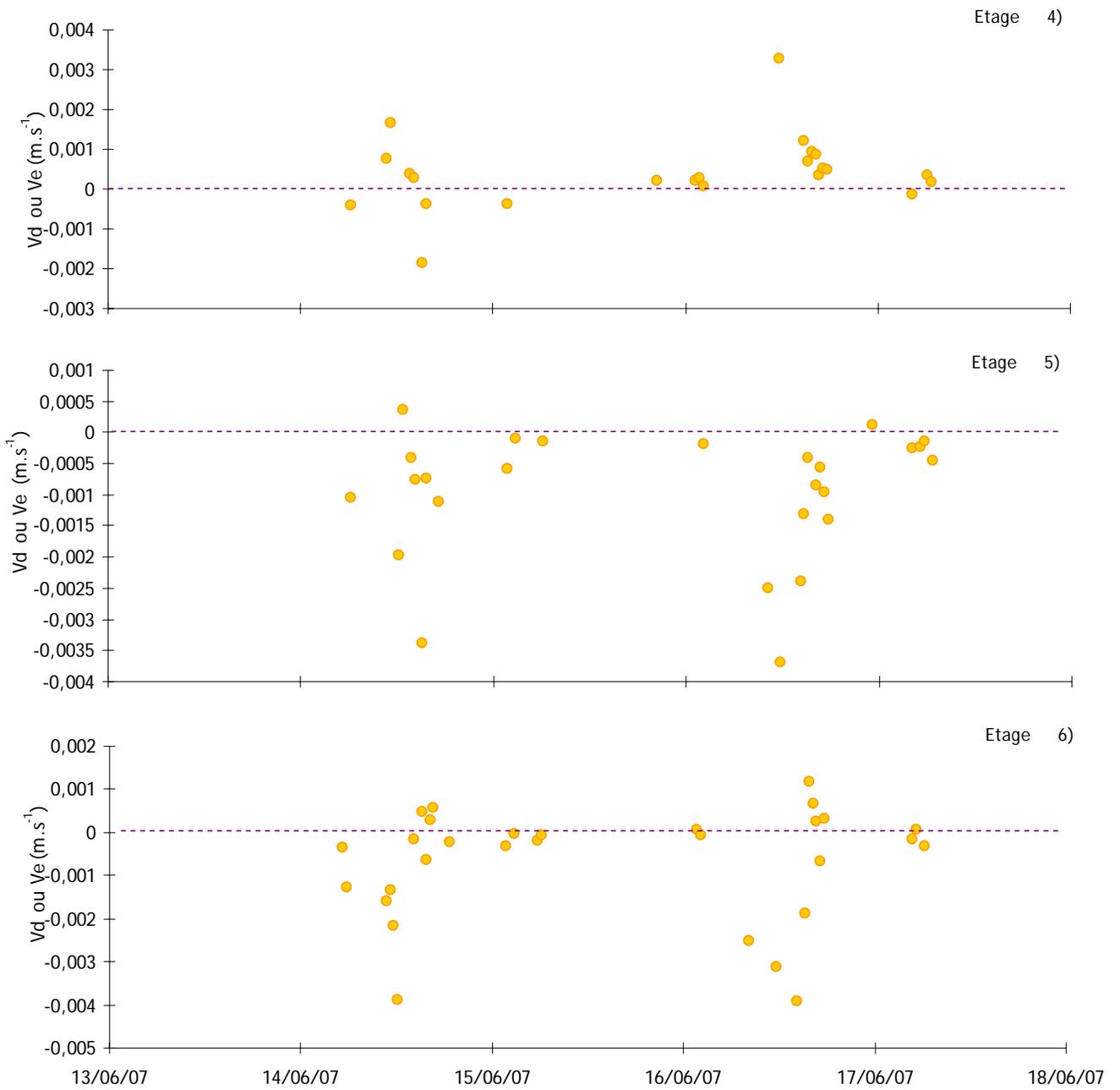


Figure III.9: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 1 étage 4 à 6

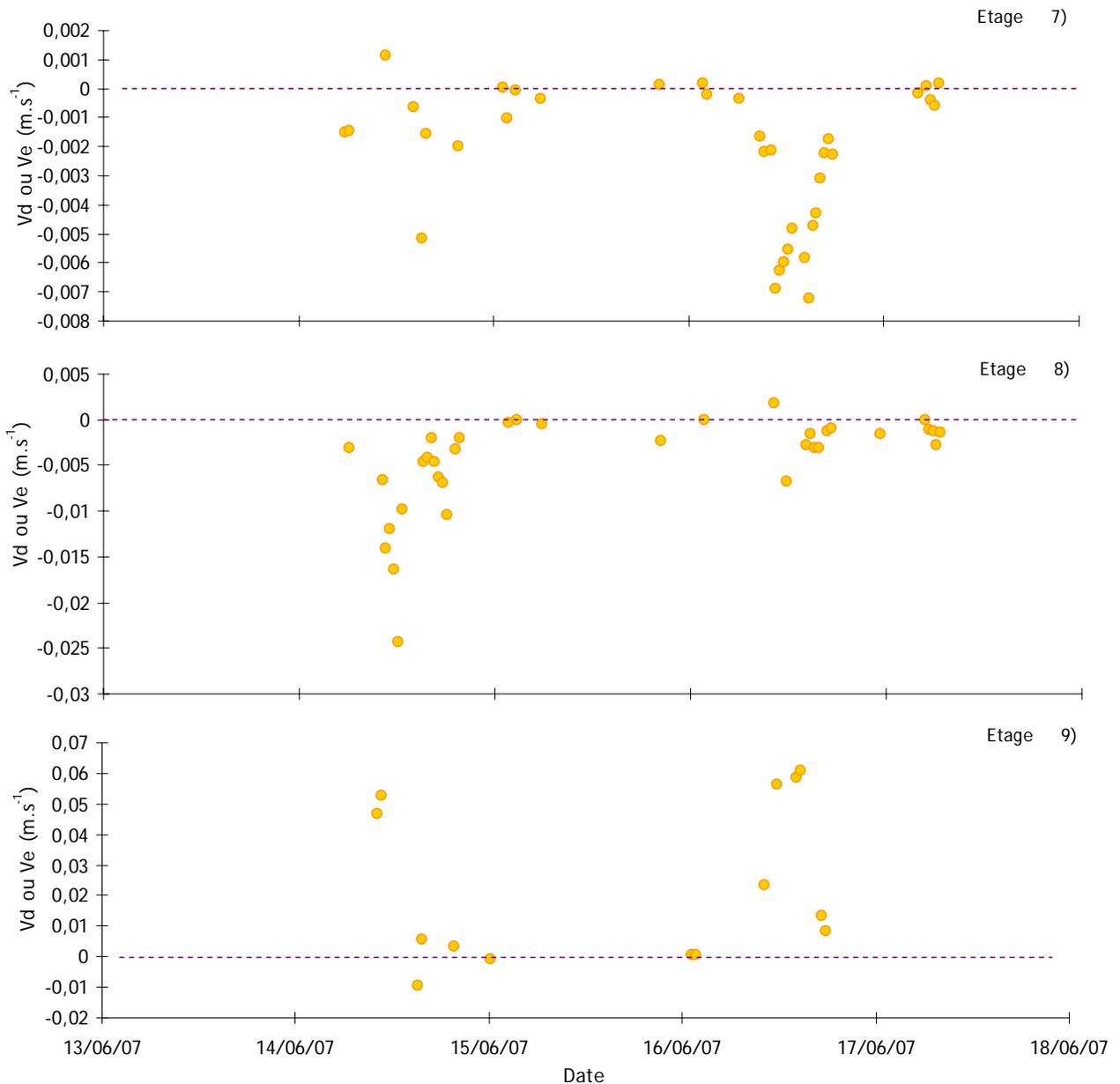


Figure III.10: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 1 étage 7 à 9

Afin de compléter l'inventaire des données, les Tableau III.2 et Tableau III.3 regroupent respectivement les valeurs des vitesses de transfert (dépôt sec et d'émission, respectivement), les données des vitesses d'émission étant prises en valeur absolue (alors qu'elles étaient présentées par des valeurs négatives sur les Figure III.8, Figure III.9 et Figure III.10). D'après le Tableau III.2, les vitesses de dépôt moyennes sont proches de $7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ pour les étages 1, 2 et 4, tandis que pour des aérosols ayant une taille comprise 0,17 et 0,46 μm , elles sont de l'ordre de $3 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Pour les étages 3 et 8 les vitesses de dépôt moyennent ont des valeurs équivalentes à $1 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. Enfin la vitesse de dépôt moyenne mesurée pour

l'étage 9 est de $2,6 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$

Etage	Diamètre (μm)	V_d maximum (m.s^{-1})	V_d minimum (m.s^{-1})	V_d moyenne (m.s^{-1})	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	65% (13)
2	0,033	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	76% (13)
3	0,054	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	78% (21)
4	0,092	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	78% (18)
5	0,171	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	8% (2)
6	0,287	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	30 % (9)
7	0,456	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	17% (6)
8	0,742	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	3% (1)
9	1,198	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	86% (12)

Tableau III.2 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 1

D'après le Tableau III.3, les vitesses d'émissions maximum s'échelonnent $1,9 \cdot 10^{-3}$ et $7,8 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ sur les quatre premiers étages de l'ELPI, tandis que les vitesses minimum sont comprises entre $1,1 \cdot 10^{-4}$ et $2,7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, enfin les vitesses moyennes correspondantes restent entre $3,0 \cdot 10^{-4}$ et $7,2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$.

Concernant les étages 5 à 9 de l'ELPI, les valeurs des vitesses moyennes d'émissions vont de $1,07 \cdot 10^{-3}$ à $5,3 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, les vitesses d'émission minimum de $3,2 \cdot 10^{-5}$ à $9,0 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et les vitesses d'émission maximum de $2,4 \cdot 10^{-2}$ à $3,7 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

La dispersion des résultats entraîne des écarts allant au-delà d'un ordre de grandeurs une entre la valeur maximum et la valeur minimum mesurées pour une même gamme de taille d'aérosols. Les nombres de valeurs mesurées de vitesses de dépôt ainsi que le pourcentage, qu'ils représentent vis-à-vis du nombre total de valeurs validées, confirment les observations précédentes sur la répartition des phénomènes de dépôt et d'émission en fonction de la taille. Il y a un fort pourcentage (supérieur à 65 %) de dépôt mesuré sur les étages correspondant aux tailles les plus petites (de 14 à 92 nm), alors que pour des tailles plus grandes d'aérosols des flux d'émission sont majoritairement mesurés. L'étage neuf fait exception puisqu'il s'agit de l'étage où les aérosols ont les tailles les plus grandes et que 86% des flux observés sur cet étage sont des flux de dépôt. L'étude et la discussion des observations des flux d'émission seront abordées dans le détail dans la suite du mémoire (Chapitre IV.1).

Etage	Diamètre (µm)	Ve maximum (m.s ⁻¹)	Ve minimum (m.s ⁻¹)	Ve moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	1,2 10 ⁻³	2,7 10 ⁻⁴	7,2 10 ⁻⁴	35% (7)
2	0,033	8,0 10 ⁻⁴	1,3 10 ⁻⁴	3,5 10 ⁻⁴	24% (4)
3	0,054	7,8 10 ⁻⁴	1,1 10 ⁻⁴	3,0 10 ⁻⁴	22% (6)
4	0,092	1,9 10 ⁻³	1,6 10 ⁻⁴	6,4 10 ⁻⁴	22% (5)
5	0,171	3,7 10 ⁻³	9,8 10 ⁻⁵	1,1 10 ⁻³	92% (24)
6	0,287	3,9 10 ⁻³	3,3210 ⁻⁵	1,2 10 ⁻³	70 % (21)
7	0,456	7,3 10 ⁻³	5,8 10 ⁻⁵	2,8 10 ⁻³	83% (30)
8	0,742	2,4 10 ⁻²	7,3 10 ⁻⁵	4,8 10 ⁻³	97% (34)
9	1,198	9,7 10 ⁻³	9,0 10 ⁻⁴	5,3 10 ⁻³	14% (2)

Tableau III.3 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 1

La campagne Landes 1 a permis de finaliser la mise au point de la méthode *in situ* et d'avoir les premiers résultats permettant les premières validations (développé dans la Chapitre II.4) ainsi que de l'étude statistique nécessaire à la justification de la correction spectrale (Cf. II.3.3).

Pour poursuivre l'étude, il a paru intéressant d'étudier la vitesse de dépôt sur un autre couvert, comme c'est le cas de la campagne Landes 2.

III.2 Campagne Landes 2 - Octobre 2007, Herbe

III.2.1 Site de mesure et dispositif expérimental

Le site de mesure choisi pour la campagne Landes 2 est volontairement le même que celui de la campagne Landes 1 (Cf. partie précédente Figure III.2). Les mesures ont eu lieu du 16 au 23 Octobre 2007, le champ était alors essentiellement composé de pieds de maïs coupés et de touffes herbeuses qui ont poussé après la récolte (l'ensemble mesurant moins d'une dizaine de centimètres de haut). Le mât et le camion laboratoire sont placés au même endroit que pour Landes 1, c'est-à-dire au milieu de la parcelle, pour avoir un maximum de surface plane dans les directions préférentielles du vent et pour avoir un régime établi de turbulence atmosphérique. La Figure III.11 est une photographie montrant l'état de surface du champ et le dispositif de mesure. Trois anémomètres ultrasoniques ont été utilisés sur le site. Le premier est placé à 1,50 m du sol, et les deux autres placés au faite du mât, à une hauteur de 6m,

cette configuration permet de vérifier que toutes les mesures sont faites dans la couche à flux constant. De plus les deux anémomètres à 6 m sont liés aux cannes de prélèvement, elles-mêmes connectées jusqu'à l'intérieur du camion à l'ELPI et au CNC par des tubes siliconés conducteurs. En vue d'anticiper un vent venant de l'Ouest, le mat et le camion laboratoire ont été légèrement déplacés durant la matinée du 19 octobre. La maintenance des appareils mis en place pendant Landes 1 a été répétée ; les sauvegardes et une procédure de remise à zéro des électromètres de l'ELPI sont faites quotidiennement.



Figure III.11: Dispositif de mesure lors de la campagne Landes 2

III.2.2 Conditions météorologiques durant la campagne

La Figure III.12 regroupe les paramètres micrométéorologiques moyennés sur 30 min, permettant une description précise de l'évolution de la turbulence atmosphérique durant la campagne.

Le cycle du flux de chaleur sensible est classique, c'est à dire liée au rayonnement solaire, avec un pic en journée et des minima nocturnes. Toutefois, les flux de chaleur des premiers jours et (17 et 18 juin) des derniers jours de la campagne (le 22 et dans une moindre mesure le 23 juin) témoignent de passages nuageux, en effet leurs profils sont marqués par des variations de plusieurs dizaines de $W.m^{-2}$ par demi-heures. Les valeurs maximales journalières s'étendent de 150 à 230 $W.m^{-2}$, alors que les minima nocturnes sont proches de quelques $W.m^{-2}$ où faiblement négatifs, les rares pics négatifs ne dépassent pas en valeur absolue 35 $W.m^{-2}$.

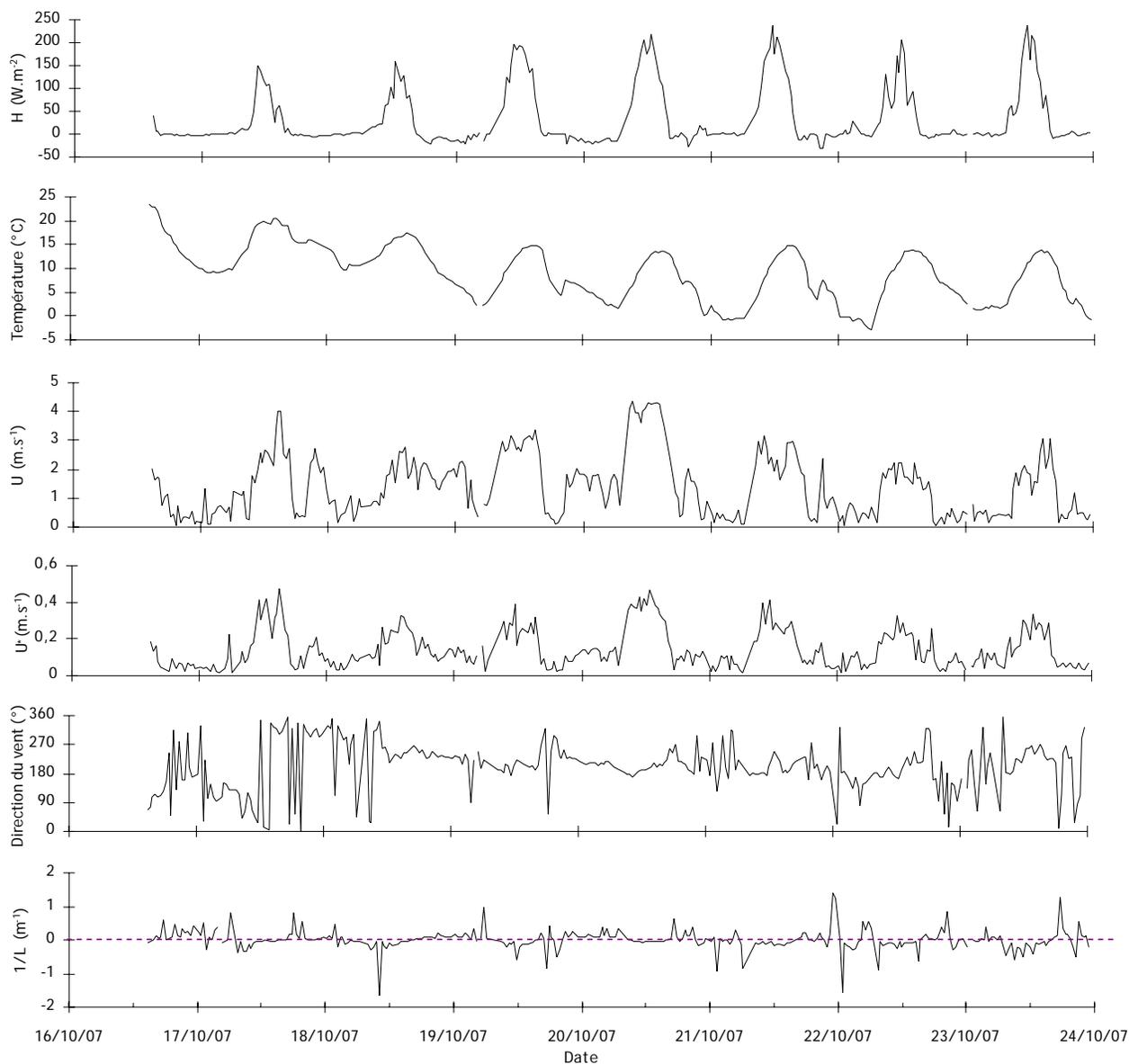


Figure III.12: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 2

La température suit le cycle des variations diurne-nocturne au fil des jours, conditionné par le levé et le couché du soleil, toutefois, la valeur moyenne de température ainsi que les valeurs maximales et minimales baissent sensiblement les trois premiers jours pour se stabiliser ensuite. La température moyenne est d'une quinzaine de degrés les premiers jours pour être de l'ordre de 7 à 8 °C du 19 au 23 octobre. Sur l'ensemble de la campagne la température maximum rencontrée est de 23,5°C et la plus

faible est de -3°C .

Concernant les vitesses moyennes du vent, la journée du 18 octobre est à part. En effet, la phase diurne enregistre une faible hausse (notamment vis-à-vis de la nuit du 18 au 19 où la vitesse moyenne du vent ne descend pas en dessous des $1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), tandis qu'elle est nettement plus marquée les autres jours. Les journées 17, 19, 20, 21 et 23 retrouvent le maximum de vitesse du vent à midi, compris entre 3 et $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et une valeur un peu plus faible le 22 ($2,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). L'évolution de la vitesse de friction du vent, est liée à celle de la vitesse du vent, mais elle marque plus clairement les phases diurnes. La direction du vent est changeante en début de campagne (la nuit du 16 au 17), puis se stabilise au nord nord-ouest pour tourner doucement au fil des jours jusqu'à venir du sud, la journée du 20 octobre. On remarque aussi que la direction du vent a tendance à être moins bien établie en phase nocturne que diurne.

La stabilité atmosphérique quantifiée par l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov s'organise globalement en période d'instabilité ($1/L < -0,012$ d'après le Chapitre I.1.2) le jour et de stabilité ($1/L > 0,013$) la nuit. Même s'il arrive qu'un front d'air vienne perturber l'établissement de cette alternance (par exemple la nuit du 22 octobre). Sur la Figure III.13, le changement d'échelle permet de s'apercevoir que, si l'on excepte la journée du 20 octobre, les épisodes neutres apparaissent principalement lors des périodes de transition, c'est-à-dire aux levés et aux couchés du soleil. Les conditions neutres sont : $-0,012 < 1/L < 0,013$. Ces bornes sont représentées par les pointillés verts, elles ont été définies au Chapitre I.1.2.

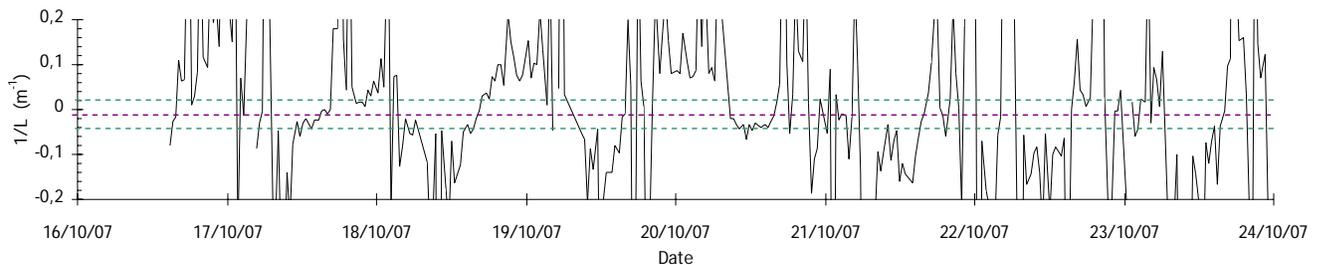


Figure III.13: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 2

La Figure III.14 représente comme précédemment (Figure III.7) sur un même graphique les échelles de vent et de température (U_* et T_*), ainsi que les valeurs correspondantes du flux de chaleur sensible et de la stabilité atmosphérique $1/L$.

Les épisodes neutres sont dispersés autour de l'axe des T_* nuls compris entre les bornes en pointillés verts (zone B sur la Figure III.14), excepté pour quelques valeurs de U_* inférieures à $0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Les conditions instables sont elles aussi dispersées, mais elles se regroupent globalement pour des conditions moyennement instables comprises entre $1/L = -0,2$ et $-0,02 \text{ m}^{-1}$, dans ces cas là, les valeurs maximales de flux de chaleur sont proches de 200 W.m^{-2} (zone C sur la Figure III.14). Les quelques conditions les plus instables ($1/L < -0,2$) sont observées lorsque la vitesse du vent est très faible et pour des flux de chaleur n'excédant pas 50 W.m^{-2} . L'ensemble des conditions stables est représenté par amas dense de points correspondant à des flux de chaleur sensible compris entre 0 et -20 W.m^{-2} ; ce sont des épisodes nocturnes faiblement venteux observés plus haut, le graphe montre que ce sont les épisodes les plus rencontrés lors de la campagne (zone A sur la Figure III.14).

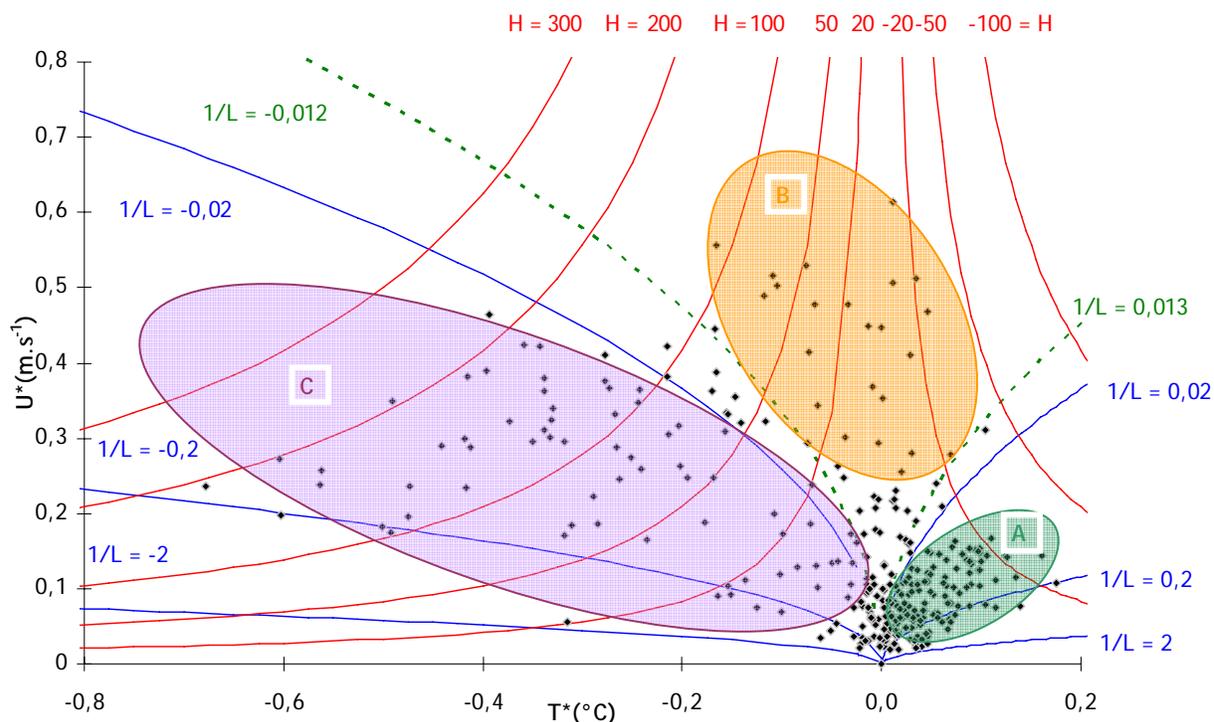


Figure III.14: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 2 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$. Les isovaleurs du flux de chaleur sensible sont indiquées en rouge et les isovaleurs de stabilité atmosphérique en bleu.

III.2.3 Evolution journalière de la vitesse dépôt

Les Figure III.15, Figure III.16 et Figure III.17 tracent l'évolution des vitesses dépôt (V_d) et d'émission (V_e) qui ont respecté les tests de qualité (Cf. Chapitre II.3) pendant la campagne Landes 2, pour les neuf premiers étages de l'ELPI.

Les évolutions des vitesses de transferts sur les étages 1, 2 et 3 suivent clairement celles des paramètres micrométéorologiques (notamment H , U , et U_*), et en particulier durant les journées du 19, 20 et 21 octobre pour lesquelles le flux de chaleur sensible n'est presque pas perturbé par des passages nuageux. Sur ces trois étages on remarque une prépondérance du dépôt devant l'émission. L'évolution journalière est plus difficilement identifiable sur les autres étages car ils sont le siège d'un mélange entre dépôt et émission. L'évolution des vitesses d'émission n'est pas marquée par une quelconque tendance liée à l'heure de la journée. Il est probable que des phénomènes biologiques et chimiques ayant un impact sur l'émission sont indépendants de l'heure de la journée. Par exemple sur les étages 6 et 7, une forte augmentation des vitesses d'émission est observée lors de la nuit du 17 au 18 octobre. Durant cette période la température est particulièrement élevée (entre 10 et 15°C) comparativement aux autres températures nocturnes de la campagne qui sont en dessous de 5°C.

Pour les plus grosses tailles d'aérosol (étage 8 et 9), peu de données ont pu être évaluées en raison de concentration en dessous du seuil de détection (Cf. Annexe Figure annexe.11.). Les quelques valeurs mesurées sur ces étages donnent accès seulement aux ordres de grandeur.

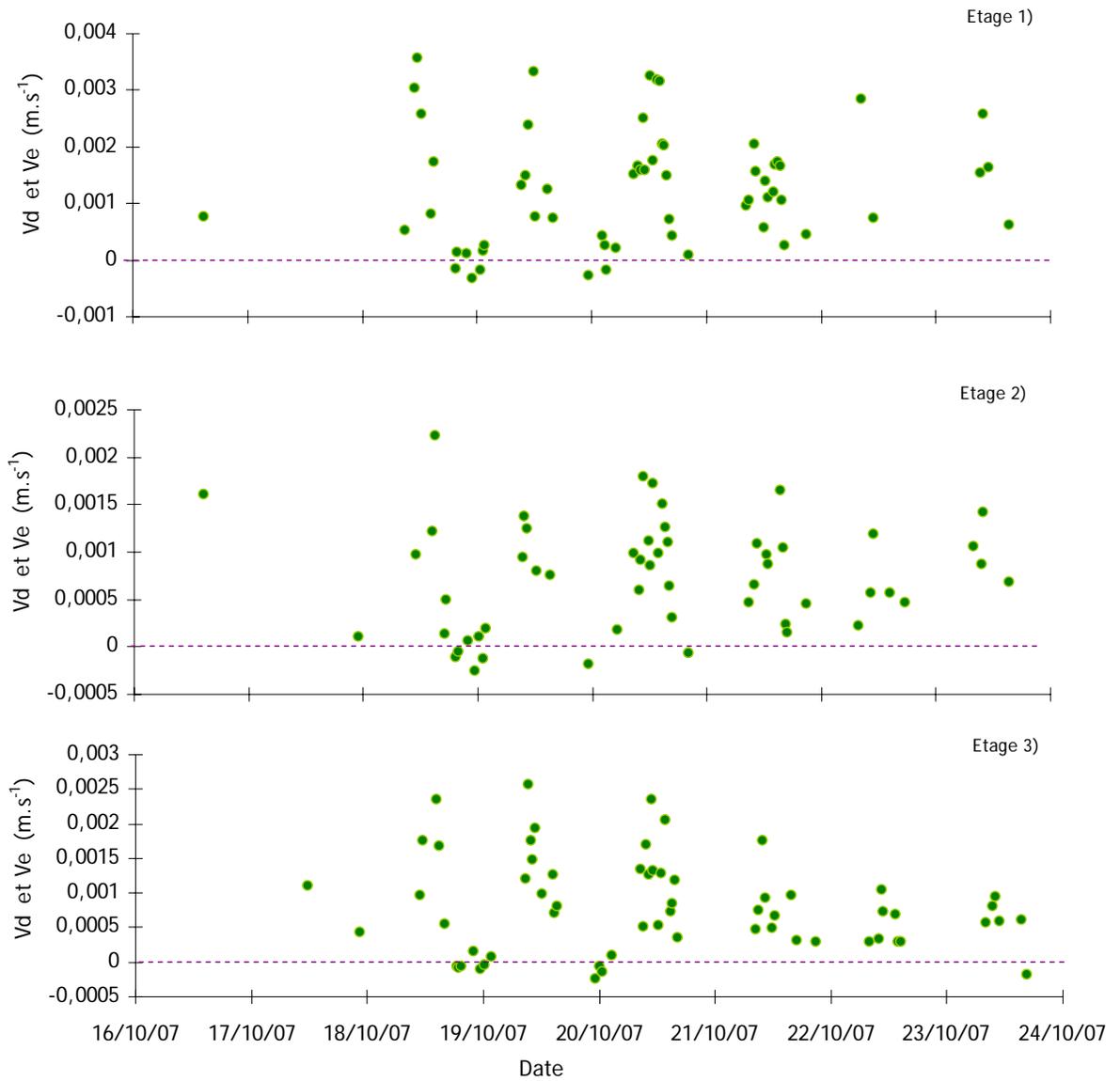


Figure III.15: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 1 à 3

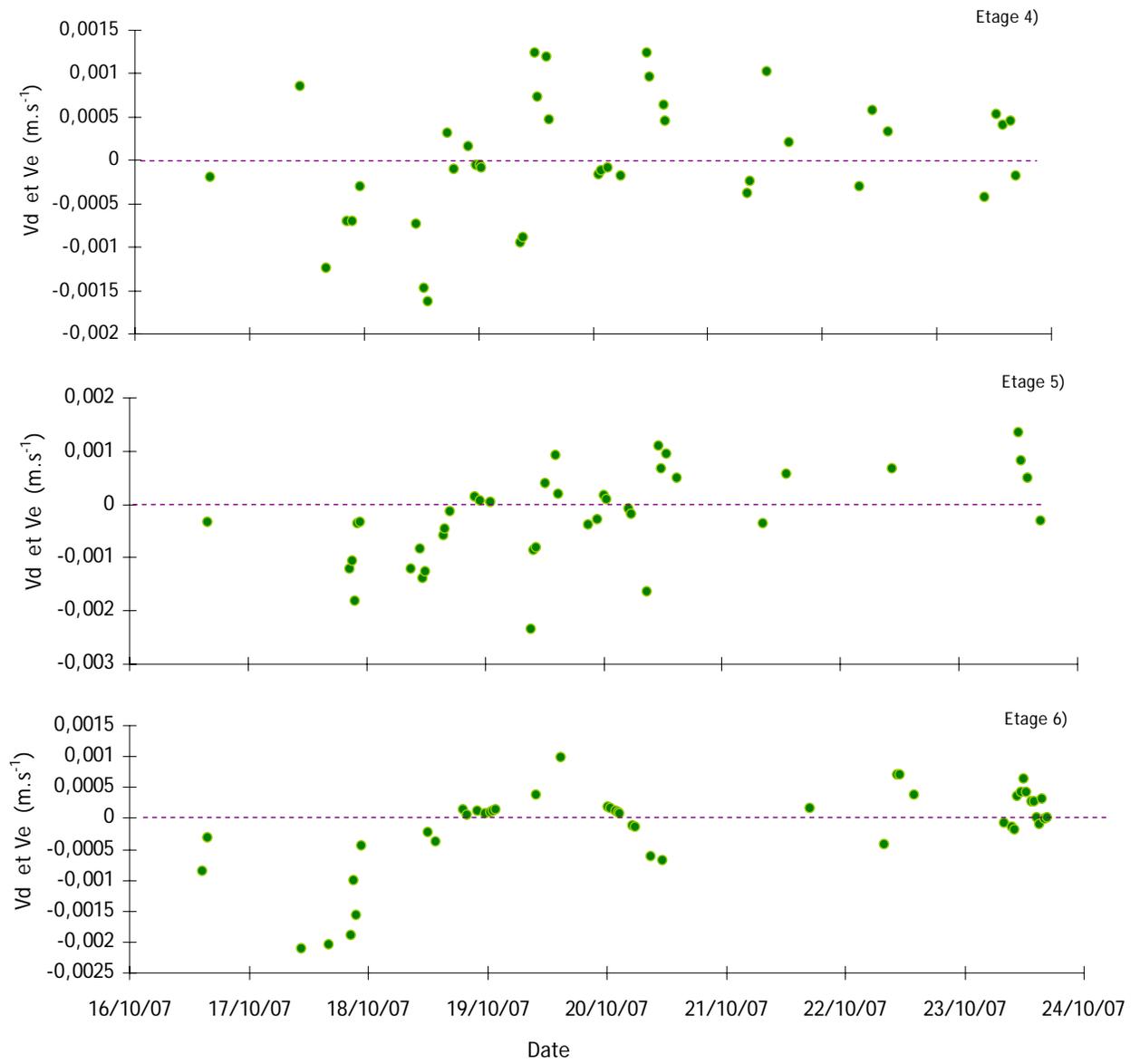


Figure III.16: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 4 à 6

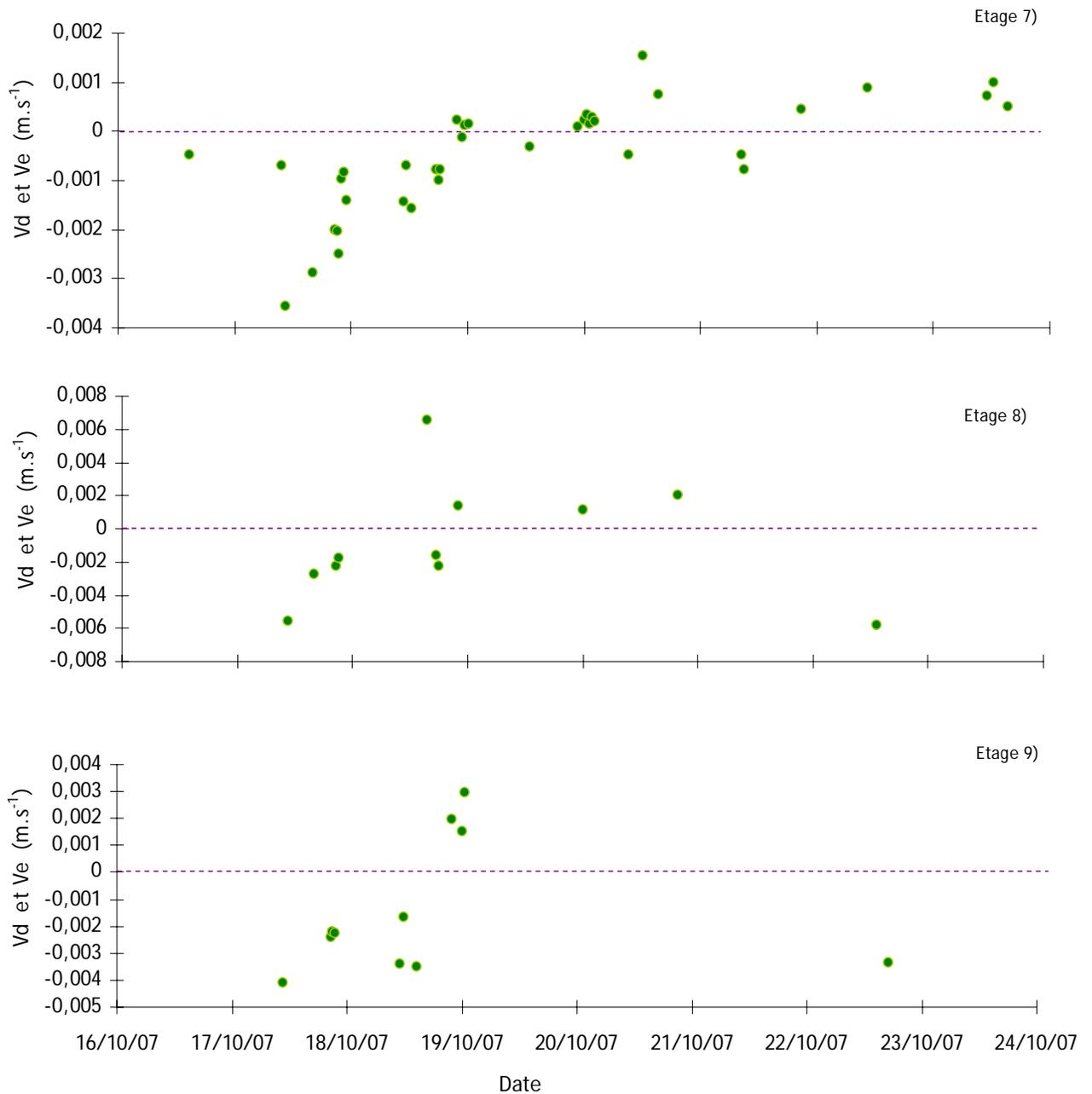


Figure III.17: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 2 étage 7 à 9

L'ensemble des valeurs des vitesses de dépôt mesurées durant la campagne Landes 2 est regroupée dans le Tableau III.4. Sur les sept premiers étages, les valeurs maximum s'étendent entre $3,6 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ à $9,7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ tandis que les valeurs minimum sont entre $5 \cdot 10^{-5}$ et $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Pour les tailles d'aérosols entre $0,7$ et $1,2 \mu\text{m}$ les valeurs des vitesses de dépôt minimum sont proches de $1 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, alors que les vitesses de dépôt maximum valent respectivement $6,6 \cdot 10^{-3}$ et $3 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

Etage	Diamètre (µm)	Vd maximum (m.s ⁻¹)	Vd minimum (m.s ⁻¹)	Vd moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	3,6 10 ⁻³	8,3 10 ⁻⁵	1,4 10 ⁻³	92% (56)
2	0,041	2,2 10 ⁻³	6,9 10 ⁻⁵	8,5 10 ⁻⁴	89% (48)
3	0,074	2,6 10 ⁻³	6,5 10 ⁻⁵	9,6 10 ⁻⁴	85% (53)
4	0,122	1,3 10 ⁻³	1,6 10 ⁻⁴	6,5 10 ⁻⁴	44% (18)
5	0,202	1,3 10 ⁻³	4,9 10 ⁻⁵	5,4 10 ⁻⁴	43% (17)
6	0,316	9,8 10 ⁻⁴	5,0 10 ⁻⁵	2,9 10 ⁻⁴	53% (25)
7	0,484	1,5 10 ⁻³	7,8 10 ⁻⁵	4,8 10 ⁻⁴	43% (16)
8	0,762	6,6 10 ⁻³	1,1 10 ⁻³	2,8 10 ⁻³	36% (4)
9	1,230	3,0 10 ⁻³	1,5 10 ⁻³	2,2 10 ⁻³	27% (3)

Tableau III.4 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 2

La même démarche a été effectuée pour les valeurs absolues des vitesses d'émissions présentées dans le Tableau III.6. Un ordre de grandeur sépare les V_e maximums des trois premiers étages de l'ELPI et les 6 autres, leurs valeurs respectives sont proches de $3 \cdot 10^{-4}$ et $3 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$. Les valeurs des vitesses d'émissions minimums sont plus contrastées, pour des aérosols ayant des tailles comprises entre 0,014 et 0,2 µm elles étendent de $4,3 \cdot 10^{-5}$ à $1,47 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Les valeurs de V_e mesurées sur les étages 6 et 7 sont respectivement de $1,8 \cdot 10^{-6}$ et de $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Les étages 8 et 9 ont des valeurs de vitesses d'émission similaires et proches de $1,6 \cdot 10^{-3}$.

Etage	Diamètre (µm)	V_e maximum (m.s ⁻¹)	V_e minimum (m.s ⁻¹)	V_e moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	3,4 10 ⁻⁴	1,5 10 ⁻⁴	2,2 10 ⁻⁴	8% (5)
2	0,041	2,5 10 ⁻⁴	5,7 10 ⁻⁵	1,3 10 ⁻⁴	11% (6)
3	0,074	2,5 10 ⁻⁴	4,3 10 ⁻⁵	1,1 10 ⁻⁴	15% (9)
4	0,122	1,6 10 ⁻³	5,1 10 ⁻⁵	4,9 10 ⁻⁴	56% (23)
5	0,202	2,3 10 ⁻³	9,8 10 ⁻⁵	8,0 10 ⁻⁴	57% (23)
6	0,316	2,1 10 ⁻³	1,8 10 ⁻⁶	6,4 10 ⁻⁴	47% (21)
7	0,484	3,6 10 ⁻³	1,4 10 ⁻⁴	1,2 10 ⁻³	57% (21)
8	0,762	5,9 10 ⁻³	1,6 10 ⁻³	3,2 10 ⁻³	64% (7)
9	1,230	4,1 10 ⁻³	1,7 10 ⁻³	2,9 10 ⁻³	73% (8)

Tableau III.5 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 2

L'écart entre les valeurs des vitesses de dépôt maximum et minimum est sensiblement le même que celui observé durant la campagne Landes 1 au dessus d'un couvert de maïs. De plus, excepté les vitesses de dépôt maximum sur l'étage neuf, il y a près d'un facteur 3 entre les mesures de vitesses de dépôt sec sur du maïs que sur de celle mesurées sur de l'herbe.

Afin d'avoir un échantillonnage représentatif de l'ensemble des couverts pouvant être rencontrés en milieu prairial, il a été décidé de mener une troisième campagne sur un sol nu.

III.3 Campagne Landes 3 - Mars 2008, Sol nu

III.3.1 Site de mesure et dispositif expérimental

La campagne de mesure a eu lieu du 4 au 10 mars, le site de mesure n'est pas le même que celui des deux campagnes précédentes, essentiellement à cause du fonctionnement de pivots d'arrosage qui proscrivent des mesures sur un mat de 6 m. Ce deuxième site se situe à quelques kilomètres au Nord-Est du premier. La Figure III.18 situe l'emplacement du camion laboratoire sur une petite partie en jachère champs (Latitude : 44,24404 Longitude : -0,36238). Les champs entourant la jachère sont cette fois complètement dénués de végétation. Ils sont composés d'un sol de terre meuble. De la même manière que pour les campagnes précédentes le camion laboratoire et le mât de 6 m sont placés de façon à avoir la plus grande surface de culture dans les directions préférentielles du vent.

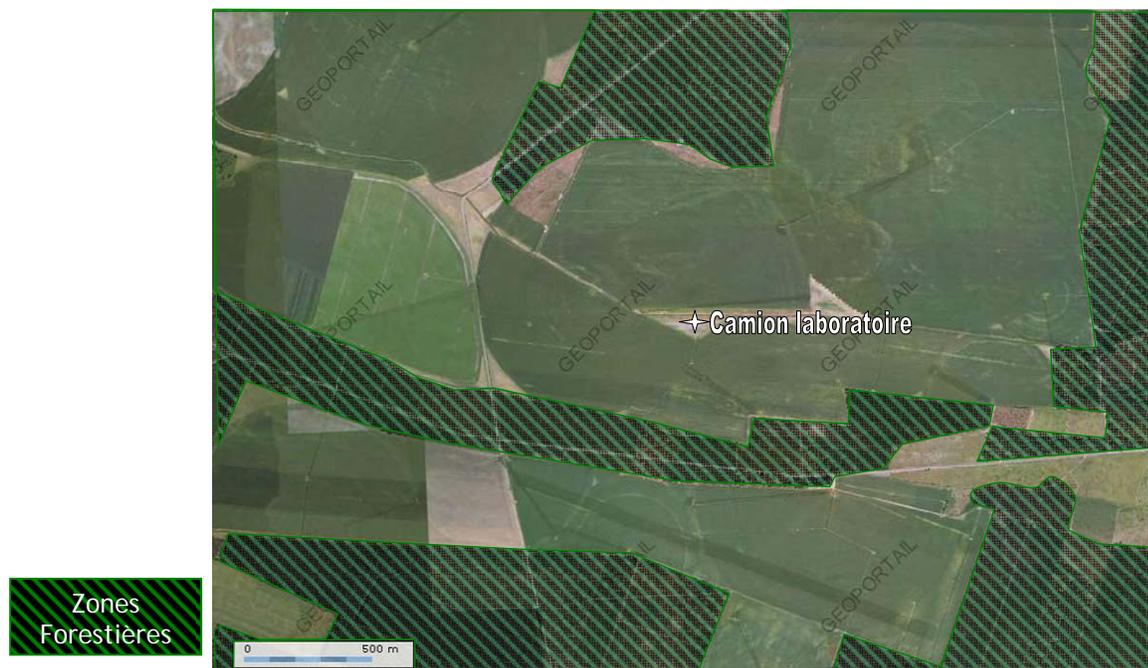


Figure III.18: Site de mesure de Landes 3 et Landes 4

Le dispositif expérimental déployé pour la campagne Landes 3 est sensiblement le même que pour la campagne Landes 2 :

- Un granulomètre mesurant électriquement la concentration d'aérosols dans une colonne à impaction basse pression (ELPI, Dekati Inc.) ;
- Deux compteurs à noyaux de condensation (3785 et 3010, TSI) mesurant la concentration d'aérosols optiquement sans distinction de tailles entre quelques nanomètre et quelques micromètre de diamètre ;
- trois anémomètres ultrasoniques (Model 81000, Young) ;

Les deux anémomètres sont installés au faite du mât tout comme les cannes de prélèvement reliées par des tubes siliconées aux appareils mesurant la concentration.

III.3.2 Conditions météorologiques durant la campagne

Pour avoir une description précise de l'évolution de la turbulence atmosphérique les paramètres micrométéorologiques, moyennés sur 30 minutes, sont présentés Figure III.19. A noter qu'à cause d'un

problème d'acquisition une partie de la journée du 5 mars n'a pu être traitée. Quelques épisodes faiblement pluvieux (moins de 15 mm de pluie par heure) sont apparus durant la journée du 8 mars et en dans l'après-midi du 9 mars. Les mesures issues des périodes de précipitation n'ont pas été prises en compte.

Le flux de chaleur marque une forte augmentation diurne le 6 et le 8 mars, avec des valeurs maximales entre 100 et 150 $W.m^{-2}$, et ce malgré quelques passages nuageux. En revanche, les 7 et 9 mars le flux de chaleur sensible ne dépasse pas le 50 $W.m^{-2}$, la cause principale étant une forte couverture nuageuse. Sur l'ensemble de la campagne, le flux de chaleur sensible est faible et parfois négatif durant la nuit. La température est négative la matinée du 6 mars, puis augmente fortement pour rester entre 5 et 8°C jusqu'au 8 mars. Ce jour là, du fait de l'ensoleillement, il y a eu un cycle diurne de température un peu plus marqué. En effet, on observe des températures en dessous de 4°C la nuit et proche de 10°C le midi. Enfin durant la journée du 9 mars la température reste autour de 6°C avec un faible pic approchant les 10°C en milieu de journée.

L'évolution des vitesses moyennes du vent, est moins contrastée que celle des températures. Les valeurs maximum sont atteintes en milieu de journées allant de 5 à 8 $m.s^{-1}$, tandis qu'elles descendent en dessous de 2 $m.s^{-1}$ la nuit. Le cycle jour-nuit est donc observable, même s'il est moins marqué la journée du 7 mars. Les vitesses de frottement du vent observent logiquement une évolution similaire à celle de la vitesse du vent, avec des pics proches de 0,5 $m.s^{-1}$ en journée et des valeurs en dessous de 0,2 $m.s^{-1}$ la nuit.

La direction du vent est établie nord à nord ouest au début de campagne, toutefois le vent est tournant le matin du 8 mars, puis passe du sud au nord le 9 mars.

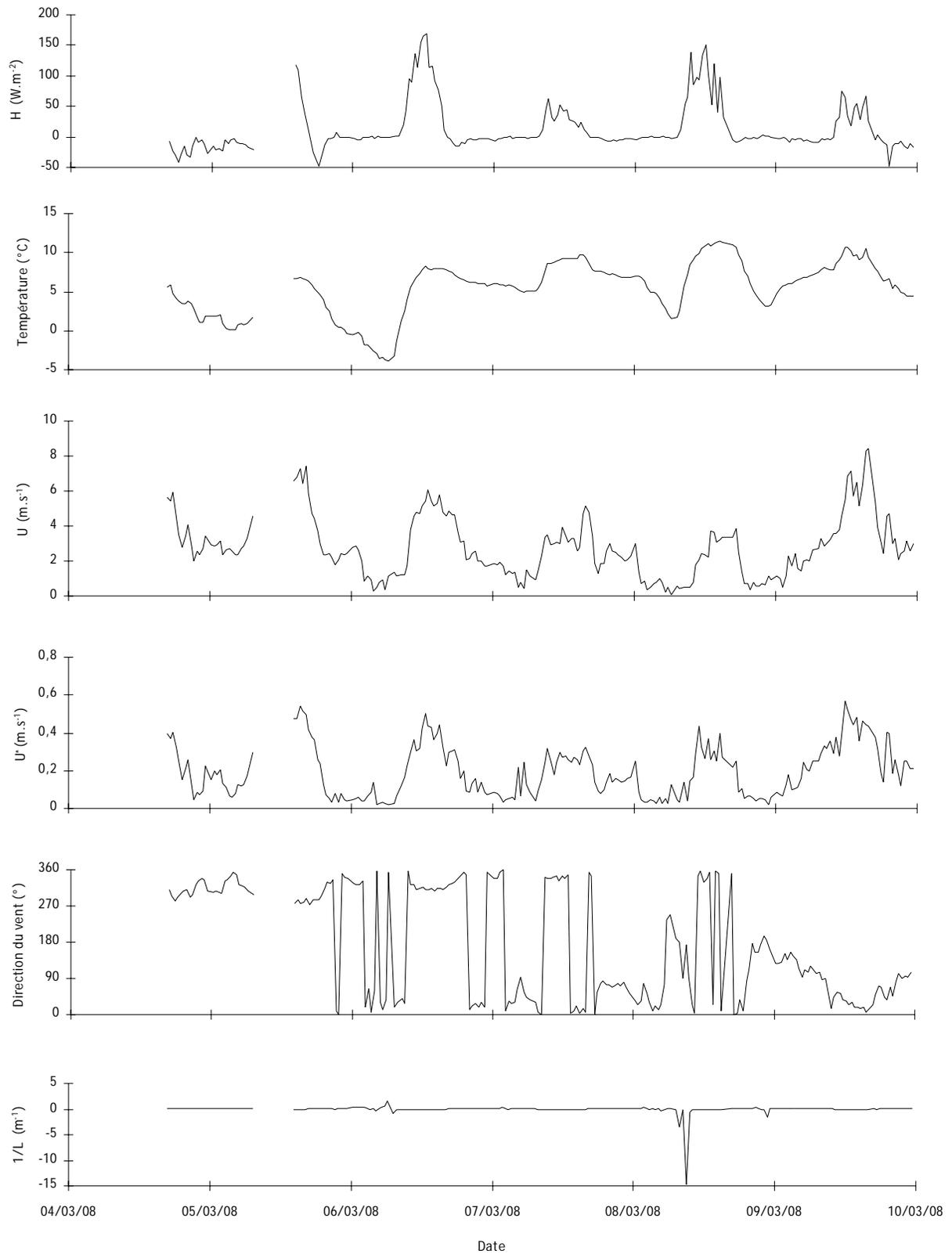


Figure III.19: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 3

L'évolution de la stabilité atmosphérique, représenté par $1/L$, est plus difficilement exploitable en à cause du pic négatif se situant dans la matinée du 8 mars dû à une vitesse de frottement du vent très faible ($0,03 \text{ m.s}^{-1}$) alors que le flux de chaleur sensible dépasse les 60 W.m^{-2} . Pour distinguer mieux les variations, en particulier les épisodes neutres, l'évolution de $1/L$ est présentée Figure III.20 avec une échelle plus adaptée. Les bornes encadrant les conditions neutres ont été définies au Chapitre I.1.2 pour un sol nu telles que : $-0,036 < 1/L < 0,037$ et sont reportées par les pointillés verts sur la figure. Les journées du 7 et 9 mars se composent presque exclusivement d'épisodes neutres du fait du manque d'ensoleillement et du vent supérieur à 2 m.s^{-1} en journée et pendant la nuit. Pour les autres jours (les 6 et 8 mars) les conditions des stabilités observées sont des périodes stables la nuit, instable en milieu de journée et neutres pendant les périodes de transition.

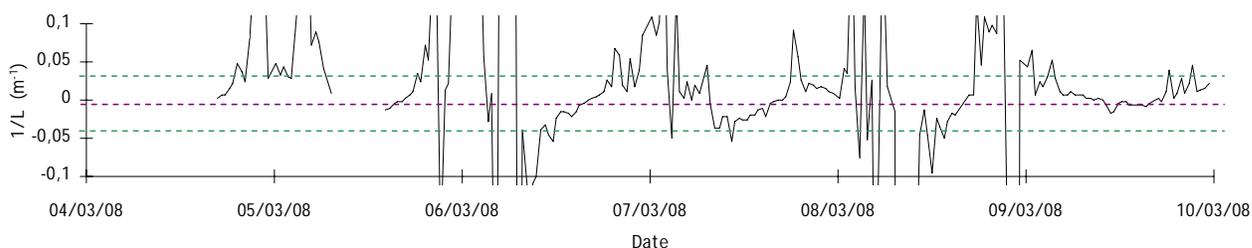


Figure III.20: Précision sur l'évolution de la stabilité atmosphérique durant la campagne Landes 3

Pour compléter la description des conditions micrométéorologiques, la Figure III.21 propose une vision d'ensemble des conditions de stabilité en les reliant aux échelles de vitesses de frottement du vent (U_*) et aux températures de la couche de surface (T_*) ainsi que les valeurs du flux de chaleur sensible correspondantes. La description de ce type de graphique a été faite partie III.1.2. On rappelle que le flux chaleur sensible, qui est proportionnel au produit ($T_* U_*$) et que les isovaleurs du flux de chaleur sensible (en W.m^{-2}) sont indiquées par un réseau d'hyperbole (en rouge). De plus Le paramètre de stabilité choisi est $1/L$ qui est par définition proportionnel à $\frac{U_*^2}{T_*}$ (Cf. I.1.2). Les isovaleurs de $1/L$ sont représenté par le réseau de courbes paraboliques partant de l'origine. Les courbes restant au voisinage de l'axe de U_* correspondent aux conditions neutres (en pointillés verts).

Une proportion majoritaire de périodes stables et neutres est observée. Les conditions stables (zone C) sont essentiellement observées pour des conditions de vent très faible ($U_* < 0,1 \text{ m.s}^{-1}$) et pour des flux de

chaleur sensible compris entre 0 et -20 W.m^{-2} .

Concernant les conditions neutres, deux parties sont dissociables. La première (zone B) correspond à une forte densité de point proche de l'axe des T_* nulles qui coïncide avec des flux de chaleur sensible faibles en amplitude (entre -50 et 20 W.m^{-2}). La deuxième partie (zone A) regroupe des conditions de stabilité neutre sur une zone plus large, elles correspondent aux flux de chaleur sensible et aux vents les plus élevés de la campagne, respectivement $U_* > 0,25 \text{ m.s}^{-1}$ et $H > 20 \text{ W.m}^{-2}$.

Le faible ensoleillement se traduit par une très faible densité des points représentant les conditions instables

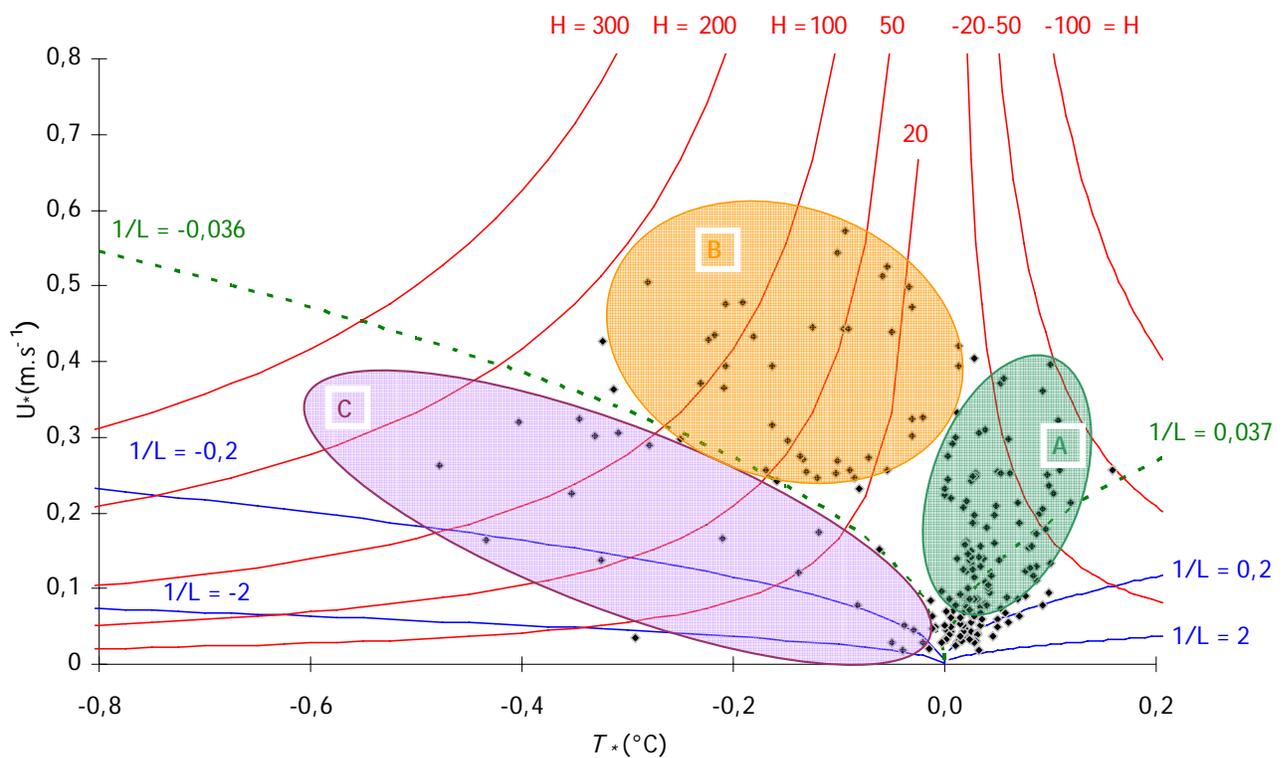


Figure III.21: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 3 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$. Les isovaleurs du flux de chaleur sensible sont indiquées en rouge et les isovaleurs de stabilité atmosphérique en bleu

III.3.3 Evolution journalière de la vitesse transfert

Les résultats chronologiques des mesures (vitesses de dépôt ou d'émission), sont présentés en fonction des tailles croissantes (repérées par les étages de l'ELPI) sur les Figure III.22, Figure III.23 et Figure III.24. Comme pour les campagnes précédentes seuls les neuf premiers étages de l'ELPI ont fourni des concentrations suffisantes pour être exploitables, c'est à dire au-dessus des limites de détection. Plusieurs jours montrent une évolution journalière bien marquée avec des maxima diurnes et des minima nocturnes (en valeurs absolue) : par exemple pendant la journée du 6 mars sur les étages 1, 3, 4, 6 et 7 ou celle du 9 mars sur les étages 4, 5, 8 et 9. Ces deux journées correspondent également à une évolution de U_* bien marquée (valeurs faibles la nuit et fortes valeurs en journée). En revanche d'autres journées comme celle du 8 mars, aucune tendance journalière n'est identifiable car les données exploitables sont rares et plus dispersées autour de zéro.

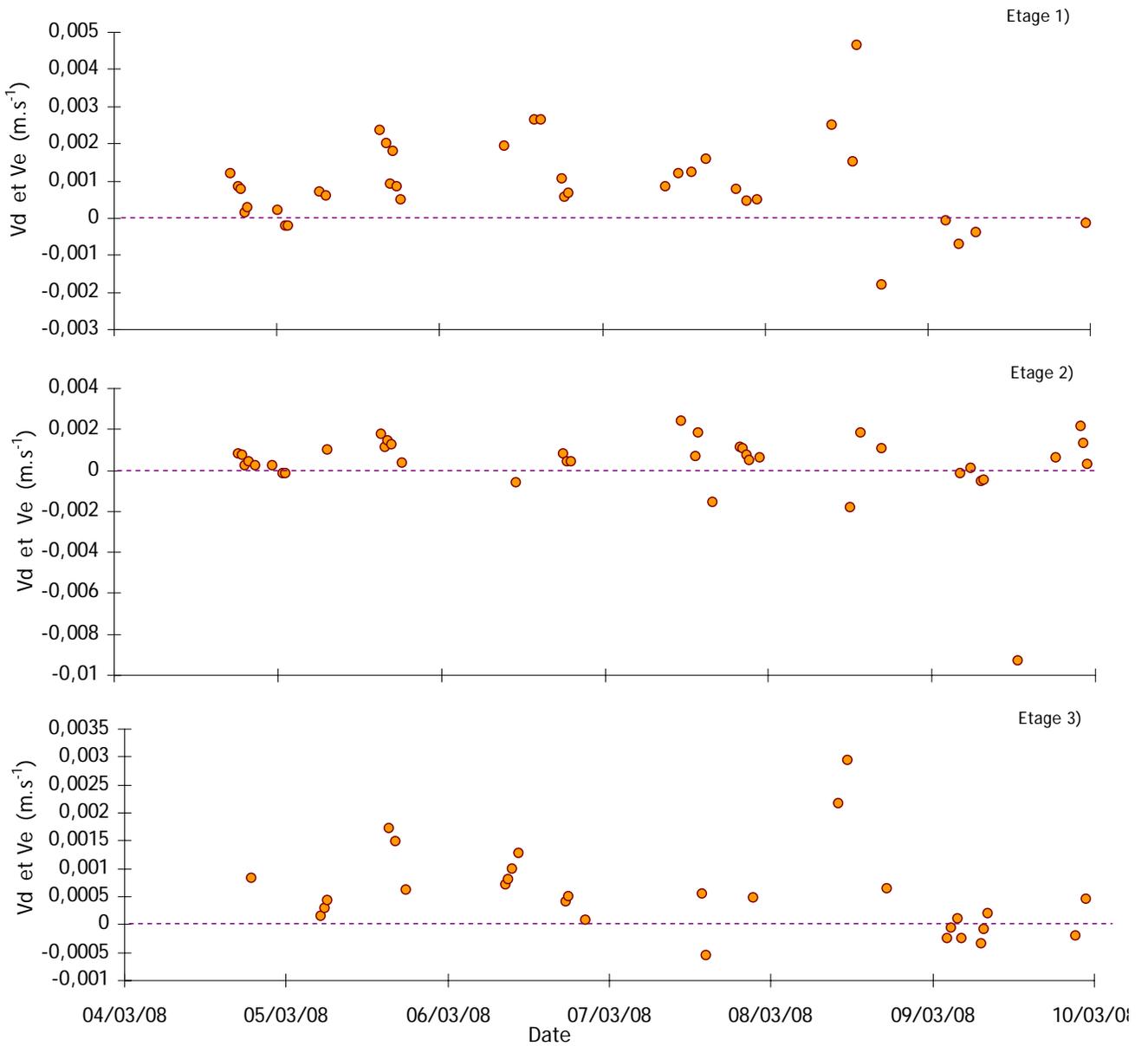


Figure III.22: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 1 à 3

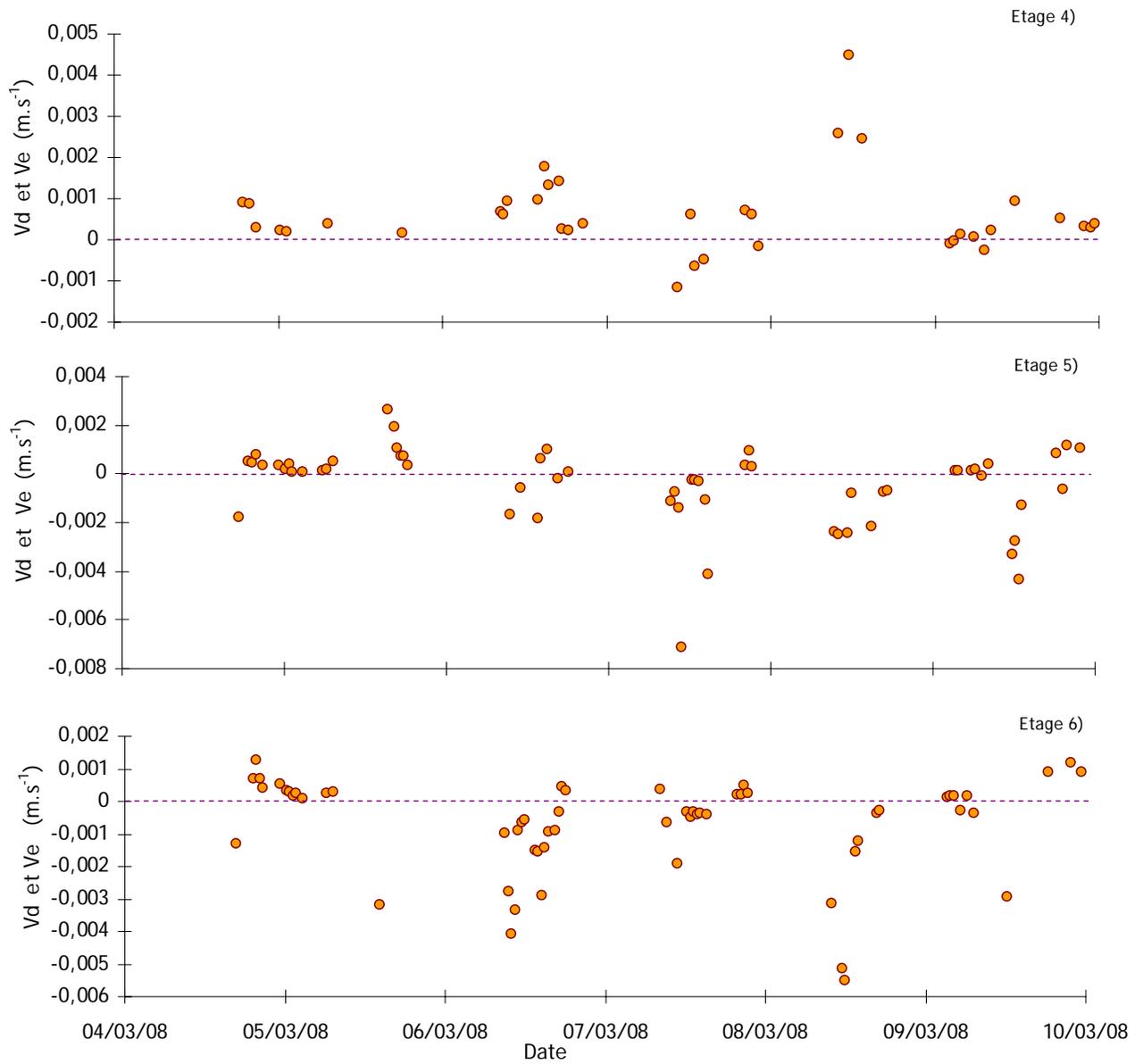


Figure III.23: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 4 à 6

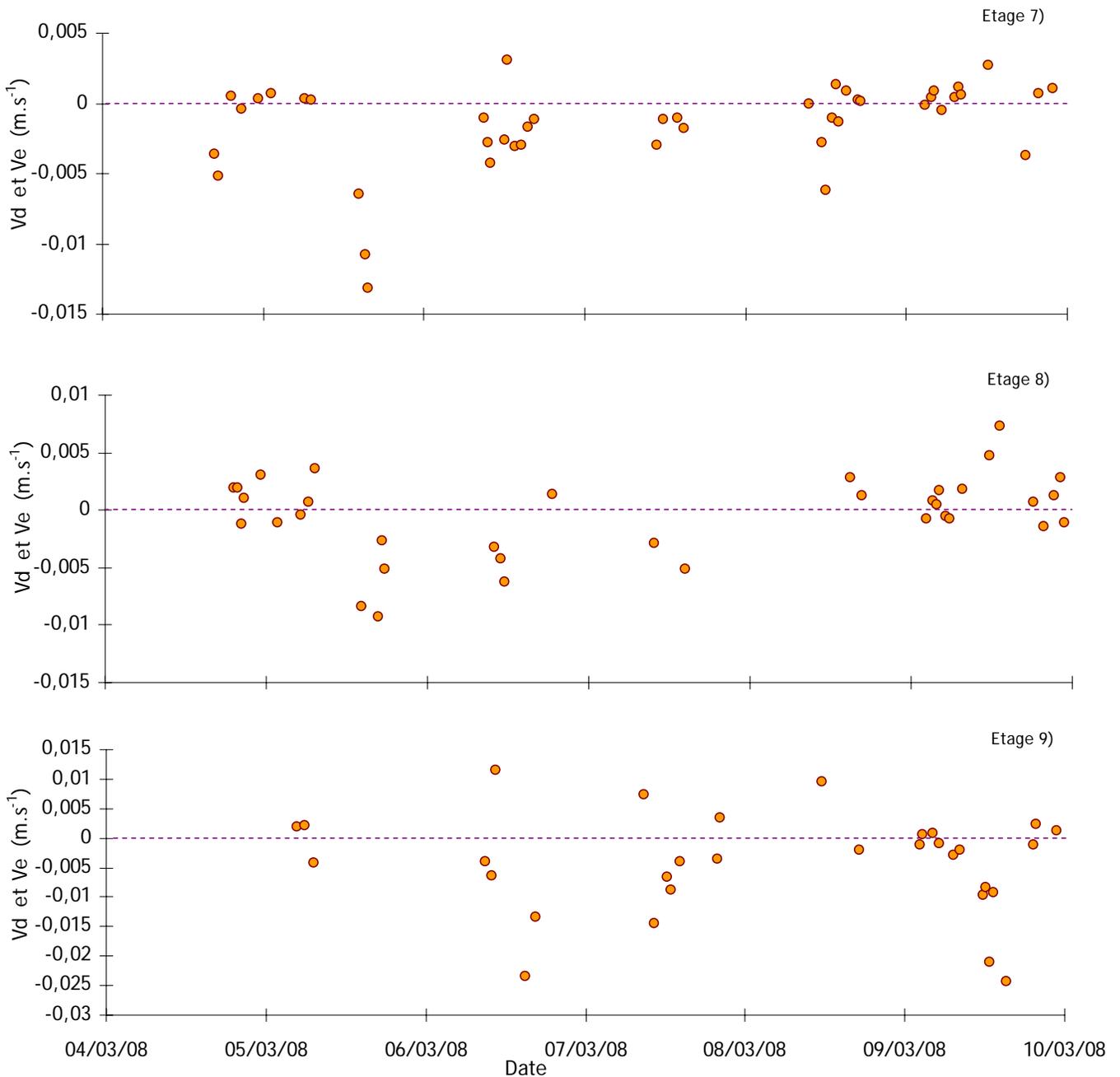


Figure III.24: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 3 étage 7 à 9

Quelques statistiques sont répertoriées dans les Tableau III.6 et Tableau III.7. Sur les quatre premiers étages du l'ELPI, donc pour des aérosols ayant un diamètre compris entre 0,014 et 0,122 μm , les vitesses de transfert mesurées sont à plus de 75% des cas des vitesses de dépôt. Pour les étages 5 à 8, la répartition est plus équilibrée, avec entre 41% et 54% de vitesses de dépôt mesurées. Toutefois les amplitudes des vitesses de dépôt sont plus faibles que celles des vitesses d'émission. Enfin pour le dernier étage, concernant les aérosols de diamètre proche de 1 μm , les phénomènes d'émission sont nettement

plus présents (68%).

Concernant les ordres de grandeurs des vitesses de dépôt, les valeurs maximum sont comprises entre $1,3 \cdot 10^{-3}$ et $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ pour l'ensemble des étages 1 à 7 et sont plus élevées pour les étages 8 et 9 (respectivement $7,3 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $1,2 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$). Les valeurs minimum (pour le dépôt) sont très proches pour les étages 2, 3, 4, 5 et 6 avec des valeurs allant de $5,2 \cdot 10^{-5}$ à $8,9 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, mais ces minimum sont comparables entre les étages 1 et 7 (environ $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$), de même pour les étages 8 et 9 (environ $6 \cdot 10^{-4}$). Les vitesses de dépôt moyennes s'échelonnent sur un ordre de grandeur allant de $4,3 \cdot 10^{-4}$ et $5,9 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ (respectivement étage 6 et 5) à $4,1 \cdot 10^{-3}$ (étage 9), les autres vitesses de dépôt moyennes sont proches de $1 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

Etage	Diamètre (μm)	Vd maximum (m.s^{-1})	Vd minimum (m.s^{-1})	Vd moyenne (m.s^{-1})	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	81% (30)
2	0,041	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	77% (30)
3	0,074	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	76% (22)
4	0,122	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	82% (31)
5	0,202	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-5}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	54% (32)
6	0,316	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	43% (26)
7	0,484	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	41% (20)
8	0,762	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	51% (19)
9	1,230	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	32% (10)

Tableau III.6 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 3

Les vitesses d'émission moyenne sont dispersées sur un ordre de grandeur. La valeur de vitesse d'émission moyenne la plus faible est mesurée sur l'étage 3. Sur les étages 1 et 4 les vitesses d'émission moyennes sont proches. Les vitesses d'émission moyennes sont d'environ $2 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ sur les étages 2, 5, 6, 7 et 8, tandis que pour des aérosols mesurant entre $1,23 \mu\text{m}$ (étage 9) cette valeur est beaucoup plus élevée.

Les vitesses d'émission maximum se répartissent entre l'étage 3 et l'étage 9. Les vitesses d'émission moyenne retrouvent à peu près la même répartition que les valeurs maximum, mais en étant plus d'un ordre de grandeur plus faibles, la valeur la plus forte est mesurée sur l'étage 9 et la valeur la plus faible est mesurée sur l'étage 4.

Etage	Diamètre (µm)	Ve maximum (m.s ⁻¹)	Ve minimum (m.s ⁻¹)	Ve moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	1,8 10 ⁻³	7,8 10 ⁻⁵	5,1 10 ⁻⁴	19% (7)
2	0,041	9,3 10 ⁻³	1,5 10 ⁻⁴	1,6 10 ⁻³	23% (9)
3	0,074	5,5 10 ⁻⁴	6,3 10 ⁻⁵	2,5 10 ⁻⁴	24% (7)
4	0,122	1,2 10 ⁻³	2,0 10 ⁻⁵	4,1 10 ⁻⁴	18% (7)
5	0,202	7,1 10 ⁻³	9,3 10 ⁻⁵	1,7 10 ⁻³	46% (27)
6	0,316	5,5 10 ⁻³	2,8 10 ⁻⁴	1,6 10 ⁻³	57% (34)
7	0,484	1,3 10 ⁻²	7,3 10 ⁻⁵	3,2 10 ⁻³	59% (26)
8	0,762	9,3 10 ⁻³	4,5 10 ⁻⁴	3,2 10 ⁻³	49% (17)
9	1,230	2,4 10 ⁻²	9,6 10 ⁻⁴	8,2 10 ⁻³	68% (21)

Tableau III.7 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 3

La campagne Landes 3 a permis d'acquérir des données pour des conditions météorologiques hivernales, donc différentes des autres campagnes, et cela sur un autre couvert à savoir un sol de labour. Pour apporter plus de statistiques à la campagne de mise au point (Landes 1), une dernière campagne appelée Landes 4 a été menée sur le même couvert (du maïs) et dans à la même période de l'année.

III.4 Campagne Landes 4 - Juin 2008, Maïs

III.4.1 Site de mesure et dispositif expérimental

Le site de mesure expérimental utilisé pour la campagne Landes 4 est le même que pour la campagne Landes 3 (cf chapitre III.3.1 et Figure III.18). Les expérimentations ont eu lieu du 24 juin au 2 juillet 2008, et le champ est entièrement composé de pied de maïs d'environ 1,50 m de haut. Le camion laboratoire et le mât de 6 m sont placés de façon à avoir la plus grande surface de culture dans les directions préférentielles du vent.

Le dispositif expérimental déployé est sensiblement le même que pour les campagnes Landes 2 et 3 :

- Un granulomètre mesurant électriquement la concentration d'aérosol dans une colonne à impaction basse pression (ELPI, Dekati Inc.).
- Deux compteurs à noyaux de condensation (3785 et 3010, TSI) mesurant la concentration

d'aérosols optiquement sans distinction de tailles entre quelques nanomètres et quelques micromètres de diamètre.

- Deux anémomètres ultrasoniques (Model 81000, Young).

Les deux anémomètres sont installés au faîte du mât tout comme les cannes de prélèvement reliées par des tubes siliconées aux appareils mesurant la concentration. La Figure III.25 présente l'étendue du champ de maïs.



Figure III.25: Landes 4 aperçu de la surface du champ de maïs

III.4.2 Conditions météorologiques durant la campagne

Les principaux paramètres micrométéorologiques moyennés sur 30 minutes sont regroupés sur la Figure III.26 permettant d'appréhender la turbulence et les flux au niveau du sol pendant la campagne.

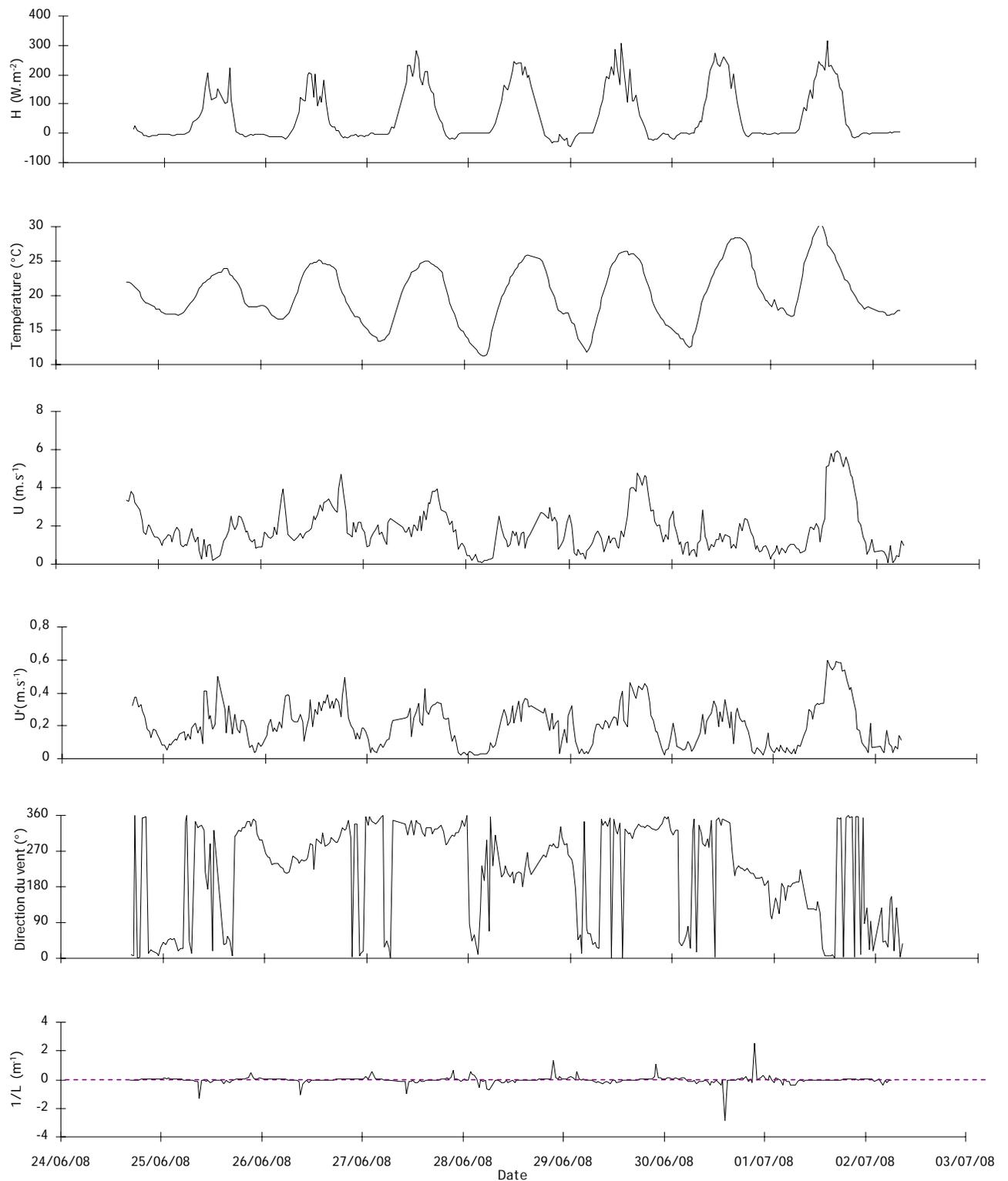


Figure III.26: Evolution des principaux paramètres météorologiques durant la campagne Landes 4

Un passage nuageux conséquent les 25 et 26 et dans une moindre mesure le 29 entraîne quelques

perturbation sous forme d'un profil plus dentelé de l'évolution du flux de chaleur sensible (H en $W.m^{-2}$), toutefois l'augmentation en journée avec le soleil est clairement établie sur toute la durée de la campagne. Des pics de l'ordre de 200 à 300 $W.m^{-2}$ sont observés quand le soleil est au zénith, tandis que le flux de chaleur est proche de 0 et parfois négatif la nuit.

L'écart entre les températures atteintes en journée et la nuit, augmente au fur et à mesure de la campagne mais se réduit le premier juillet. Les températures maximales sont observées pendant la journée restent autour de 25 °C tandis que les températures nocturnes sont proches de 18°C les deux premières nuits puis sont comprises entre de 15 et 10 °C jusqu'au premier juillet, où la température nocturne s'approche de 20 °C.

Il n'y a pas vraiment de cycle journalier des vitesses de vents semblable à celui des températures ou du flux de chaleur. Les vitesses sont faibles en journée, la plupart sont en dessous de 4 $m.s^{-1}$, sauf la journée du premier juillet, où l'on atteint 6 $m.s^{-1}$. La vitesse de frottement est liée à l'évolution de la vitesse du vent, des valeurs en dessous de 0,4 $m.s^{-1}$ ont été observées sauf le premier juillet. Toutefois les maxima diurnes des vitesses de frottement sont plus facilement identifiables que ceux de vitesse moyenne du vent. La direction du vent est nord nord-ouest toute la campagne, exceptée la journée du 28 juin et la nuit du 30 juin au 1^{er} juillet où il est orienté Sud, Sud -Ouest.

Concernant l'évolution de la stabilité atmosphérique, l'échelle de l'axe vertical ($1/L$) est telle que seuls les épisodes de très forte stabilité ou instabilité peuvent être identifiés. Sur la (Figure III.27), une autre échelle plus dilatée permet de mieux identifier les conditions neutres ($-0,006 < 1/L < 0,004$ définies au Chapitre I.1.2).

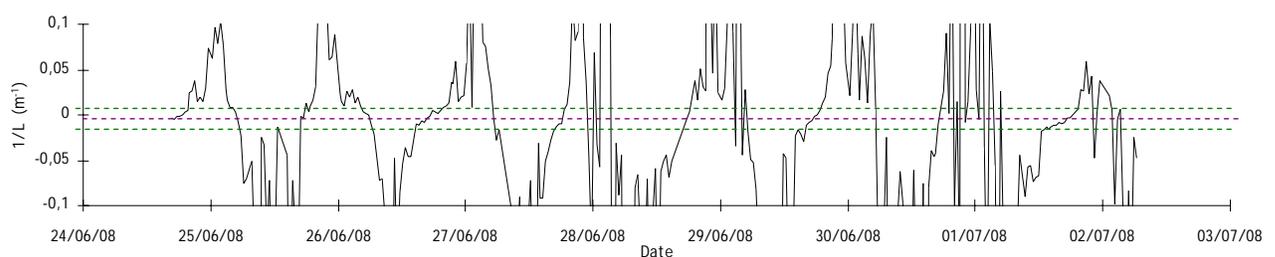


Figure III.27: Précision sur l'évolution de stabilité de durant la campagne Landes 4

La tendance rencontrée concernant la stabilité atmosphérique, et l'observation de périodes instables durant la journée et des périodes stables la nuit. Enfin les épisodes de stabilité atmosphérique neutres sont observés le matin ou en fin d'après-midi.

On reprend, comme pour les autres campagnes, l'approche statistique développée par Affre (1997) et qui complète la description micrométéorologique de la campagne. L'ensemble des mesures turbulentes est présentée sur Figure III.28 classées en fonction des échelles de vitesse de frottement du vent (U_*) et température (T_*). Comme pour les campagnes précédentes le graphique $U_* = f(T_*)$ permet un accès direct aux principaux paramètres micrométéorologiques.

La zone A regroupant les périodes stables par vent faible ($U_* < 0,2 \text{ m.s}^{-1}$) et le long de l'axe de T_* est la plus dense du graphique. Les épisodes d'instabilité atmosphérique (zone B) sont répartis de façon dispersée entre la limite avec les périodes neutre, $1/L = -0,006 \text{ m}^{-1}$ et $1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$, les flux de chaleur sensible correspondant sont majoritairement supérieurs à 100 W.m^{-2} . Les conditions des stabilités atmosphériques neutres sont peu rencontrées durant cette campagne, ils correspondent à des épisodes simultanés de vents impliquant des $U_* > 0,3 \text{ m.s}^{-1}$ et des flux de chaleur sensible compris entre 30 W.m^{-2} et -20 W.m^{-2} .

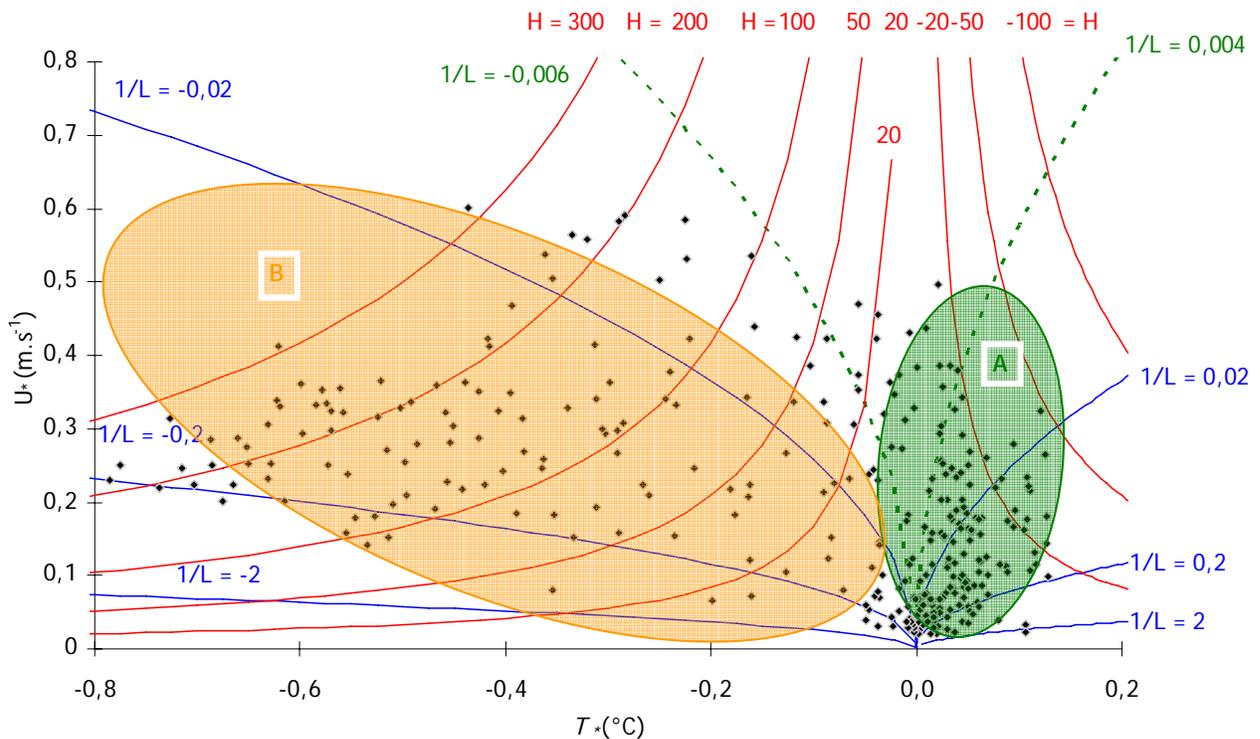


Figure III.28: Positions des échantillons turbulents de la campagne Landes 4 dans un diagramme $U_* = f(T_*)$.

III.4.3 Evolution journalière de la vitesse transfert

Les valeurs des vitesses de transferts sont tracées en fonction du temps sur les Figure III.29, Figure III.30 et Figure III.31. De plus les Tableau III.8 et Tableau III.9 donnent quelques valeurs statistiques pour chaque étage du l'ELPI et ce respectivement pour le dépôt et l'émission.

Pour les étages 1, 2, 3 et 4, on observe le phénomène de dépôt dans plus de 75% des cas. Les évolutions au cours du jour sont assez similaires. Sur toute la durée de la campagne, excepté la journée du 27 juin, les minima nocturnes ont des valeurs proches de l'ordre de $1 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Pendant le début de la journée la vitesse de dépôt augmente pour atteindre des valeurs maximales de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$

Pour les étages 5 à 9, (diamètres aérodynamiques d'aérosols allant de $0,171 \mu\text{m}$ à $1,198 \mu\text{m}$) on observe surtout le phénomène d'émission. Un cycle journalier est observé, on a mesuré des minima pendant la nuit et des maxima en milieu de journée. mais il n'est pas aussi régulier que pour les 4 premiers étages,. On remarque des valeurs de vitesses d'émission beaucoup plus fortes durant la journée du 26 juin, et quasiment pas de valeurs mesurées le 27 juin, ce qui est troublant étant donné que les conditions météorologiques sont très proches. Les valeurs maximales de vitesses d'émissions mesurées sur les étages 5 à 9 sont donc conditionnées par les mesures du 26 juin, et s'échelonnent entre $9 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ (étages 5,6 et 7) et des valeurs supérieures d'un ordre de grandeurs (étages 8 et 9).

Sur l'ensemble des étages les vitesses de transferts (vitesses de dépôt et valeur absolue des vitesses d'émissions) sont comprises entre $3 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et $7 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$.

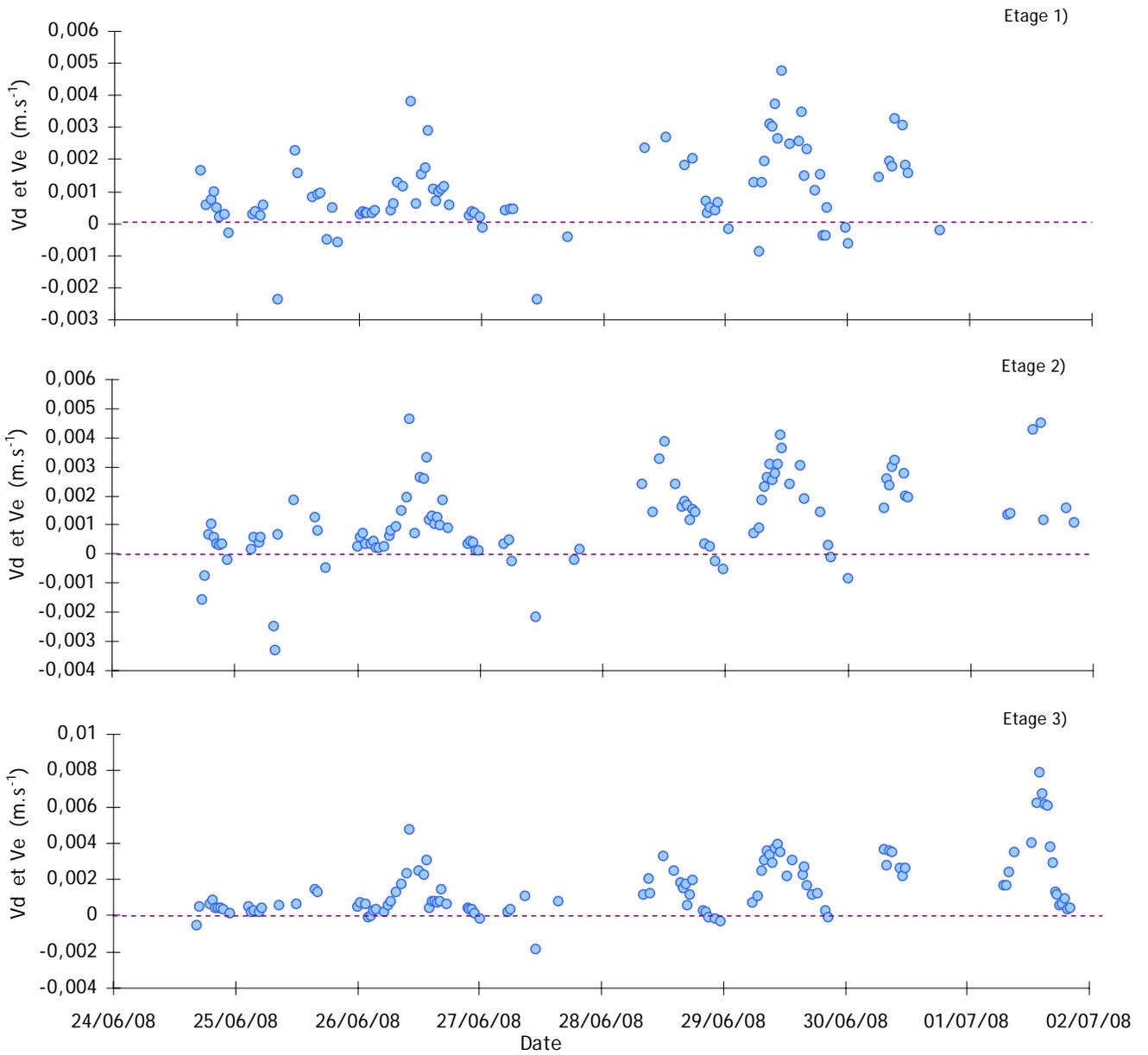


Figure III.29: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 1 à 3

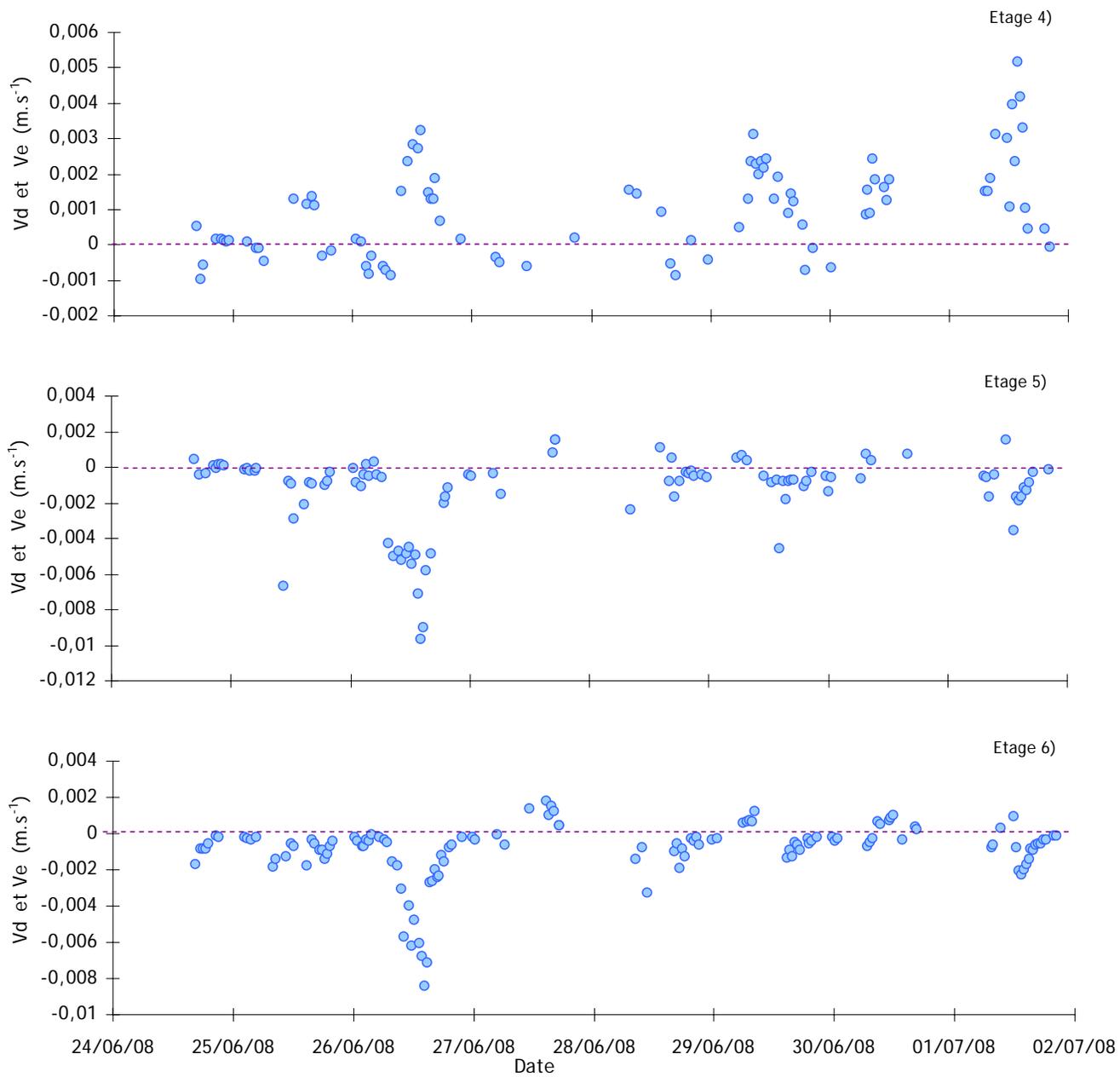


Figure III.30: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 4 à 6

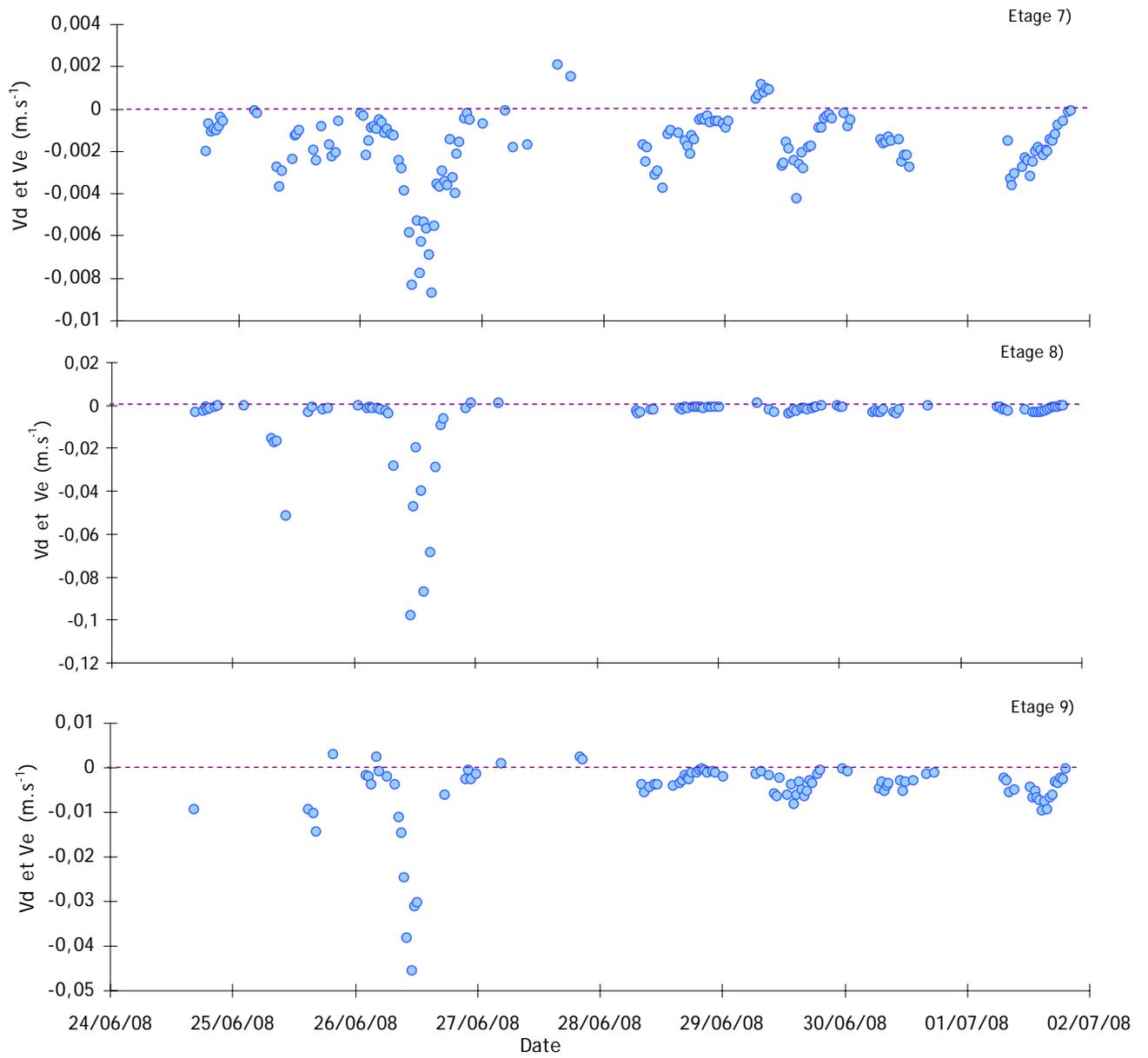


Figure III.31: Evolution journalière de la vitesse dépôt Landes 4 étage 7 à 9

Etage	Diamètre (µm)	Vd maximum (m.s ⁻¹)	Vd minimum (m.s ⁻¹)	Vd moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	4,8 10 ⁻³	1,8 10 ⁻⁴	1,3 10 ⁻³	85% (77)
2	0,033	4,6 10 ⁻³	8,8 10 ⁻⁵	1,5 10 ⁻³	88% (92)
3	0,054	7,9 10 ⁻³	7,3 10 ⁻⁵	1,7 10 ⁻³	92% (104)
4	0,092	5,2 10 ⁻³	7,7 10 ⁻⁵	1,5 10 ⁻³	74% (66)
5	0,171	1,6 10 ⁻³	7,7 10 ⁻⁵	6,2 10 ⁻⁴	18% (19)
6	0,287	1,8 10 ⁻³	2,4 10 ⁻⁴	8,0 10 ⁻⁴	16% (21)
7	0,456	2,1 10 ⁻³	6,7 10 ⁻⁵	9,5 10 ⁻⁴	6% (9)
8	0,742	1,2 10 ⁻³	7,6 10 ⁻⁴	9,8 10 ⁻⁴	3% (3)
9	1,198	3,0 10 ⁻³	7,4 10 ⁻⁴	2,0 10 ⁻³	5% (5)

Tableau III.8 : Vitesses de dépôt de la campagne Landes 4

Etage	Diamètre (µm)	Ve maximum (m.s ⁻¹)	Ve minimum (m.s ⁻¹)	Ve moyenne (m.s ⁻¹)	Pourcentage sur les données validées (Nombres de valeurs)
1	0,014	2,4 10 ⁻³	1,3 10 ⁻⁴	6,8 10 ⁻⁴	25% (14)
2	0,033	3,3 10 ⁻³	1,3 10 ⁻⁴	1,0 10 ⁻³	12% (13)
3	0,054	1,8 10 ⁻³	4,4 10 ⁻⁵	3,9 10 ⁻⁴	8% (9)
4	0,092	9,6 10 ⁻⁴	7,6 10 ⁻⁵	5,0 10 ⁻⁴	26% (23)
5	0,171	9,7 10 ⁻³	4,2 10 ⁻⁵	1,8 10 ⁻³	82% (84)
6	0,287	8,4 10 ⁻³	8,9 10 ⁻⁵	1,3 10 ⁻³	84% (108)
7	0,456	8,7 10 ⁻³	5,8 10 ⁻⁵	2,0 10 ⁻³	94% (143)
8	0,742	9,8 10 ⁻²	2,3 10 ⁻⁴	7,0 10 ⁻³	97% (97)
9	1,198	4,6 10 ⁻²	2,4 10 ⁻⁴	5,7 10 ⁻³	95% (92)

Tableau III.9 : Vitesses d'émission de la campagne Landes 4

III.5 Conclusion

Ce chapitre a permis de dresser un inventaire de l'ensemble des observations réalisées durant les quatre campagnes de mesures. Les sites expérimentaux ont été décrits ainsi que les matériels mis en oeuvre. La prise en compte de l'évolution des principaux paramètres météorologiques comme le flux de chaleur sensible, la vitesse du vent, la température ou encore la stabilité atmosphérique est nécessaire pour caractériser la turbulence et son évolution sur l'ensemble de la campagne. Les résultats des vitesses de transferts sont présentés jour par jour pour appréhender les ordres des grandeurs et les évolutions en fonction de la taille d'aérosols, du couvert ou encore de l'heure de la journée.

La campagne Landes 1, qui s'est déroulée en juin 2007 au dessus d'un couvert de maïs, a été la campagne de mise au point de la méthode, peu de données ont été exploitées mais la méthodologie a pu être validée. Les premiers résultats observés lors de cette campagne montrent une évolution journalière liée à celles des paramètres micrométéorologiques, plus particulièrement la vitesse de frottement du vent et le flux de chaleur sensible.

Un changement de la nature du sol a été la principale motivation quant à la réalisation de la campagne Landes 2 en octobre 2007. Les mesures ont été réalisées au dessus d'un couvert d'herbe à la place du couvert composé de pied de maïs. Les vitesses de transfert suivant les différents étages sont proches de celles mesurées durant la première campagne. La tendance, déjà aperçue lors de Landes 1, selon laquelle, une majorité cas de vitesses de dépôt par rapport aux vitesses d'émission est observée sur les premiers étages a pu être confirmée.

Concernant la campagne Landes 3, les mesures ont été faites au dessus d'un sol de labour en mars 2008, et sur un autre site expérimental. Les ordres de grandeurs des vitesses de transferts sont assez proches des valeurs observées lors des campagnes précédentes, et une forte proportion de dépôt d'aérosols est encore détectée sur les étages correspondant aux tailles les plus petites. Le lien entre l'évolution des paramètres micrométéorologiques et celles des vitesses de transferts a été une nouvelle fois identifié, avec cette fois une part importante de conditions atmosphériques neutres impliquant des flux plus faibles et plus difficiles à mesurer.

Enfin, la campagne Landes 4 a eu lieu un an après la campagne Landes 1. Cette campagne a permis de confirmer les observations des autres campagnes et d'apporter des mesures supplémentaires au dessus d'un champ de maïs. Cette campagne a permis de mesurer plus de valeurs par jour que dans les autres campagnes avec une évolution journalière plus marquée.

Le Tableau III.10 récapitule de façon quantitative les caractéristiques de chaque campagne. Le nombre de

demi-heures échantillonnées correspond aussi au nombre de spectres qu'il a fallu traiter individuellement. La méthode d'analyse spectrale valide en moyenne 20 % des données. On remarque que sur la campagne Landes 4 le pourcentage de données validées par la méthode est supérieure à 30 %. Les flux sont plus faibles en conditions stables et neutres ou en instable lorsque le flux de chaleur n'est pas fort, ce qui rend les cospectres plus difficile à identifier et par conséquent plus difficile à corriger. La campagne Landes 4 est celle qui présente plus d'épisodes instables corrélés avec les flux de chaleur les plus forts (Cf. Figure III.28), il est donc logique que cette campagne donne le meilleur taux de valeurs corrigées et validées. Toutefois, la campagne Landes 2 présente, elle aussi, plus de valeurs validées en conditions instables qu'en condition neutres et stables pour un pourcentage de valeurs validés de 12 %. Cela est du, d'une part aux flux de chaleur observés en instables qui sont plus faibles (la plus de la moitié est en dessous de 100 W.m⁻² Cf. Figure III.14) que ceux de Landes 4. Et d'autre part les étages 9 et 8 présentent des pourcentages de valeurs validés en dessous de 3% en raison de limites de détection insuffisantes vis-à-vis de la concentration atmosphérique (Cf Annexe Annexe A, Figure annexe.11), ce qui contribue à faire baisser le pourcentage global de valeurs validées de la campagne Landes 2.

Campagne	Landes 1	Landes 2	Landes 3	Landes 4
Type de couvert	Mais	Herbe	Sol nu	Mais
Nombre de demi-heures échantillonnées x 9 étages	1125	2934	2034	3087
% de valeurs validées (nombres de valeurs)	20,3 % (228)	12,4 % (363)	18,3 % (372)	31,7 % (979)
Nombre de valeurs de dépôt	95	240	217	396
Nombre de valeurs d'émission	133	123	155	583
Nombre valeurs validées en conditions instables	79	214	50	564
Nombre valeurs validées en conditions stables et neutres	149	149	322	415

Tableau III.10 : Tableau récapitulatif des campagnes expérimentales

Les campagnes se déroulant au dessus du maïs présentent plus de valeurs validées d'émission que de dépôt, alors que l'inverse se produit pour les mesures au dessus de l'herbe et du sol nu. Une analyse plus fine, se basant sur la discrétisation granulométrique de ces observations est faite au chapitre suivant.

L'objectif du Chapitre IV est d'analyser l'ensemble des résultats et d'identifier l'influence des paramètres comme la nature du couvert et les conditions météorologiques sur le dépôt des aérosols.

CHAPITRE IV. INFLUENCE DES PARAMETRES MICROMETEOROLOGUES, DE LA GRANULOMETRIE, ET DU COUVERT

Cette partie a pour objectif d'identifier et de quantifier les principaux paramètres influençant le dépôt, à savoir : les paramètres micrométéorologiques, le type de couvert et la tailles des particules.

La première partie de ce chapitre traite des flux d'émissions observés durant les expérimentations. D'une part l'approche choisie de ne pas faire la moyenne entre les flux d'émission et de dépôt comme dans certains travaux (Nemitz, 2002) a été justifiée, et d'autre part l'origine des flux d'émission a été étudiée.

A partir des résultats issus des quatre campagnes de mesures présentées au Chapitre III, l'impact de la turbulence sur le dépôt est dans un premier temps analysé. Ce travail permet d'aboutir à une paramétrisation de la vitesse de dépôt divisée par la vitesse de frottement du vent en fonction de l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov. Cette paramétrisation s'inspire de l'approche de Wesely (1985) reprise par Lamaud *et al.* (1994a), et permet d'évaluer la vitesse dépôt pour différentes conditions de stabilité atmosphérique. L'étude regroupe et confronte ensuite les résultats obtenus suivant des tailles d'aérosols et des couverts différents. Enfin ces résultats expérimentaux paramétrés sont comparés aux modèles opérationnels de dépôt (Slinn, 1982 et Zhang *et al.*, 2001).

IV.1 Processus contribuant à l'émission des aérosols

Le phénomène d'émission d'aérosol, bien que n'étant pas l'objet principal de l'étude, est fermement lié aux thématiques qui ont motivé ce travail. Les flux verticaux d'émission d'aérosol ont été mesurés et analysés dans la littérature (Held et Klemm, 2006, Nemitz *et al.*, 2004), et la stratégie vis-à-vis des mesures de flux positifs peut différer suivant les approches. Certain auteurs (Nemitz, 2002) intègrent les flux d'émissions à leurs moyennes totales de calcul de flux normalisés par la concentration tout en gardant l'appellation vitesse de dépôt. L'autre approche consiste à étudier séparément les flux de dépôt des flux d'émission (Lamaud *et al.*, 1994b), dans ce cas, il faut considérer les données comme étant des vitesses de transfert minimales des aérosols entre le couvert et l'air. Nous avons choisi la deuxième approche dans la mesure où les critères de qualité, nous permettent d'estimer que le phénomène résultant ait lieu de façon stationnaire durant chaque demi-heure de mesure. Evidemment si l'un des deux phénomènes est mesuré dans 90 % des cas, les résultats des deux approches seront comparables. Enfin notre méthode de mesure a été validée par une méthode de traçage (Cf Chapitre II.4.2). Ce qui nous permet d'estimer que la sous-estimation des flux de dépôt due à la présence simultanée de flux d'émission est négligeable. En effet, les aérosols traceurs n'étant pas présents sur le substrat à l'origine,

les flux mesurés par la méthode de traçage sont à 100 % des flux de dépôt.

Lamaud *et al.* (1994b) ont caractérisé l'érosion éolienne comme source des flux d'émission lors de campagne expérimental en milieu aride. Les vitesses de vent identifiées lors de ces mesures sont supérieures à 7 m.s^{-1} . Cela ne correspond pas aux vitesses de vents rencontrées durant nos mesures. De plus, la gamme de taille des particules concernées par un tel processus est de l'ordre de $10 \mu\text{m}$ alors que notre étude se limite aux particules de diamètres inférieurs à $1,6 \mu\text{m}$. En effet, plus la particule est fine moins le soulèvement éolien est important. Cette taille correspond au diamètre de coupure entre l'étage 9 et l'étage 10 de l'ELPI. Les tailles mesurées sont donc trop petites pour répondre à des processus de soulèvement éoliens correspondant aux vitesses de vents mesurées (inférieurs à 5 m.s^{-1}) (Sehmel, 1984).

Lors des campagnes Landes, une prédominance des phénomènes d'émission pour les aérosols les plus gros est observée ($> 0,1 \mu\text{m}$), tandis que les flux de dépôt sont nettement mesurés en majorité pour les aérosols les plus petits ($< 0,1 \mu\text{m}$). La Figure IV.1 représente la proportion (en %) des flux de dépôt et d'émission observés sur différents couverts et en fonction de la taille des aérosols (les lignes pleines représentent le pourcentage de dépôt et les lignes pointillées le pourcentage d'émission par rapport au total).

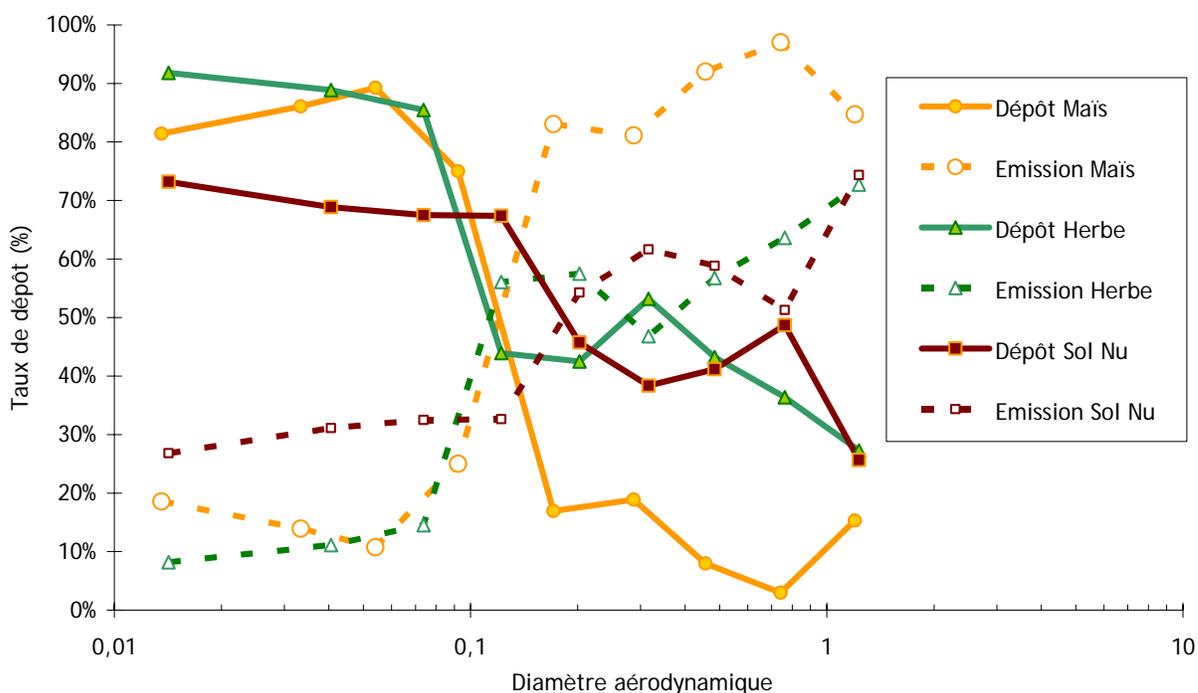


Figure IV.1: Pourcentage d'émission et de dépôt sur les différents couverts sur l'ensemble des campagnes

Held *et al.* évoquent la conversion gaz particules due aux terpènes comme sources de flux d'émissions,

mais leurs mesures sont réalisées dans un milieu forestier et donc différent du notre. Toutefois l'hypothèse d'une conversion des gaz, émis par le couvert végétal, en particules est reprise dans la littérature pour d'autres couverts que le couvert forestier. Nemiz *et al.* (2004) observent une répartition similaire entre le dépôt et l'émission au dessus des landes (Heathland) et expliquent que le phénomène est lié aux pratiques agricoles. La fertilisation par des dérivés azotés, comme c'est le cas sur notre zone expérimentale, entraîne des phénomènes de conversion des gaz (NH_3 , HNO_3) en particules par condensation dans le couvert qui donneront naissance ensuite à des particules de plusieurs centaines de nanomètres de diamètre, et donc à un flux vertical d'émission de ces particules. Les pourcentages d'émission les plus forts se retrouvent au dessus du maïs, c'est-à-dire lorsque la fertilisation a été la plus forte.

Ce sous paragraphe permet notamment d'établir clairement la dissociation entre les flux d'émission et de dépôt dans la suite de l'étude. Nous avons apporté un début d'explication quant aux origines des flux d'émission observés mais des expérimentations spécifiques liant des mesures de gaz (HNO_3 , NH_3) et des aérosols seraient nécessaires. Compte tenu de cela, la paramétrisation des flux d'émissions en fonction de la turbulence ne nous a pas parue pertinente. Nos observations se limitent donc aux ordres de grandeur des mesures de vitesses d'émission qui sont globalement les mêmes que ceux des vitesses des dépôts (Cf Chapitre III). De plus les évolutions des vitesses d'émission sont la plus part du temps similaires à celle de dépôt au cours de la journée (un pic en milieu de journée et des valeurs faibles la nuit).

IV.2 Influence des paramètres micrométéorologiques

IV.2.1 Influence du flux de chaleur sensible et de la vitesse de frottement du vent

La turbulence atmosphérique est principalement induite par des phénomènes d'origine thermique ou d'origine mécanique. Pour tenir compte de l'évolution journalière de la turbulence atmosphérique, il est nécessaire d'utiliser des indicateurs permettant d'identifier la part thermique de la turbulence d'une part et la part mécanique d'autre part (Cf. Chapitre I.1.1). Le flux de chaleur sensible H permet d'évaluer les mouvements d'origine thermique provoqués par le réchauffement de l'air proche du sol. la vitesse de frottement U_* quantifie la turbulence générée par le frottement du vent sur le couvert. L'observation globale faite au Chapitre III montre qu'une augmentation de ces indicateurs de turbulence se traduit en général par une augmentation de la vitesse de dépôt.

La Figure IV.2 est un exemple représentatif de l'évolution de la vitesse de dépôt sec en fonction du flux de chaleur sensible, pour des aérosols ayant un diamètre aérodynamique de 33 nm (étage 2 de l'ELPI) et

au-dessus d'un couvert de maïs (regroupement des mesures obtenues pendant les campagnes Landes 1 et 4). La Figure IV.3 montre les variations de Vd en fonction de H .

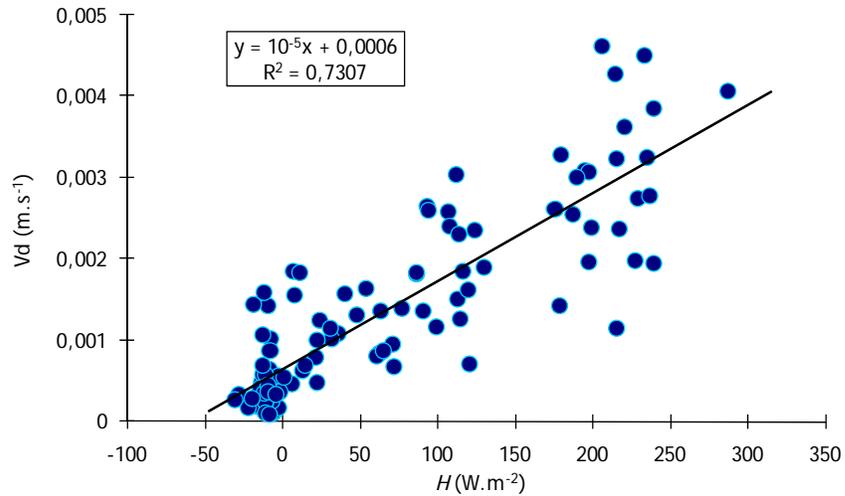


Figure IV.2: Influence de H sur Vd (ensemble des résultats au dessus du maïs étage 2, 33 nm)

Les résultats reportés sur la Figure IV.2 montrent une assez bonne corrélation entre Vd et H et ils pourraient suggérer d'utiliser une relation linéaire entre Vd et H . Mais la turbulence thermique et la turbulence mécanique peuvent agir simultanément, la relation entre Vd et H doit aussi tenir compte de l'influence de U_* . La régression linéaire tracée sur le graphe est indicative et rappelle simplement les observations globales faites au chapitre précédent, stipulant qu'une augmentation de H se traduit par une augmentation de la vitesse de dépôt. L'explication réside dans l'impact du flux de chaleur sensible sur la turbulence atmosphérique : plus ce flux sera fort plus les courants convectifs le seront et plus les échanges entre l'air et le substrat seront favorisés. La dispersion des points autour de la droite de régression est donc due aux incertitudes de mesures mais aussi aux autres forçages du dépôt, et en particulier le forçage mécanique. L'ensemble des graphes de Vd en fonction de H pour toutes les campagnes et pour tous les étages de l'ELPI (dans la limite de détection) sont présentés en Annexe D.

Concernant le forçage mécanique, l'observation de l'évolution des vitesses de dépôt en fonction de U_* est présentée sur la Figure IV.3. L'évolution globale est majoritairement confirmée, on s'aperçoit que la vitesse de dépôt croît lorsque l'indicateur de turbulence mécanique augmente. Toutefois, il y a une forte dispersion. Chaque point correspond aux mêmes demi-heures de mesures validées correspondant aux points de la Figure IV.2 (étage 2 au dessus d'un champ de maïs).

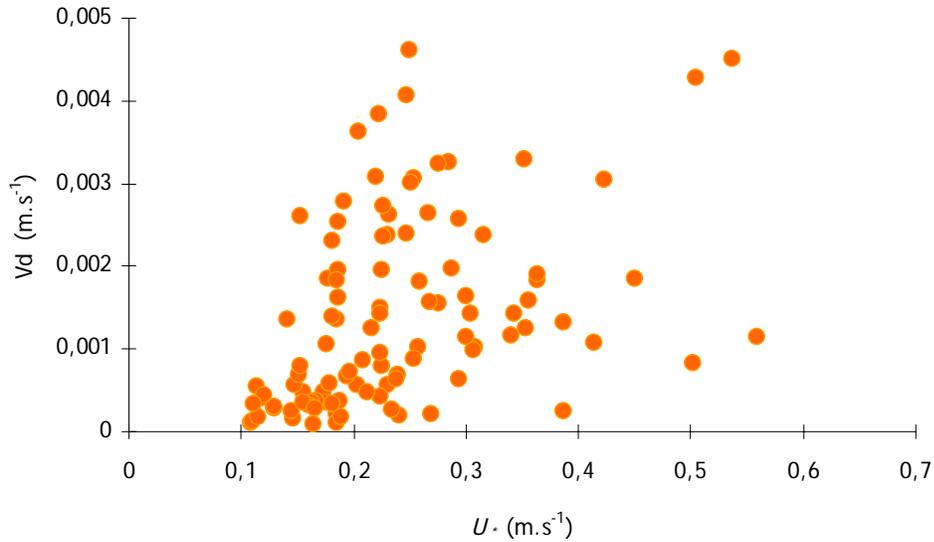


Figure IV.3: Influence de U_* sur V_d (ensemble des résultats au dessus du maïs Landes 1 et 4 - étage 2, 33 nm)

La principale raison de cette évolution est que l'augmentation du paramètre U_* accroît le mélange turbulent et par conséquent le dépôt (Nemitz *et al.* 2002). Mais là encore, la simultanéité des phénomènes thermiques et mécaniques ne nous permet pas de conclure de manière définitive sur la prépondérance de l'influence de H ou U_* .

Afin de pouvoir découpler les deux forçages, les vitesses de dépôt tracées en fonction de la vitesse de frottement du vent ont été classées en deux catégories de flux de chaleur sensibles, comme cela est illustré sur la Figure IV.4. La première catégorie concerne l'ensemble des vitesses de dépôt mesurées durant des épisodes où le flux de chaleur est faible, c'est-à-dire en dessous de 50 W.m^{-2} . La seconde catégorie regroupe les données de vitesses de dépôt mesurées pendant des épisodes de flux de chaleur sensible supérieurs à 50 W.m^{-2} . En effet, l'évolution du flux de chaleur sensible durant 24 h reste globalement inférieure à 50 W.m^{-2} durant la nuit et la dépasse dès que le soleil commence à chauffer le sol. Ce seuil, qui est commun à toutes les granulométries a été choisi par itérations afin d'obtenir une réponse linéaire de V_d en fonction de H .

L'évolution de la vitesse de dépôt en fonction de la vitesse de frottement du vent pour les flux de chaleur sensible faibles est beaucoup moins dispersée que celle observée pour des flux de chaleur sensible plus forts. Ainsi on peut considérer que pour des H inférieure à 50 W.m^{-2} , c'est principalement la vitesse de frottement du vent qui impactera les valeurs de vitesse de dépôt.

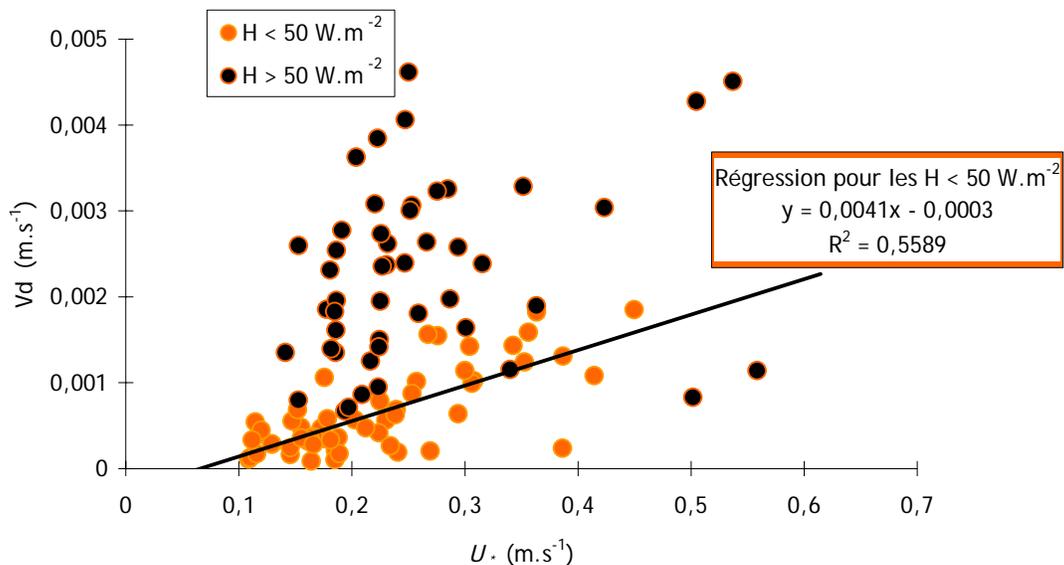


Figure IV.4: V_d en fonction de U_* , les points de couleur noire correspondent à $H > 50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$

L'Annexe E regroupe l'ensemble des graphes V_d en fonction de U_* classés suivant H pour toutes les campagnes et pour tous les étages de l'ELPI (dans la limite de détection). Des profils similaires à la Figure IV.4 sont observés de façon particulièrement nette, lorsque les flux de chaleur sont les plus marqués avec un pic en milieu de journée et atteignent logiquement leurs valeurs les plus fortes. Dans les autres cas, la tendance est plus difficilement identifiable, du fait d'un manque de vitesses de dépôt mesurées durant les épisodes de fort flux de chaleur ; soit parce que ces vitesses de dépôt ne satisfaisaient pas les critères de qualité, soit parce que les épisodes de flux de chaleur supérieur à $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sont trop rares. Toutefois, ces observations ne contredisent le fait que les vitesses de dépôt soient principalement gouvernées par la vitesse de frottement du vent pendant les périodes où la turbulence thermique est faible.

Prendre un seuil de $50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pour H a permis d'avoir une idée de l'évolution de la vitesse de dépôt en fonction de la vitesse de frottement du vent pour les cas où le flux de chaleur est faible. Pour pouvoir comparer et paramétrer l'ensemble des mesures de vitesse de dépôt en fonction des paramètres micrométéorologiques et quel que soit le flux de chaleur, il est nécessaire de quantifier la stabilité atmosphérique. Elle permet de définir l'état turbulent de l'atmosphère et les limites au-delà desquelles la composante thermique devient négligeable devant la composante mécanique.

IV.2.2 Paramétrisation du rapport entre la vitesse de dépôt et la vitesse de frottement du vent en fonction de la stabilité atmosphérique

Comme décrit au Chapitre I.1.2, la compétition entre la turbulence d'origine thermique et celle d'origine mécanique peut être analysée à l'aide de la stabilité atmosphérique. Par exemple, le cas de condition atmosphérique neutre décrit une prédominance des forces mécaniques, tandis que le cas de condition atmosphérique instable caractérise la prédominance des phénomènes convectifs. Dans la littérature, plusieurs auteurs suggèrent que l'écart observé entre les vitesses de dépôt mesurées pendant la journée et celles mesurées la nuit est dû à la différence entre les conditions de stabilité (Wesely *et al.*, 1985, Lamaud *et al.*, 1994b). De plus, ils ont observé que les vitesses de dépôt divisées par la vitesse de frottement du vent augmentent de manière significative avec l'instabilité.

En conséquence, Wesely *et al.* (1985) proposent une paramétrisation faisant intervenir la vitesse de frottement du vent et la longueur de Monin-Obukhov, prise comme paramètre de stabilité (L en m). Les valeurs de $\frac{Vd}{U_*}$ sont faibles et constantes dans les conditions atmosphériques neutres et stables, alors qu'elles croissent pendant les épisodes d'instabilité atmosphérique. Wesely établit alors la relation empirique suivante :

$$\text{Pour } \frac{z}{L} \geq 0 : \frac{Vd}{U_*} = 0,002$$

Équations IV.1

$$\text{Pour } \frac{z}{L} < 0 : \frac{Vd}{U_*} = 0,002 \cdot \left(1 + \left(\frac{-300}{L}\right)^{\frac{2}{3}}\right)$$

Cette formulation est reprise dans les travaux de Lamaud *et al.* (1994b) et Nemitz (2004), mais avec des coefficients différents.

On peut reprendre la forme des Équations IV.1 pour interpréter l'influence de stabilité atmosphérique sur le dépôt sec des aérosols, qui s'écrivent alors de façon plus générale :

$$\text{Pour des conditions neutres et stables : } \frac{Vd}{U_*} = A$$

Équations IV.2

$$\text{Pour des conditions instables : } \frac{Vd}{U_*} = A \cdot \left(1 + \left(\frac{B}{L}\right)^{\frac{2}{3}}\right)$$

Le paramètre A est la valeur moyenne du rapport entre la vitesse de dépôt et la vitesse de frottement

durant les épisodes stables et neutres. Le paramètre B est déterminé par la méthode des moindres carrés.

La Figure IV.5 est un exemple de paramétrisation sur l'ensemble des vitesses de dépôt mesurées au dessus d'un couvert de maïs pour des aérosols ayant 33 nm de diamètre aérodynamique (étage 2 de l'ELPI). Les valeurs de Vd sont divisées par U_* et tracées en fonction de $1/L$. Dans ce cas, les valeurs des coefficients de la paramétrisation correspondantes à l'Équation IV.2 sont : $A = 2,5 \cdot 10^{-3}$ et $B = -31,7$ m.

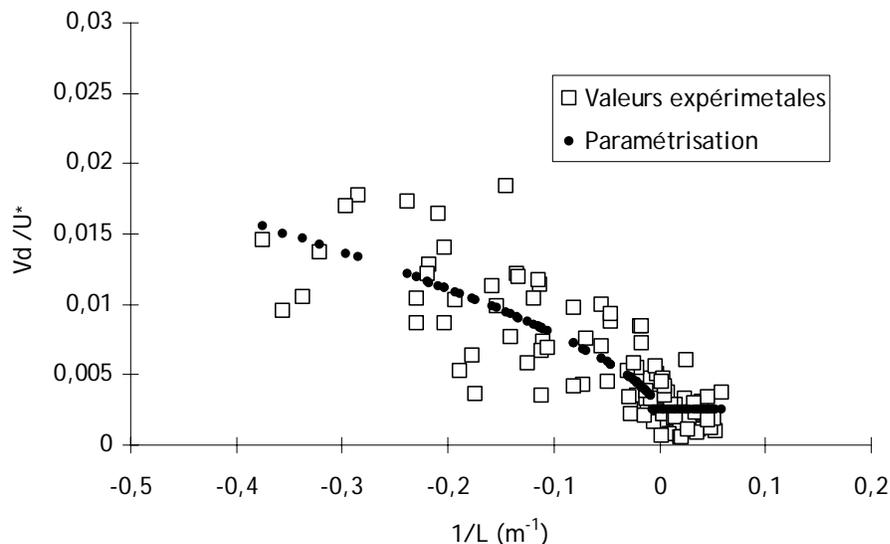


Figure IV.5: Données expérimentales et paramétrisation étage 2 (33 nm) sur un couvert de maïs

Les graphes correspondant aux autres étages et aux autres couverts sont présentés en Annexe F.

En conditions neutres et stables, les rapports $\frac{Vd}{U_*}$ expérimentaux varient peu et ils permettent de mesurer le paramètre A . L'incertitude associée à A est l'écart type de l'ensemble des points en conditions stables et neutres.

Dans le domaine instable, les points sont dispersés autour de la courbe de paramétrisation, la tendance générale peut être néanmoins tracée. Pour pouvoir calculer l'incertitude sur le paramètre B , il faut dans un premier temps calculer « un écart type des résidus », qui est donné par l'Équation IV.4 :

$$S_{y/L} = \sqrt{\frac{\sum_i (y_i - \hat{y}_i)^2}{n-2}} \quad \text{où } \hat{y} = A \left(1 + \left(\frac{B}{L} \right)^{\frac{2}{3}} \right) \quad \text{Équation IV.3}$$

On peut alors calculer l'écart type de B par :

$$\sigma_B = \frac{S_{y/L}}{\sqrt{\sum_i \left(\frac{1}{L_i} - \frac{1}{L}\right)^2}} \quad \text{Équation IV.4}$$

Finalement l'écart type total est calculé de la façon suivante :

$$\sigma_y^2 = \left(1 + \left(\frac{B}{L}\right)^{\frac{2}{3}}\right)^2 \sigma_A^2 + \left(\frac{2}{3} \frac{A}{L^{\frac{2}{3}}} B^{-\frac{1}{3}}\right)^2 \sigma_B^2 \quad \text{Équation IV.5}$$

Les Tableau IV.1, Tableau IV.2 et Tableau IV.3 présentent l'ensemble des valeurs des coefficients de la paramétrisation pour les trois couverts et pour les neuf tailles d'aérosols mesurées. L'information sur le nombre de valeurs mesurées en conditions neutres et stables puis en conditions instables ainsi que l'incertitude (%) calculée à partir de la valeur et de son écart type permet de juger de la pertinence des résultats.

Pour des expérimentations ne comprenant que quelques jours, il est arrivé que le nombre de mesures de vitesses de dépôt pour des conditions atmosphériques instables soient extrêmement faibles. Dans ces cas, le calcul du coefficient B n'a pas été fait par la méthode des moindres carrés. Pour accéder aux vitesses de dépôt en instable, les valeurs mesurées en conditions stables et neutres sont multipliées par un coefficient moyen calculé entre les valeurs de vitesses de dépôt des autres étages dont le nombre de valeurs est suffisant pour utiliser la méthode des moindres carrés. La valeur du coefficient B est alors donnée à partir des vitesses de dépôt ainsi recalculées pour des $1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$:

$$B = L \cdot \left(\frac{Vd}{AU_*} - 1\right)^{\frac{3}{2}} \quad \text{Équation IV.6}$$

Dans les tableaux suivants, les valeurs ainsi recalculées sont marquées d'un astérisque et le nombre de valeurs de vitesses de dépôt mesurées en conditions atmosphérique instables est souligné et mis entre parenthèse.

Au-dessus du maïs, on remarque que le nombre de valeurs validées en conditions neutre et stable est sensiblement le même que celui obtenu en condition instable. Tandis qu'au dessus de l'herbe le nombre de valeurs mesurées en instable est plus grand qu'en condition stable et neutre. Enfin, l'inverse se produit au dessus du sol nu. La répartition et les disparités du nombre de valeurs mesurées suivant les conditions de stabilité atmosphériques sont fortement liées aux conditions météorologiques, et par conséquent liées aux saisons durant lesquelles les mesures ont été faites. Les conditions de stabilité

atmosphérique de chaque campagne sont développées au Chapitre III notamment sous forme d'abaques $U_* = f(T_*)$. Elles expliquent une telle répartition selon chaque couvert puisque ils correspondent à l'activité agricole saisonnière (du maïs en été, de l'herbe en automne et du sol nu en hiver).

Enfin, les observations précédentes valent principalement pour les six plus petites tailles de particules mesurées, étant donnée le faible nombre de valeurs validées pour les plus grandes tailles.

Etage	Diamètre (μm)	A	Nombre de valeur en stable et neutre	B (m)	Nombre de valeurs en Instable	Incertitude (%)
1	$1,36 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	43	-29,9	47	46%
2	$3,34 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	47	-31,7	58	55%
3	$5,41 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	53	-44,4	72	50 %
4	$9,23 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	31	-52,9	53	67%
5	$1,71 \cdot 10^{-1}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	9	-44,6	12	36%
6	$2,87 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	8	-19,8	22	52%
7	$4,56 \cdot 10^{-1}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	4	-46,4	11	38%
8	$7,42 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	2	-60,9*	(2)	49%
9	1,20	$1,8 \cdot 10^{-2}$	10	-299,9	7	82%

Tableau IV.1 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus du maïs

Les valeurs des paramètres A s'étendent entre $7 \cdot 10^{-4}$ et $1,8 \cdot 10^{-2}$ suivant les diamètres, les valeurs les plus fortes étant atteintes sur les étage 8 et 9, alors que les plus faibles correspondent aux étages 5 et 6 de l'ELPI. Les coefficients B sur le maïs sont compris entre -19,8 et -299,9 m, mais la majorité des valeurs restent proche de -50 m. Au dessus de l'herbe les valeurs de B s'étendent entre -5,4 et -36,2 m avec des valeurs regroupées autour de la médiane -12,3 m. La plupart des valeurs de B mesurées au dessus du sol nu ont été recalculées et sont proches de -30 m.

Etage	Diamètre (µm)	A	Nombre de valeur en stables et neutre	B (m)	Nombre de valeurs en Instable	Incertitude (%)
1	1,42 10 ⁻²	2,5 10 ⁻³	15	-30,4	41	54%
2	4,06 10 ⁻²	2,1 10 ⁻³	15	-12,3	35	58%
3	7,38 10 ⁻²	2,3 10 ⁻³	9	-8,2	44	63%
4	1,22 10 ⁻¹	1,8 10 ⁻³	3	-5,4	15	16%
5	2,02 10 ⁻¹	7,8 10 ⁻⁴	5	-36,2	12	54%
6	3,16 10 ⁻¹	8,5 10 ⁻⁴	13	-11,5	12	35%
7	4,84 10 ⁻¹	1,6 10 ⁻³	10	-11	6	39%
8	7,62 10 ⁻¹	1,2 10 ⁻²	3	-15,3*	(1)	29%
9	1,23	1,8 10 ⁻²	3	-15,3*	(0)	16%

Tableau IV.2 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus de l'herbe

Etage	Diamètre (µm)	A	Nombre de valeur en stables et neutre	B (m)	Nombre de valeurs en Instable	Incertitude (%)
1	1,42 10 ⁻²	3,5 10 ⁻³	27	-28,4*	(3)	43%
2	4,06 10 ⁻²	3,6 10 ⁻³	29	-28,4*	(1)	60 %
3	7,38 10 ⁻²	2,1 10 ⁻³	17	-20,0	5	46%
4	1,22 10 ⁻¹	2,3 10 ⁻³	25	-37,7	6	62%
5	2,02 10 ⁻¹	2,3 10 ⁻³	32	-28,4*	(0)	71%
6	3,16 10 ⁻¹	2,3 10 ⁻³	25	-28,4*	(1)	73%
7	4,84 10 ⁻¹	3,5 10 ⁻³	17	-28,4*	(1)	62%
8	7,62 10 ⁻¹	9,2 10 ⁻³	18	-28,4*	(0)	36%
9	1,23	1,5 10 ⁻²	8	-28,4*	(2)	64%

Tableau IV.3 : Valeurs pour la paramétrisation au dessus du sol nu

Comme évoqué plus haut et à titre de comparaison, Wesely *et al.* (1985) ont fixé $A = 2 \cdot 10^{-3}$ et $B = -300$ m pour une gamme diamètre de particules comprise entre 0,1 et 2 µm. De plus ils expriment B en fonction de la hauteur de la couche limite (z_i en m) tel que $B = -0,3z_i$. Excepté pour la mesure sur l'étage 9 au dessus d'un champ de maïs, les ordres de grandeurs des paramètres que nous avons mesurés ne correspondent pas avec des hauteurs réalistes de couche limite, qui sont habituellement comprises entre

quelques centaines de mètres et quelques kilomètres suivant l'heure de la journée.

Nemitz *et al.* (2004) définissent le paramètre B en fonction de la taille des particules tel que :

$$B = -(960D_p[\mu m] - 88) \quad \text{Equation IV.7}$$

Avec D_p le diamètre des particules mesurées en μm .

Concernant nos résultats, l'expression de B en fonction du diamètre des particules convient pour les mêmes tailles que celles de Nemitz *et al.* (entre 0,13 et 0,5 μm) mais ne correspond plus avec les données obtenues pour les autres diamètres. Pour les conditions instables, Les auteurs précédents expliquent les différences constatées avec celles de Wesely *et al.*(1985), par la forte présence de flux apparents d'émissions pris en compte dans le calcul moyen des Vd , notamment sur leurs gammes de tailles les plus petites ($0,11 < D_p < 0,18 \mu m$)

Le paramètre A déterminé par Nemitz est égale à 0,001, ce qui est proche de ceux que nous avons mesurées dans la mêmes gamme taille (entre 0,13 et 0,5 μm).

Dans la suite de l'étude les valeurs de $\frac{Vd}{U_*}$ pour les conditions instables seront calculées à partir de la nos paramétrisations pour une valeur de $1/L$ égale à $-0,2 m^{-1}$ qui peut être considéré comme la limite des conditions fortement instables (Cf.III.1.2).

IV.3 Influence de la granulométrie et du couvert

Comme décrit dans le Chapitre I.2.2, la taille des particules conditionne le comportement des aérosols dans l'air et au voisinage du substrat. Les aérosols de quelques nanomètres de diamètre sont régis par la diffusion Brownienne, les aérosols ayant un diamètre de plusieurs micromètres sont sous l'effet de la sédimentation, tandis que les processus d'impaction et d'interception gouvernent le dépôt des tailles intermédiaires.

La Figure IV.6 représente les évolutions des vitesses de dépôt divisées par la vitesse de frottement du vent en fonction de la taille des particules sur les trois types de couverts étudiés (respectivement du maïs, de l'herbe et du sol nu) en conditions atmosphériques neutre et stable. On remarque que l'écart entre les valeurs trouvées sur les différents couverts est faible comparativement à la dispersion des valeurs disponibles et présentées dans la bibliographie du Chapitre I.4. En effet, pour une même taille les incertitudes dues à la dispersion des résultats se recoupent d'un couvert aux autres. De plus, il est

possible d'identifier des tendances similaires sur les trois couverts : Des valeurs quasiment constantes sur les trois premiers étages, suivie d'une faible baisse du rapport $\frac{Vd}{U_*}$ sur les deux étages suivants (4 et 5), les valeurs de l'étage 5 sont semblables à celles de l'étage 6. Enfin une forte hausse de ce même rapport sur les étages 7, 8 et 9. Il est à noter que la baisse est moins marquée pour le couvert de sol nu, mais l'incertitude de ces résultats est plus grande du fait que les flux de particules sont plus faibles. La tendance est donc plus difficilement identifiable.

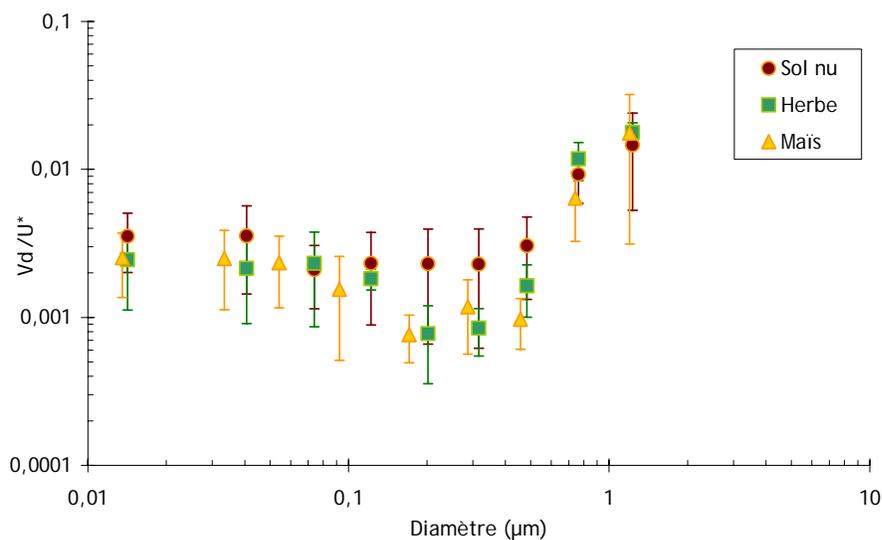


Figure IV.6: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules, pour les conditions atmosphériques neutres et stables

A titre de comparaison, les valeurs des rapports $\frac{Vd}{U_*}$ pour certaines conditions instables (pour $1/L$ fixé à $0,2 \text{ m}^{-1}$) sont regroupées sur la Figure IV.7 . Les symboles de couleurs correspondent aux données mesurées, alors que les symboles noirs cernés de pointillés sont les valeurs recalculées (Cf. IV.2.2), pour lesquels les barres d'incertitudes n'ont pas été représentées pour plus de visibilité, mais elles sont du même ordre que les incertitudes calculées en conditions neutres et stables. Concernant les valeurs mesurées et paramétrées, l'évolution du ratio entre les vitesses de dépôt et la vitesse frottement du vent est proche de celle observée pour les conditions atmosphériques neutres et stable. Cela renforce la pertinence de la méthode utilisée pour recalculer les valeurs manquantes grâce à un coefficient basé sur l'écart entre les mesures en conditions atmosphériques neutres et celles paramétrées en instables.

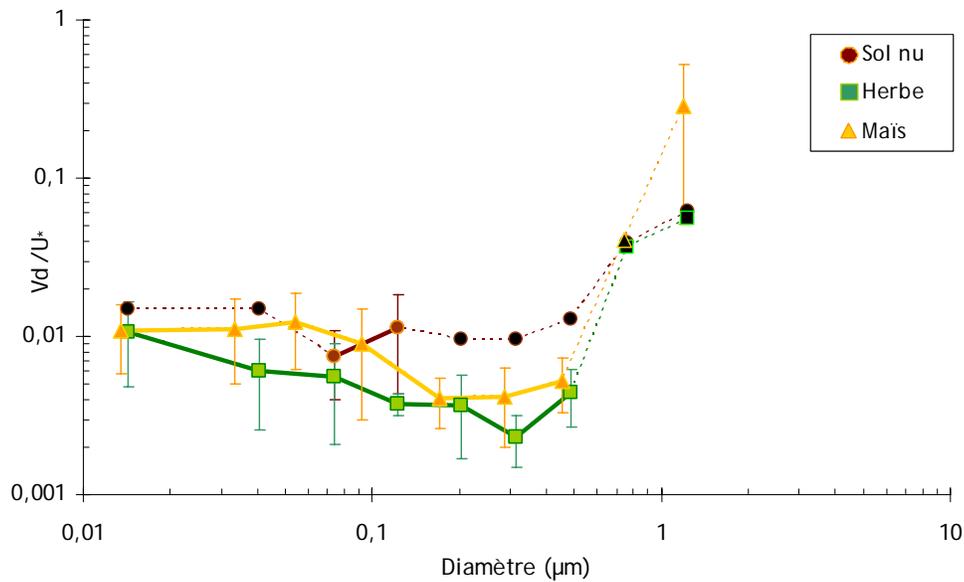


Figure IV.7: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules pour les conditions atmosphériques instables ($1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$)

Pour une vision simplifiée les résultats à la fois en instables (uniquement en $1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$) et en conditions neutres et stables sont représentés couvert par couvert en Annexe G.

Les résultats expérimentaux, issus de la littérature et de nos travaux, des $\frac{Vd}{U_*}$ sur une gamme plus large de diamètre sont présentés sur la Figure IV.8 : La somme des étages ELPI (7 nm - 1.6 µm), les mesures par CNC (10 nm - 3 µm), et les mesures relevées dans la littérature faites par Nemitz *et al.* (2004) (entre 0,13 et 0,5 µm) et par Lamaud *et al.* (1994a) (entre 0,05 et 1 µm). $\frac{Vd}{U_*}$ moyen est dans l'ensemble des cas de l'ordre de $2 \cdot 10^{-3}$.

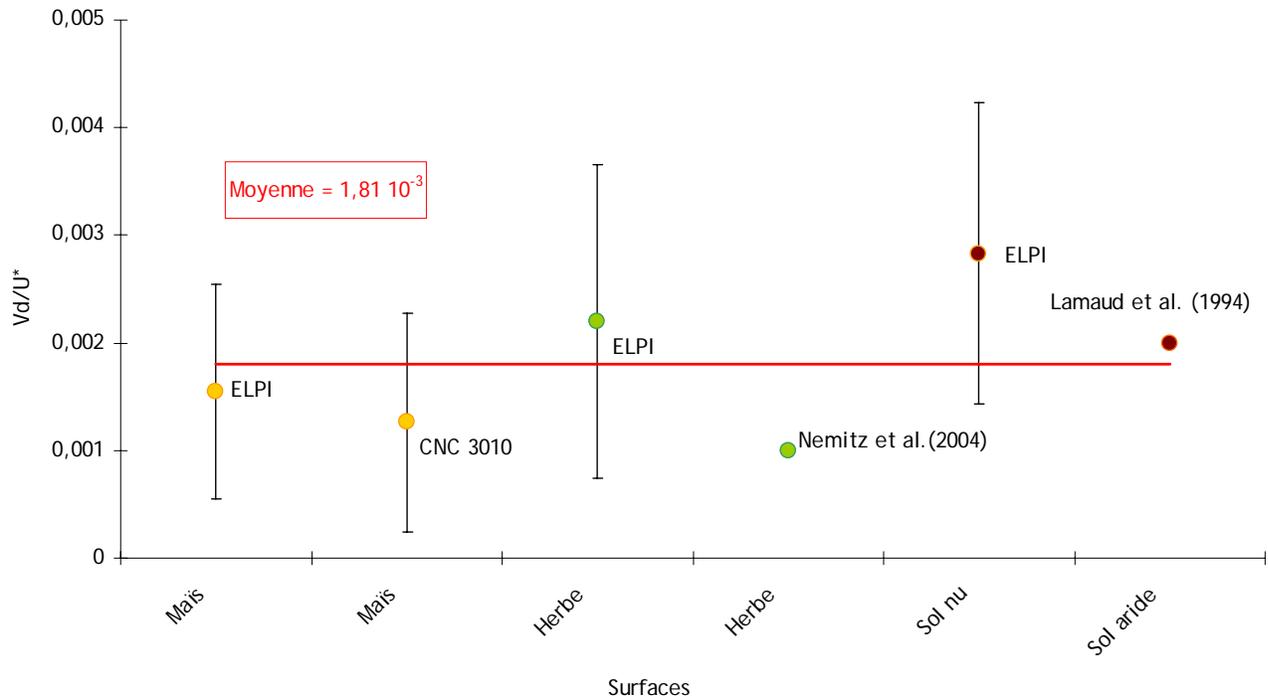


Figure IV.8: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du couvert

On remarque que les résultats sont proches même si les gammes de tailles varient. Cela semble confirmer les observations précédentes à savoir, la faible variation des vitesses de dépôt adimensionnées dans les gammes de taille inférieures à $0,5 \mu\text{m}$ et cela quelque soit le couvert. En effet, ces expérimentations se sont déroulées dans des sites différents où les spectres granulométriques en conditions neutres et stables des aérosols ont certainement varié dans la gamme de tailles s'étendant de quelques nanomètres à quelques micromètres, suivant la représentation schématique de la Figure IV.9. La variable utilisée en ordonnée pour la Figure IV.9 est la distribution en nombre pondérée par la plage granulométrique propre à chaque étage.

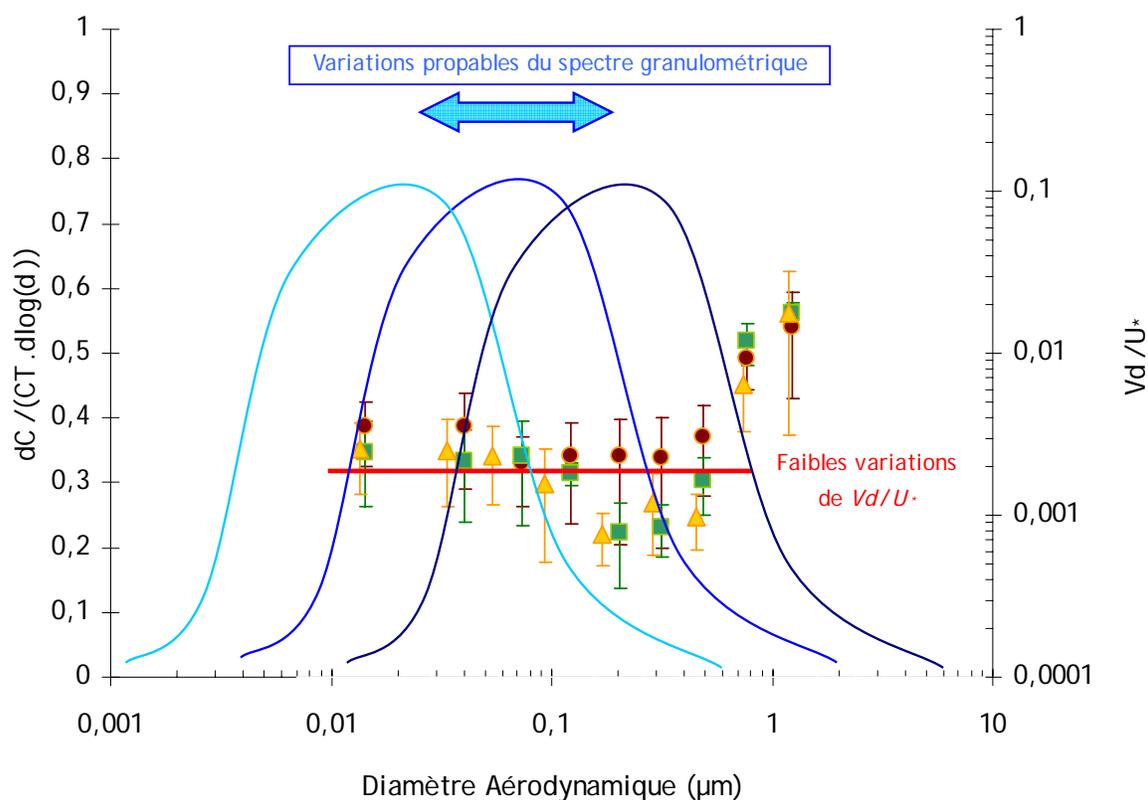


Figure IV.9: Représentation schématique des variations probables des spectres dans a couche de surface en neutre est stables superposée aux résultats expérimentaux sur les trois couverts.

Une différence entre les couverts n'est pas observée vue la précision de la méthode de mesure. Il est raisonnable d'estimer qu'une majeure partie de l'influence du couvert sur le dépôt est contenue dans l'information donnée par la vitesse de frottement. Les autres paramètres liés au couvert comme l'indice de couverture foliaire (LAI, Leaf Area Index) ou des propriétés des surfaces végétales (adhérence, microrugosités), ont un impact de second ordre sur l'ensemble des résultats. Considérant cette hypothèse, il a été choisi de calculer pour chaque taille une valeur moyenne issue des trois couverts.

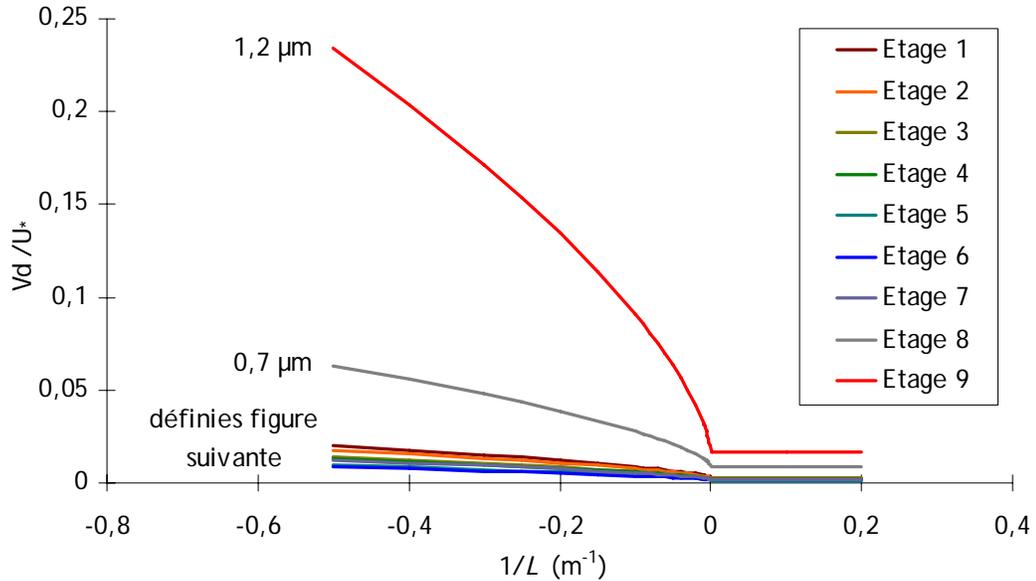


Figure IV.10: paramétrisation $\frac{Vd}{U_*}$ en fonction de $1/L$ de suivant les différents les étages de l'ELPI

La Figure IV.10 résume l'ensemble des données moyennées sur les trois couverts sous la forme d'abaque $f\left(\frac{1}{L}\right) = \frac{Vd}{U_*}$. L'ensemble des valeurs de A et de B sont détaillées dans le Tableau IV.4. Dans ce tableau pour les conditions instables, seules les valeurs permettant un calcul du coefficient B par régression des moindres carrés, ont été prises en compte. Le nombre de valeurs qui n'ont pu être paramétrées est mis entre parenthèse et souligné. Les quatre premiers étages de l'ELPI sont les plus représentés quelles que soient les conditions atmosphériques. Cela est du à la proportion des phénomènes de dépôt par rapport au phénomène d'émission qui est plus importante sur ces étages (1,2, 3 et 4). Cette observation a été commentée partie IV.1). Enfin sur l'ensemble des résultats, les pourcentages d'incertitudes calculés à partir des écarts types sont compris entre 21% et 45%.

Etage	Diamètre (μm)	$\frac{Vd}{U_*}$ neutre et stable	Ecart type neutre et stable	Nombre de valeurs en neutre et stable	$\frac{Vd}{U_*}$ (B en m) instable ⁽¹⁾	Ecart type instable ⁽¹⁾	Nombres de Valeurs Instable ⁽¹⁾
1	$1,42 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	85	$1,2 \cdot 10^{-3}$ (-29,4)	$3,3 \cdot 10^{-3}$	88 (3)
2	$4,06 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	91	$1,1 \cdot 10^{-3}$ (-24,7)	$3,7 \cdot 10^{-3}$	91 (1)
3	$7,38 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	79	$8,5 \cdot 10^{-3}$ (-22,8)	$2,6 \cdot 10^{-3}$	121
4	$1,22 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	59	$8,0 \cdot 10^{-3}$ (-28,8)	$3,1 \cdot 10^{-3}$	74
5	$2,02 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	46	$5,8 \cdot 10^{-3}$ (-33,0)	$2,6 \cdot 10^{-3}$	24
6	$3,16 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	46	$5,4 \cdot 10^{-3}$ (-22,4)	$2,2 \cdot 10^{-3}$	34 (1)
7	$4,84 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	31	$7,5 \cdot 10^{-3}$ (-25,5)	$2,5 \cdot 10^{-3}$	17 (1)
8	$7,62 \cdot 10^{-1}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	23	$3,9 \cdot 10^{-2}$ (-28,8*)	$8,0 \cdot 10^{-3}$	0 (3)
9	1,23	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	21	$1,4 \cdot 10^{-1}$ (-94,1)	$4,7 \cdot 10^{-2}$	7 (2)

Tableau IV.4 : Moyennes sur les trois couverts des vitesses dépôt adimensionnées à la vitesse de frottement du vent classées suivant la tailles des particules et suivants les conditions de stabilités atmosphériques (⁽¹⁾ $1/L = -0,2 \text{ m}$)

La Figure IV.11 reprend les paramétrisations des sept premiers plateaux de l'ELPI avec une échelle adaptée à la visualisation. On observe que les étages 8 et 9 présentent des valeurs plus fortes en conditions stables et une pente plus forte en instables. Les sept autres plateaux ont des pentes plus proches et des valeurs comparables en instable. Toutefois, quelques différences subsistent, les étages 1 et 2 correspondant aux tailles les plus petites présentent les pentes et les valeurs en stable et neutres les plus fortes, tandis que les étages 6 et 7 ont les valeurs en stable et neutre les plus faibles mais présentent quasiment les mêmes pentes que les étages 3, 4 et 5.

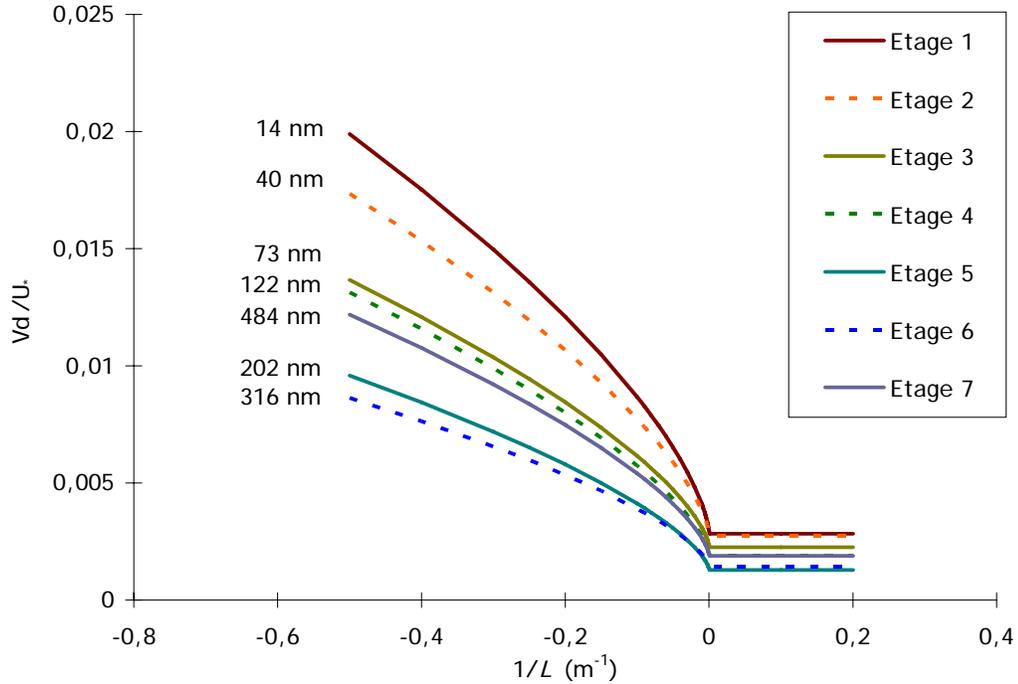


Figure IV.11: Précision de la paramétrisation des étages 1 à 7

L'ensemble des résultats toutes les campagnes est présentées en fonction du diamètre des particules Figure IV.12. Les cas stables et neutres correspondent aux valeurs de Monin-Obukhof positif, tandis que le cas de conditions instables choisies correspond à $1/L = -0,2$ m. Les barres d'incertitudes représentent la dispersion moyennée sur les trois couverts.

En conditions neutres et stables, les valeurs de $\frac{Vd}{U_*}$ sont toutes proches de $2 \cdot 10^{-3}$ pour les sept premiers

étages de l'ELPI (diamètres aérodynamiques compris entre 14 nm et $0,46 \mu\text{m}$), alors que les rapports $\frac{Vd}{U_*}$

pour les particules mesurant $0,75$ et $1,22 \mu\text{m}$ valent respectivement $9,1 \cdot 10^{-3}$ et $1,7 \cdot 10^{-2}$. Suivant chaque taille, les vitesses de dépôt sec adimensionnées par U_* mesurées en conditions instables (à $1/L = -0,2$) sont supérieures d'un facteur 5 en moyenne à celles mesurées en conditions atmosphériques neutres et stables.

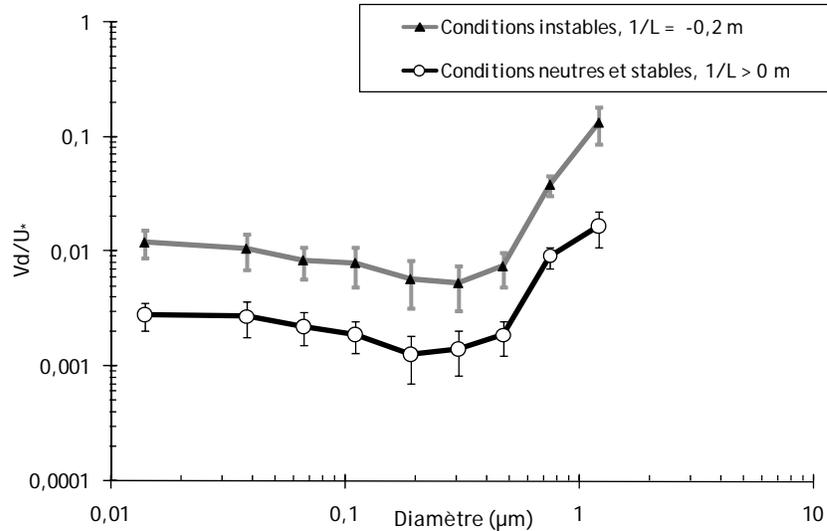


Figure IV.12: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules, moyenne sur l'ensemble des couverts.

En première approximation, la faible décroissance sur les plus petites tailles s'explique par le fait que les phénomènes régissant les dépôts des aérosols (diffusion brownienne, interception et impaction) se compensent pour les particules d'un diamètre inférieur à 0,5 µm ; au fur et à mesure que les diamètres augmentent, l'impact de la diffusion brownienne est de plus en plus faible, mais simultanément le dépôt dû aux phénomènes d'interception et d'impaction augmentent.

Au-delà de 0,5 µm et jusqu'à 1 µm, l'influence de la diffusion Brownienne est négligeable, l'augmentation est due à l'accroissement important de l'influence de l'interception et de l'impaction en fonction de la taille des particules, car pour ces tailles, la vitesse de sédimentation reste négligeable (Cf. Chapitre I.3.2 et Figure I.5)

Les données moyennées des rapports entre les vitesses de dépôt sec des aérosols et les vitesses de frottement du vent sont ensuite confrontées aux modèles analytiques.

IV.4 Confrontation modèles mesures

Les valeurs mesurées sont confrontées aux modèles analytiques de Slinn (1982) et de Zhang *et al.* (2001), dont la description a été abordée au Chapitre I.3. Les valeurs de vitesse de dépôt sont modélisées pour des conditions atmosphériques neutres et stables. Une vitesse de frottement du vent de $0,26 \text{ m.s}^{-1}$ a été fixée. Elle correspond à la moyenne des épisodes en conditions atmosphériques neutres.

Les paramètres d'entrée des modèles sont regroupés dans le Tableau IV.5.

Données globales pour la modélisation		Paramètres Zhang <i>et al.</i> (2001)		Paramètres Slinn (1982)	
$\rho_{particule} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	1000	C_1	0,279	C_D	$3,79 \cdot 10^{-3}$
$\eta_{air} \text{ (kg.m}^{-1}\text{.s}^{-1}\text{)}$	$1,80 \cdot 10^{-5}$	C_2	3,12	c_v/c_d	0,33
$\lambda \text{ (m)}$	$6,58 \cdot 10^{-8}$	C_3	$5,42 \cdot 10^{-11}$	c	1
$g \text{ (m.s}^{-2}\text{)}$	9,81	C_4	-1,399	$\hat{A} \text{ (m)}$	$1 \cdot 10^{-3}$
$RH \text{ (\%)}$	30 %	α	1,2	$\bar{A} \text{ (m)}$	$1 \cdot 10^{-5}$
$\rho_{air} \text{ (kg.m}^{-3}\text{)}$	1,2	γ	0,54	b	2
$z_r \text{ (m)}$	6	$\psi_H \text{ (m)}$	1,03	F	1%
$z_0 \text{ (m)}$	0,0076	ε_0	3	K_o	0,00266
$k_B \text{ (J.K}^{-1}\text{)}$	$1,38 \cdot 10^{-23}$	β	2	γ_{slinn}	3,34
$U_* \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	0,26	$A \text{ (m)}$	0,002		
$1/L \text{ (m}^{-1}\text{)}$	-0,05				
$z \text{ (m)}$	6				
κ	0,41				
$T \text{ (K)}$	282				
$u_r \text{ (m)}$	4,22				
$h \text{ (m)}$	0,1				
$d \text{ (m)}$	0,075				
$u_h \text{ (m)}$	0,76				
$l \text{ (m)}$	0,025				
$U_z \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	2				
u_H/u_r	0,179				

Tableau IV.5 : Valeurs d'entrées des modèles de dépôt de Slinn (1982) et de Zhang *et al.* (2001).

- Paramètres de Zhang *et al.*(2001):

C_1 , C_2 , C_3 et C_4 sont des constantes empiriques permettant de calculer l'erreur sur le diamètre des aérosols due au taux d'humidité dans l'air (Gerber *et al.* 1985) :

$$r_w = \frac{C_1 r_d^{C_2}}{C_3 r_d^{C_4} - \log(RH)} + r_d^3 \quad \text{Équation IV.8}$$

Avec r_d , le rayon sec des particules et r_w le rayon humide. L'ensemble de l'étude portant sur le dépôt sec des particules, les humidités relative mesurées sont trop faible, et la différence entre les deux rayons est négligeable.

Le paramètre γ décrit la puissance appliquée au nombre de Schmidt pour quantifier l'efficacité de la diffusion brownienne (Cf. Équation I.22)

La fonction de stabilité est exprimée par ψ_H (m) et est utilisée dans le calcul de la résistance aérodynamique. ψ_H s'exprime en fonction de la hauteur de mesure et de la longueur de Monin-Obukhov.

ε_0 est le coefficient empirique dépendant du couvert étudié. Il est appliqué dans la formulation de la résistance de surface (Équation I.18). Dans le cas d'un couvert prairial, ε_0 vaut 3.

Les constantes α et β sont utilisées dans l'expression de l'efficacité de l'impaction faisant intervenir le nombre de Stokes régité par l'Équation I.28 décrite dans la partie I.3.1.

Enfin le rayon caractéristique est $A(m)$ est utilisé dans la modélisation de l'efficacité d'interception. Il dépend lui aussi du couvert étudié, Zhang *et al.* proposent différentes valeurs suivant les saisons et les couverts.

- Paramètres de Slinn (1982) :

C_D est le coefficient de traînée globale pour le couvert étudié, il est calculé par :

$$C_D = \frac{U_*^2}{u_r} \quad \text{Équation IV.9}$$

Ce coefficient pondère le calcul de la résistance de surface (Équation I.16), il est fourni par les auteurs pour une hauteur de 5 m au dessus de différents couverts (surfaces herbeuses, champ d'herbe et avoine).

Les efficacités d'impaction et de diffusion brownienne sont pondérées par le rapport empirique c_v/c_d (Cf. Équation I.21 et Équation I.23). Il s'agit du rapport entre le coefficient de traînée moyen à la hauteur du couvert (c_d) et du coefficient de traînée visqueux c_v .

La constante empirique utilisée dans la définition du nombre de Stokes est c .

\hat{A} (m) et \bar{A} (m) sont les longueurs caractéristiques du substrat traitant respectivement de l'impaction (brin d'herbe) et de l'interception (poils végétaux).

Le pourcentage de l'interception totale uniquement due aux éléments végétaux de petites tailles (poils végétaux) est estimé selon les couverts par le paramètre F .

b est la constante empirique utilisée dans l'expression du rebond (Cf. Équation I.29)

La constante de diffusivité turbulente à l'intérieur du couvert est K_0 .

γ_{slinn} est un paramètre empirique déterminé par Lemon (1965) permettant le calcul des profils de vitesses de vent dans le couvert.

Les évolutions modélisées de $\frac{Vd}{U_*}$ en fonction de la granulométrie et les mesures moyennées sont présentées Figure IV.13. Dans le cas des nanoparticules (moins de 0,1 μm) le modèle de Slinn est le plus proche des valeurs expérimentales. Néanmoins, il y a une différence entre l'évolution générale des vitesses de dépôt issues des modèles et les valeurs observées. Les valeurs de $\frac{Vd}{U_*}$ des modèles décroissent puis croissent avec l'augmentation de la taille des particules, avec un minimum à 0,2 μm pour Slinn (1982) et 2 μm pour Zhang *et al.* (2001), tandis que les valeurs mesurées restent quasiment constantes entre 7 nm et 0,1 μm puis augmentent fortement au-delà de 0,5 μm . Pour les plus grands diamètres aérodynamiques, il existe un écart supérieur à un ordre de grandeur entre les mesures et les modèles.

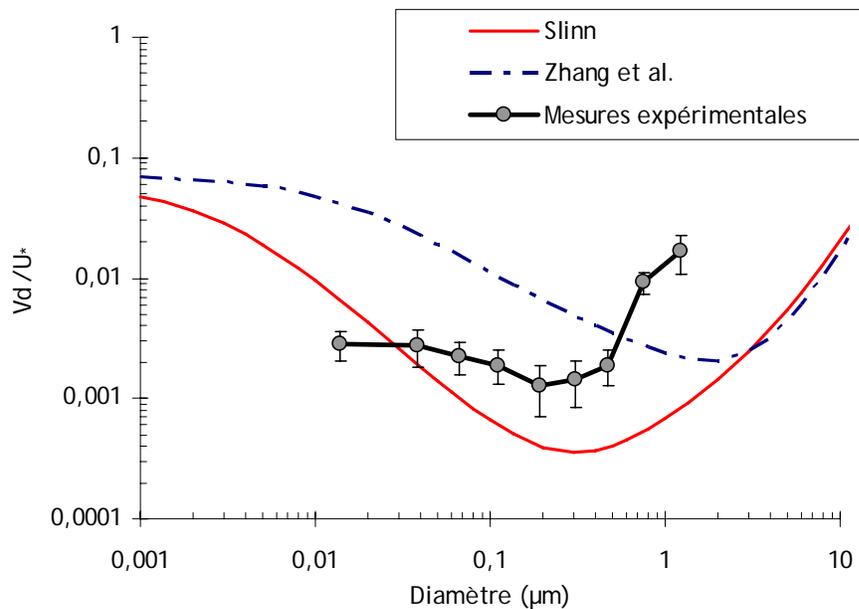


Figure IV.13: Confrontations des modèles analytiques avec les mesures en conditions neutres et stables.

La Figure IV.14 détaille la diffusion brownienne des modèles de Slinn (1982) et de Zhang *et al.*(2001). Il apparait une forte surestimation de ce phénomène en comparaison des mesures, alors que le modèle de Slinn (1982) ne présente pas cet inconvénient si on revient aux résultats reportés sur la Figure IV.13. L'explication de cette observation vient tout simplement du fait que l'expression de l'efficacité de diffusion brownienne donnée par Zhang *et al.* ne contient aucune pondérations empiriques contrairement à celle de Slinn (1982). Le résultat de cette pondération montre que Slinn prédit aussi des vitesses de

dépôt issue de la diffusion Brownienne très fortes mais pour des tailles plus petites que 20 à 30 nm.

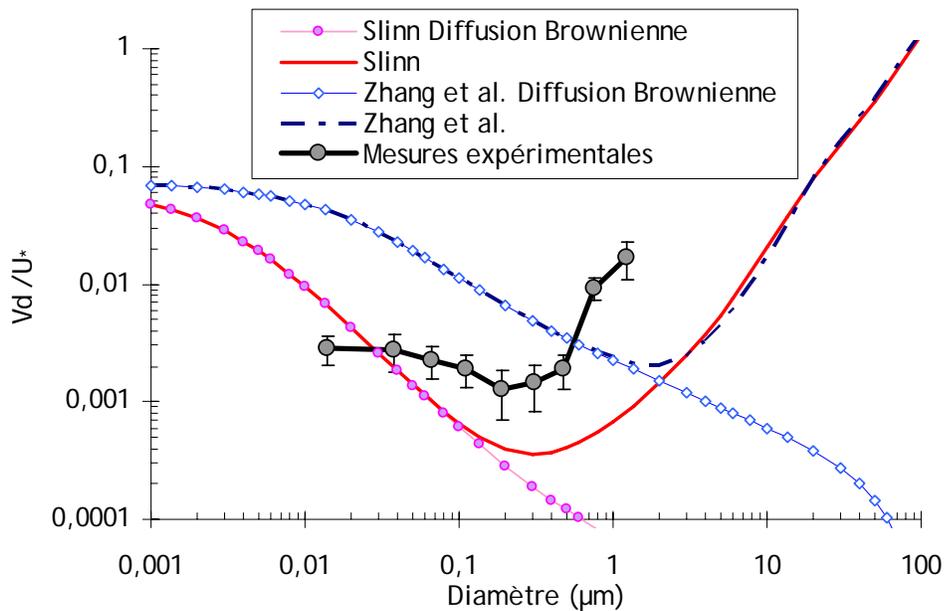


Figure IV.14: Confrontations de la modélisation de la diffusion brownienne de Zhang *et al.* et de Slinn avec les mesures.

Les modèles de Slinn et de Zhang *et al.* présentent des résultats éloignés des mesures dans la gamme d'accumulation (comprises entre 0,04 et 1 μm), où les phénomènes d'impaction et d'interception sont prépondérants. Les valeurs modélisées des vitesses de dépôt normalisées à U_r , en ne considérant à chaque fois qu'un seul phénomène, sont représentées Figure IV.15 pour les deux modèles.

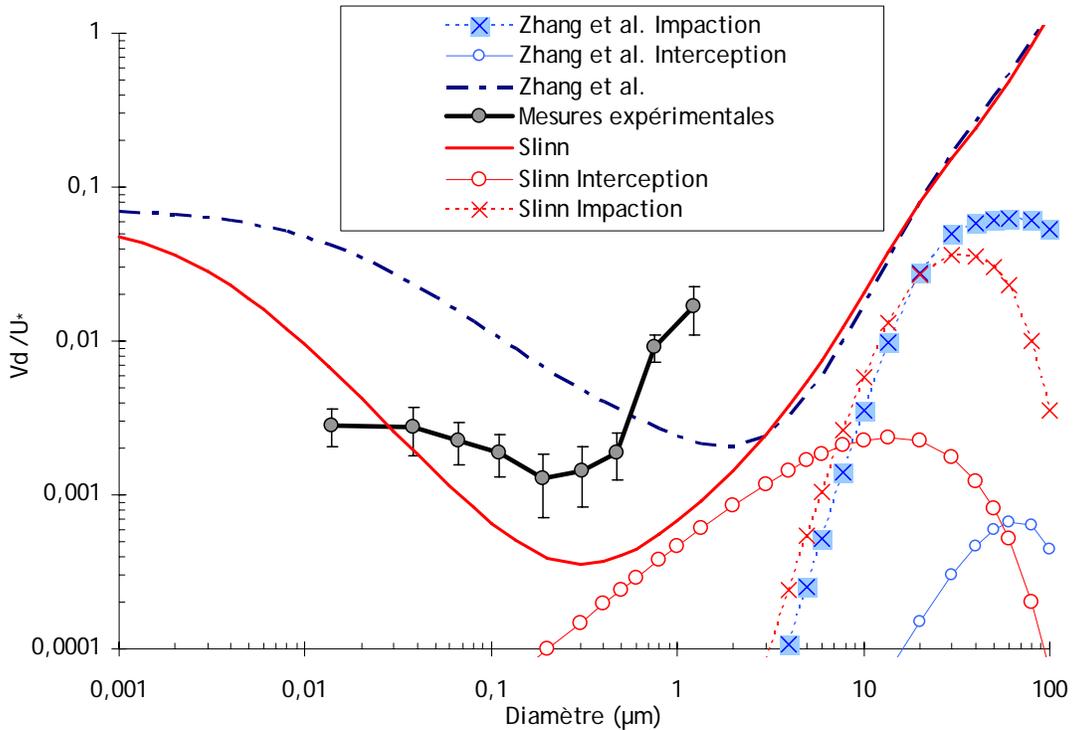


Figure IV.15: Confrontations des modèles analytiques avec les mesures en conditions neutres et stables.

La modélisation de Zhang *et al.* concernant l'impaction est proche de celle de Slinn, en revanche les valeurs modélisées pour l'interceptions sont beaucoup plus faibles (Cf Chapitre I.3.2, Figure I.5). Le modèle de Zhang *et al.* est principalement gouverné par les phénomènes de sédimentation et diffusion Brownienne.

Au vu de l'écart entre les valeurs modélisées et celles mesurées, il semble que les modèles sous-estiment les phénomènes d'interception et d'impaction. La modélisation de ces deux phénomènes est calculée à partir de lois empiriques basées sur les expériences de Chamberlain (1972) obtenues en soufflerie, dont les paramètres d'entrée sont donnés précédemment. Il est possible de faire varier ces paramètres pour avoir un résultat plus cohérent avec les données expérimentales. Avec nos mesures, on peut penser que les phénomènes d'impaction sont fortement sous-estimés pour les particules de diamètre supérieur à 1 μm .

IV.5 Conclusion

Les données des campagnes de mesures présentées au Chapitre III ont été analysées sous différents angles au cours de ce chapitre.

D'abord une analyse de la répartition statistique des flux verticaux d'émissions et de dépôt en fonction de la taille des aérosols, nous a permis d'identifier l'origine des flux d'émission. Les pratiques agricoles de fertilisation des sols par des dérivés azotés pourraient être à la base de la conversion gaz particule. Cette dernière est suivie d'une nucléation générant un flux d'émission d'aérosols, ces derniers mesurant plusieurs centaines de nanomètres.

L'influence de la turbulence sur la vitesse de dépôt a été étudiée par l'intermédiaire de la vitesse de frottement du vent, du flux de chaleur sensible et de la stabilité atmosphérique. A partir de ces observations, une paramétrisation a été mise en place, permettant l'expression de la vitesse de dépôt normée à la vitesse de frottement du vent en fonction des différentes conditions de stabilité atmosphériques. Le ratio entre la vitesse de dépôt et la vitesse de frottement du vent est constant en conditions atmosphériques neutres et stables, et s'exprime sous la forme d'une fonction de la longueur de Monin-obukhov lorsque les conditions sont instables.

La comparaison des résultats suivant les différents couverts a montré que quelques soient les conditions atmosphériques, l'impact de la surface sur le dépôt était principalement dû à la turbulence générée par le cisaillement du vent sur le substrat.

Concernant l'impact de la taille des particules sur les valeurs de vitesses de dépôt, il apparaît que le rapport entre la vitesse de dépôt sec des aérosols et la vitesse de frottement du vent reste constant ou décroît très faiblement pour des gammes des tailles de particules allant de 7 nm à 0,5 μm . La valeur du rapport est alors proche de $2 \cdot 10^{-3}$ en conditions neutres et stables, et de $8 \cdot 10^{-3}$ en conditions instables. Pour les aérosols de tailles entre 0,5 et 1,6 μm , les vitesses de dépôt secs adimensionnées par la vitesse de frottement du vent augmentent fortement avec le diamètre pour atteindre des valeurs de $1,6 \cdot 10^{-2}$ et 0,13 respectivement en conditions atmosphériques neutres et stables et en conditions atmosphériques instables.

Enfin, la confrontation des résultats obtenus en conditions stables et neutres avec deux modèles analytiques couramment utilisés dans les études sur la qualité de l'air (Slinn, 1982 et Zhang et *al.* 2001) a ensuite été menée. Cela a permis de montrer que les modèles sous-estiment des processus d'impaction et d'interception et dans une moindre mesure surestiment le processus de diffusion Brownienne régissant le dépôt.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette étude était de déterminer la vitesse de dépôt sec des aérosols submicroniques en milieu naturel et de comprendre les processus physiques influençant cette vitesse afin de la paramétrer.

Bilan :

Notre démarche a d'abord consistée à introduire les notions de base en physique de l'atmosphère et de l'aérosol. Un soin particulier a été apporté à la compréhension du fonctionnement de la couche limite atmosphérique et surtout de la couche de surface (couche à flux constant). Ensuite des écarts entre les différentes vitesses de dépôt calculées allant jusqu'à plusieurs ordres de grandeur ont été mis en évidence par la revue des principaux modèles de dépôt. La diversité des expressions de la captation des aérosols par la végétation et le fait qu'elles soient rarement validées par des résultats expérimentaux sont la cause principale des écarts observés. L'étude bibliographique des résultats expérimentaux déjà existant montre une forte dispersion des vitesses de dépôt mesurées, notamment à cause de conditions de mesures variées (méthode, substrat, turbulence) ne se recoupant pas. Enfin, un examen de l'ensemble des méthodes de mesures de la vitesse de dépôt sec a permis de choisir la méthode des corrélations comme étant la mieux adaptée à notre problématique (Chapitre I).

La théorie du calcul des flux par corrélation turbulente, ainsi que les appareils utilisés, à savoir un anémomètre ultrasonique et un impacteur électrique à basse pression (ELPI) ont ensuite été abordés. La mesure du temps de réponse de l'ELPI a été spécialement étudiée car ce paramètre conditionne la nécessité d'appliquer une correction. La présentation de l'ensemble des corrections et des tests de qualités nécessaires à la méthode de calcul des flux a mené à une confrontation entre le critère de stationnarité (Foken *et al.*, 1996) et la méthode de correction spectrale (Lamaud, 1994b). Finalement la méthode de correction spectrale basée sur les similitudes spectrales entre les cospectres dans la couche de surface est plus rigoureuse mais aussi plus fastidieuse que la méthode utilisant un critère de stationnarité. Enfin, la méthode de mesures a été comparée avec une méthode utilisant un appareil au mode de fonctionnement différent, puis avec une méthode de mesure par traçage. La confrontation des résultats a permis d'estimer la valeur de la méthode développée et ainsi de la valider (Chapitre II).

La méthode développée a été utilisée durant quatre campagnes de mesures dans le sud de la France au dessus d'un champ d'une exploitation agricole. L'ensemble des observations réalisées ont été regroupées sous la forme d'un inventaire. Les sites expérimentaux et le matériel ainsi que l'évolution des principaux paramètres micrométéorologiques de chaque campagne sont décrits chronologiquement. La première campagne expérimentale (Landes 1) a eu lieu en Juin 2007 au dessus d'un champ de maïs. Cette campagne de mise au point a permis de valider les premières mesures et d'identifier un lien entre les

vitesse de dépôt mesurées et la vitesse de frottement du vent et le flux de chaleur. Lors de la campagne Landes 2, en octobre 2007, cette tendance a été confirmée mais au dessus un couvert d'herbe. De plus comme pour Landes 1, la plupart des cas de vitesses de dépôt est observée sur les premiers étages (entre 7 et 100 nm) alors que les vitesses d'émission ont majoritairement lieu pour des tailles plus grandes (100 nm -1 µm). Des mesures ont été faites au dessus d'un sol de labour en mars 2008 pendant la campagne Landes 3. Les valeurs des vitesses de transferts sont proches des valeurs observées lors des campagnes précédentes. De plus, une part importante de conditions atmosphériques neutres impliquant des flux plus faibles et plus difficiles à mesurer a été observé, et a conforté le lien entre l'évolution des paramètres micrométéorologiques et celles des vitesses de transferts. La dernière campagne (Landes 4) s'est déroulée au dessus d'un champ de maïs, un an après la campagne Landes 1. L'objectif a été de confirmer les mesures des campagnes précédentes et d'apporter des mesures supplémentaires au dessus d'un couvert de maïs avec un pourcentage de données validées (30 %) supérieur aux autres campagnes (12-20 %).

L'ensemble de ces résultats a été analysé en vue d'identifier l'influence des paramètres comme la nature du couvert des conditions météorologiques ou la taille des particules sur le dépôt. D'abord l'origine des flux verticaux d'émissions a été étudiée en passant par une analyse de la répartition statistique des flux en fonction de la taille des aérosols et du couvert. L'hypothèse est que les dérivés azotés utilisés pour la fertilisation des sols soient à l'origine des flux d'émissions mesurés. Une étude paramétrique des vitesses de dépôt en fonction de la vitesse de frottement du vent et du flux de chaleur sensible a amené la mise en place d'une paramétrisation permettant l'expression de la vitesse de dépôt, adimensionnée par la vitesse de frottement du vent, en fonction des conditions de stabilité atmosphérique. De plus, la comparaison des résultats suivant les différents couverts a montré que quelques soient les conditions atmosphériques, l'impact de la surface sur le dépôt était principalement du à la turbulence générée par le cisaillement du vent sur le substrat. L'impact de la taille des particules sur les valeurs de vitesses de dépôt se traduit par l'évolution du rapport entre la vitesse de dépôt sec des aérosols et la vitesse de frottement du vent ($\frac{Vd}{U_*}$). Il reste constant ou décroît faiblement pour des gammes des tailles de

particules allant de 7 nm à 0,5 µm, pour des valeurs de $2 \cdot 10^{-3}$ en conditions neutres et stables, et de $8 \cdot 10^{-3}$ pour les conditions instables considérées ($1/L = -0,2$ m). Pour les aérosols de tailles entre 0,5 et 1,6 µm, les $\frac{Vd}{U_*}$ augmentent avec le diamètre pour atteindre des valeurs de $1,6 \cdot 10^{-2}$ et 0,13 respectivement en conditions atmosphériques neutres et stables et dans les conditions atmosphériques instables étudiées ($1/L = -0,2$ m).

Enfin, les résultats des $\frac{Vd}{U_*}$ obtenus en conditions stables et neutres sont confrontés à deux modèles analytiques couramment utilisés dans les études sur la qualité de l'air (Slinn, 1982 et Zhang et al. 2001) ; Les modèles sous-estiment les processus d'impaction et d'interception et dans une moindre mesure surestiment les processus de diffusion Brownienne régissant le dépôt.

Perspectives :

Cette étude a permis de combler en partie le manque de mesure de vitesse de dépôt constaté dans la littérature. D'un point de vue méthodologique, la méthode développée est fastidieuse à mettre en œuvre car elle implique un traitement individuel des cospectres pour pouvoir les corriger et les valider. Ainsi plus de 12000 cospectres ont été visionnés dans cette étude. Une adaptation et une systématisation de la chaîne de traitement des données pourraient être intéressantes à mettre en place pour suivre l'évolution des flux d'aérosols sur plusieurs mois. Dans ce cas là, la définition de critères de correction des spectres moins précis mais plus simple à mettre en œuvre devrait être discutée. Une étude phénoménologique des spectres perturbés pourrait aussi se révéler intéressante dans la mesure où elle permettrait d'identifier les causes du rejet des certains spectres.

Notre méthode de calcul des flux par corrélation turbulente est entachée d'incertitudes de l'ordre 50 %. Pour faire diminuer cette incertitude, il serait opportun de mettre en place d'autres expérimentations dans les mêmes conditions de substrat et en multipliant le nombre de conditions micrométéorologiques étudiées. De plus la méthode pourrait être adaptée pour mesurer les flux verticaux d'aérosols et les vitesses de dépôt en milieu complexe comme le milieu urbain, le milieu forestier ou au dessus de couvert inhomogène (par exemple un mélange de buisson, d'arbre et de prairie), d'une part pour confronter les résultats de paramétrisation sur d'autres couverts et d'autre part pour alimenter encore la littérature en données suffisamment renseignées en termes de micrométéorologie. Le principal frein à cette adaptation pour le milieu urbain et le milieu inhomogène est le temps de réponse des capteurs d'aérosols. A part dans les cas où les mesures se font très haut au dessus du couvert, l'échelle de turbulence nécessiterait une acquisition au delà de 10Hz et non proche de 1 Hz comme actuellement.

Les résultats obtenus intéressent la communauté scientifique car ils permettront de mieux contraindre les modèles climatiques et de pollution atmosphérique. En particulier, ils pourront être directement intégrés dans les modèles de l'IRSN permettant d'évaluer, de comprendre et de prévoir l'impact d'un rejet accidentel ou chronique de radionucléides sous forme d'aérosols

REFERENCES

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

Aylor, D.E., 1982. Modeling spore dispersal in a barley crop. *Agricultural Meteorology* 26, 215-219.

Basso, G., Gensdarmes, F., 2005. Etude théorique et expérimentale de l'effet de la densité des particules sur la mesure de la concentration d'un aérosol avec un Electrical low pressure impactor. In: IRSN/DSU/SERAC/LPMA, R.t. (Ed.).

Bau, S., 2008. Etude des moyens de mesure de la surfaces des aérosols ultrafins pour l'évaluation de l'exposition professionnelle. Institut National Polytechnique de Lorraine.

Belot, Y., Gauthier, D., 1975. Transport of micronic particles from atmosphere to foliar surfaces. Heat and Mass transfert in the biosphere. Scripta Book, Co., Washington.

Bricard, J., 1977. Physique des aérosols. Rapport R-4831. Commissaria à l'Energie Atomique.

Businger, J.A., 1986. Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques. *Journal of Climate & Applied Meteorology* 25, 1100-1124.

Buzorius, G., Rannik, Ü., Mäkelä, J.M., Vesala, T., Kulmala, M., 1998. Vertical aerosol particle fluxes measured by eddy covariance technique using condensational particle counter. *Journal of Aerosol Science* 29, 157-171.

Cambray, R.S., Cawse, P.A., Garland, J.A., 1987. Observations on radioactivity from the Chernobyl accident. *Nuclear Energy* 26, 77-101.

Chamberlain, A.C., 1953. Aspects of travel and deposition of aerosol and vapour clouds. AERE-HP/R-1261 United Kingdom, p. 34.

Chamberlain, A.C., 1966. Transport of lycopodium spores and other small particles to rough surfaces. *Proceedings of the Royal Society of London* 296, 45-70.

Chamberlain, A.C., Chadwick, R.C., 1972. Deposition of spores and other particles on vegetation and soil. *Annals of Applied Biology* 71, 141-158.

Chen, W., Kuze, H., Uchiyama, A., Suzuki, Y., Takeuchi, N., 2001. One-year observation of urban mixed layer characteristics at Tsukuba, Japan using a micro pulse lidar. *Atmospheric Environment* 35, 4273-4280.

Clement, R., 1999. www.geos.ed.ac.uk.

Clough, W.S., 1975. The deposition of particles on moss and grass surfaces. *Atmospheric Environment* (1967) 9, 1113-1119.

Damay, P.E., Maro, D., Coppalle, A., Lamaud, E., Connan, O., Hébert, D., Talbaut, M., Irvine, M., 2009. Size-resolved eddy covariance measurements of fine particle vertical fluxes. *Journal of Aerosol Science* In Press, Corrected Proof.

Davidson, C.I., Cartwright, L.G., Landis, L.R., Lindberg, S.E., Schmidt, J.A., 1985. Dry deposition of sulfate onto surrogate surfaces. *Journal of Geophysical Research.*; (United States); Journal Volume: 90:D1, pp. Medium: X; Size: Pages: 2123-2130.

Davidson, C.I., Friedlander, S.K., 1978. A Filtration Model for Aerosol Dry Deposition: Application to Trace Metal Deposition From the Atmosphere. *Journal of Geophysical Research* 83.

Delmas, R., Gérard, M., Peuch, V.H., 2005. *Physique et chimie de l'atmosphère*. Edition Belin, Paris.

Devell, L., Tovedal, H., Bergstrom, U., Appelgren, A., Chyssler, J., Andersson, L., 1986. Initial observations of fallout from the reactor accident at Chernobyl. *Nature* 321, 192-193.

Draxler, R.R., Rolph, G.D., 2003. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrange Integrated Trajectory) Model of NOAA Air Resources Laboratory. Silver Spring, MD.

Dyer, A.J., 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary-layer Meteorology* 7, 363-372.

El Bakkali, Y., 1991. Mise au point d'un analyseur pour la mesure rapide des fluctuations de l'aérosol atmosphérique. Paul Sabatier, Toulouse.

Everett, R.G., Hicks, B.B., Berg, W.W., Winchester, J.W., 1979. An analysis of particulate sulfur and lead gradient data collected at Argonne National Laboratory. *Atmospheric Environment* (1967) 13, 931-934.

Fairall, C.W., 1984. Interpretation of eddy-correlation measurements of particulate deposition and aerosol flux. *Atmospheric Environment* (1967) 18, 1329-1337.

Foken, T., Göockede, M., Mauder, M., Mahrt, L., Amiro, B., Munger, W., 2005. Post-Field Data Quality Control. *Handbook of Micrometeorology*, pp. 181-208.

Foken, T., Wichura, B., 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology* 78, 83-105.

Fowler, D., Duyzer, J., Sutton, M.A., Pilegaard, K., Tuovinen, J.-P., 2002. Progress in understanding deposition processes. In: Migley, P., Reuther, M. (Eds.), *Eurotrac-2 Symposium 2002*. Margraf Verlag, Weikersheim.

Fuchs, N., 1964. The mechanics of Aerosols. Pergamon Press, New York.

Gallagher, M., Fontan, J., Wyers, G., Ruijgrok, W., Duyzer, J., Hummelshoj, P., Pilegaard, K., Fowler, D., 1997. Atmospheric particles and their interaction with natural surfaces. In: Slanina, S. (Ed.), Biosphere-atmosphere exchange of pollutants and trace substances. Transport of pollutants in the troposphere. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 45-92.

Gallagher, M.W., Nemitz, E., Dorsey, J.R., Fowler, D., Sutton, M.A., Flynn, M., Duyzer, J., 2002. Measurements and parameterizations of small aerosol deposition velocities to grassland, arable crops, and forest: Influence of surface roughness length on deposition. *Journal of Geophysical Research* 107.

Garland, J.A., 2001. On the Size Dependence of Particle Deposition. *Water, Air, & Soil Pollution: Focus* 1, 323-332.

Garland, J.A., Cox, L.C., 1982. Deposition of small particles to grass. *Atmospheric Environment* 16, 2699-2702.

Graustein, W., Turekian, K., 1983. Pb-210 as a tracer of the deposition of sub-micron aerosols. In: Pruppacher, H., Semonin, R., Slinn, W.G.N. (Eds.), *Precipitation Scavenging, dry deposition and resuspension*. Elsevier, Amsterdam.

Gregory, P.H., Longhurst, T.J., Sreeramulu, T., 1961. Dispersion and deposition of airborne Lycopodium and Ganoderma spores. *Annals of Applied Biology* 49, 645-658.

Heintzenberg, J., 1989. Fine particles in the global troposphere. A review. *TELLUS, SER. B. CHEM. PHYS. METEOROL.* 41, 149-160.

Held, A., Klemm, O., 2006. Direct measurement of turbulent particle exchange with a twin CPC eddy covariance system. *Atmospheric Environment* 40, 92-102.

Held, A., Niessner, R., Bosveld, F., Wrzesinsky, T., Klemm, O., 2007. Evaluation and Application of an Electrical Low Pressure Impactor in Disjunct Eddy Covariance Aerosol Flux Measurements. *Aerosol Science and Technology* 41, 510 - 519.

Helsper, C., Mölter, W., Löffler, F., Wadenpohl, C., Kaufmann, S., Wenninger, G., 1993. Investigations of a new aerosol generator for the production of carbon aggregate particles. *Atmospheric Environment. Part A. General Topics* 27, 1271-1275.

Hering, S.V. et Friedlander, S.K., 1982. Origins of aerosol sulfur size distributions in the Los Angeles basin, *Atmospheric Environment* 16, 2647-2656

Hicks, B.B., Matt, D.R., McMillen, R.T., Womack, J.D., Wesely, M.L., Hart, R.L., Cook, D.R., Lindberg, S.E., de Pena, R.G., Thomson, D.W., 1989. A field investigation of sulfate fluxes to a deciduous forest.

Journal of Geophysical Research 94.

Hicks, B.B., Wesely, M.L., Coulter, R., Hart, R.L., Speer, R.E., Stedman, D., 1983. An experimental study of sulphur deposition to grassland. In: Pruppacher, H., Semonin, R., Slinn, W.G.N. (Eds.), *Precipitation Scavenging, Dry Deposition and Resuspension*. Elsevier, New York, pp. 933-942.

Hicks, B.B., Wesely, M.L., Durham, J.L., Brown, M.A., 1982. Some direct measurements of atmospheric sulfur fluxes over a pine plantation. *Atmospheric Environment* (1967) 16, 2899-2903.

Hinds, W.C., 1999. *Aerosol Technology*. Wiley-Interscience, New York.

Jost, D.T., GaGgeler, H.W., Baltensperger, U., Zinder, B., Haller, P., 1986. Chernobyl fallout in size-fractionated aerosol. *Nature* 324, 22-23.

Kaimal, J.C., Eversole, R.A., Lenschow, D.H., Stankov, B.B., Kahn, P.H., Businger, J.A., 1982. Spectral characteristics of the convective boundary layer over uneven terrain (Boulder Atmospheric Observatory). *Journal of the Atmospheric Sciences* 39, 1098-1114.

Kaimal, J.C., Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows. Their structure and measurement*. Oxford University press, Oxford.

Kaimal, J.C., Wyngaard, J.C., Izumi, Y., Coté, O.R., 1972. Spectral characteristics of surface-layer turbulence. pp. 563-589.

Knuth, R.H., Knutson, E.O., Feely, H.W., L., V.H., 1983. Size Distribution of Atmospheric Pb and 210Pb in Rural New Jersey: Implications for Wet and Dry Deposition. In: Pruppacher, H., Semonin, R., Slinn, W.G.N. (Eds.), *Precipitation Scavenging, Dry Deposition and Resuspension*. Elsevier, New York, pp. 837-846.

Kotroni, V., Lagouvardos, K., 1994. Dynamic structure and evolution of the prefrontal boundary layer: Three case studies of FRONTS 87. *Atmospheric Research* 35, 55-70.

Lamaud, E., Brunet, Y., Labatut, A., Lopez, A., Fontan, J., Druilhet, A., 1994a. The Landes experiment: biosphere-atmosphere exchanges of ozone and aerosol particles above a pine forest. *Journal of Geophysical Research* 99.

Lamaud, E., Chapuis, A., Fontan, J., Serie, E., 1994b. Measurements and parameterization of aerosol dry deposition in a semi-arid area. *Atmospheric Environment* 28, 2461-2471.

Lemon, E.R., 1965. *Micrometeorology and the physiology of plants in their natural environment*. Plant Physiology IV A. Academic Press, New York.

Lenshow, D.H., Delany, A. C., Stankow, B. B., Stedman, D. H., 1980. Airborne measurements of vertical flux ozone in the boundary layer. *Boundary-layer Meteorology* 19, 249-265.

Lindberg, S.E., Lovett, G.M., 1982. Application of surrogate surface and leaf extraction methods to estimation of dry deposition to plant canopies.

Little, P., Wiffen, R.D., 1977. Emission and deposition of petrol engine exhaust Pb-I. Deposition of exhaust pb to plant and soil surfaces. *Atmospheric Environment* (1967) 11, 437-447.

Maro, D., Connan, O., Hébert, D., Rozet, M., Solier, L., Germain, P., 2006. Détermination des vitesses de dépôt sec des aérosols de granulométrie 0,2 µm et 7,8 µm en milieu prairial autour de l'usine Areva NC de la Hague. DEI/SECRE/2006-42. Institut de Radioprotection et de Sécurité Nucléaire.

McMahon, T.A., Denison, P.J., 1979. Empirical atmospheric deposition parameters--A survey. *Atmospheric Environment* (1967) 13, 571-585.

Moisio, M., Marjamäki, M., Virtanen, A., Keskinen, J., 1999. Correction algorithm for fine particle losses in cascade impactor. *Journal of Aerosol Science* 30, S773-S774.

Monin, A.S., Obukhov, A.M., 1954. Basics laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Akad. Nauk. SSSR, Geofiz. Inst. Trudy* 151, 163-187.

Moore, C.J., 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology* 37, 17-35.

Muller, H., Prohl, G., 1993. ECOSYS-87: A Dynamic Model for Assessing Radiological Consequences of Nuclear Accidents. pp. 232-252.

Nemitz, E., Gallagher, M., Duyzer, J., Fowler, D., 2002. Micrometeorological measurements of particle deposition velocities to moorland vegetation. *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128, 2281-2300.

Nemitz, E., Sutton, M.A., Wyers, G.P., Otjes, R.P., Mennen, M.G., van Putten, E.M., Gallagher, M.W., 2004. Gas-particle interactions above a Dutch heathland: II. Concentrations and surface exchange fluxes of atmospheric particles. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 4, 1519-1565.

Nérisson, 2009. Modélisation du transfert des aérosols dans un local ventilé. IRSN/DSU/SERAC. Université de Toulouse, Paris.

Neumann, H.H., Den Hartog, G., 1985. Eddy Correlation Measurements of Atmospheric Fluxes of Ozone, Sulphur, and Particulates During the Champaign Intercomparison Study. *Journal of Geophysical Research* 90.

Nicholson, K.W., 1988. The dry deposition of small particles: A review of experimental measurements. *Atmospheric Environment* (1967) 22, 2653-2666.

Nicholson, K.W., Davies, T.D., 1987. Field measurements of the dry deposition of particulate sulphate. *Atmospheric Environment* (1967) 21, 1561-1571.

Ogorodnikov, B.I., Budyka, A.K., Skitovitch, V.I., 1994. Radioactive aerosols near chernobyl in 1986-1992. *Journal of Aerosol Science* 25, 269-270.

Orlanski, I., 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 56, 527-530.

Ouf, F.-X., Gensdarmes, F. Sillon, P., 2008. Influence of nature and shape of particle on corona charging efficiency of electrical low pressure impactor. *European Aerosol Conference*. T04A028P, Thessaloniki.

Pal Arya, S., 2001. *Introduction to Micrometeorology* Academic Press San Diego.

Panovsky, H.A., Dutton, J.A., 1984. *Atmospheric turbulence. Models and methods for engineering applications*. John Wiley, New York.

Petroff, A., 2005. *Etude mécanique du dépôt sec d'aérosols sur couvert végétaux*. Université de la Méditerranée AIX-MARSEILLE II, Marseille.

Petroff, A., Mailliat, A., Amielh, M., Anselmet, F., 2008. Aerosol dry deposition on vegetative canopies. Part I: Review of present knowledge. *Atmospheric Environment* 42, 3625-3653.

Pilegaard, K., Hummelshoj, P., Jensen, N., Kristensen, L., 1997. Measurements of fluxes of particles, ozone, nitrogen oxides and carbon dioxide to coniferous and deciduous forests. In: Slanina, S. (Ed.), *Biosphere-atmosphere exchange of pollutants and trace substances. Transport of pollutants in the troposphere*. Springer-Verlag, Heidelberg.

Putaud, J., Dingenen, R., Baltensperger, U., Brüggemann, E., Charron, A., Facchini, M., Decesari, S., F., S., Gehrig, R., Hansson, H., Harrison, R., Jones, A., Laj, P., Lorbeer, G., Maenhaut, W., Mihalopoulos, N., Müller, K., Palmgren, F., Querol, X., Rodriguez, S., Schneider, J., S., G., Brink, H., Tunved, P., Tørseth, K., Weingartner, E., Wiedensohler, A., Wahlin, P., and Raes, F., 2003. *A european aerosol phenomenology*. Joint Research Centre, Institute for Environment and Sustainability.

Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology* 71, 211-216.

Renoux, A., Boulaud, D., 1998. *Les aérosols - Physique et métrologie*, Paris.

Rosinski, J., Nagamoto, C., 1965. Particle deposition on and reentrainment from coniferous trees. Part i experiments with trees. *Kolloid Zeitschrift* 204, 111-119.

Ruijgrok, W., Davidson, C.I., Nicholson, K.W., 1995. *Dry deposition particles: Implications and*

recommendations for mapping of deposition over Europe. *Tellus* 47 B, 597-601.

Sartelet, K.N., Hayami, H., Albriet, B. Sportisse, B., 2006. Development and preliminary validation of a modal aerosol model for tropospheric chemistry: MAM, *Aerosol Sciences Technology* 40, 118-127.

Schmidt, A., Klemm, O., 2008. Direct determination of highly size-resolved turbulent particle fluxes with the disjunct eddy covariance method and a 12 - Stage electrical low pressure impactor. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 8, 8997-9034.

Schmidt, A., Klemm, O., 2008. Direct determination of highly size-resolved turbulent particle fluxes with the disjunct eddy covariance method and a 12 – stage electrical low pressure impactor. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 8, 8997-9034.

Sehmel, G.A., 1980. Particle and gas dry deposition: A review. *Atmospheric Environment* (1967) 14, 983-1011.

Sehmel, G.A., 1984. Deposition and resuspension. In: Randerson, D. (Ed.), *Atmospheric science and power production*. Technical information center, office of Scientific and Technical Information, United States Department of Energy., Springfield.

Shaw, R.H., Pereira, A.R., 1982. Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment. *Agricultural Meteorology* 26, 51-65.

Sievering, H., 1983. Eddy flux and profile measurements of small particle dry deposition at the boulder atmospheric observatory. In: Pruppacher, H., Semonin, R., Slinn, W.G.N. (Eds.), *Precipitation Scavenging, Dry Deposition and Resuspension*. Elsevier, New York, pp. 1361-1416.

Sievering, H., 1986. Gradient measurements of sulfur and soil mass dry deposition rates under clean air and highwind-speed conditions. *Atmospheric Environment* (1967) 20, 341-345.

Sievering, H., 1982a. Profile measurements of particle dry deposition velocity at an air-land interface. *Atmospheric Environment* (1967) 16, 301-306.

Sievering, H., 1987. Small-particle dry deposition under high wind speed conditions: Eddy flux measurements at the boulder atmospheric observatory. *Atmospheric Environment* (1967) 21, 2179-2185.

Sievering, H., Pueschel, R., 1982b. Impact of particle characterization in confounding reported particle deposition velocities. *Atmospheric Environment* (1967) 16, 359-361.

Slinn, W.G.N., 1982. Predictions for particle deposition to vegetative canopies. *Atmospheric Environment* (1967) 16, 1785-1794.

Sportisse, B., 2007. A review of parametrizations for modelling dry deposition and scavenging of

radionuclides. *Atmospheric Environment* 41, 2683-2698.

Stanhill, G., 1969. A Simple Instrument for the Field Measurement of Turbulent Diffusion Flux. pp. 509-513.

Stier, J., Quinten, M., 1998. Simple refractive index correction for the optical particle counter PCS 2000 by Palas. *Journal of Aerosol Science* 29, 223-225.

Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

Sutton, M.A., Milford, C., Nemitz, E., Theobald, M.R., Hill, P.W., Fowler, D., Schjoerring, J.K., Mattsson, M.E., Nielsen, K.H., Husted, S., Erisman, J.W., Otjes, R., Hensen, A., Mosquera, J., Cellier, P., Loubet, B., David, M., Genermont, S., Neftel, A., Blatter, A., Herrmann, B., Jones, S.K., Horvath, L., Führer, E.C., Mantzanas, K., Koukoura, Z., Gallagher, M., Williams, P., Flynn, M., Riedo, M., 2001. Biosphere-atmosphere interactions of ammonia with grasslands: Experimental strategy and results from a new European initiative. *Plant and Soil* 228, 131-145.

Van Aalst, R., 1986. Dry deposition of aerosol particles. In: Lee, D., Schneider, T., Grant, L., Verkerk, P. (Eds.), *Aerosols*. Lewis, Chelsea (Michigan), pp. 933-949.

Wesely, M.L., Cook, D.R., Hart, R.L., Hicks, B.B., Durham, J.L., Speer, R.E., Stedman, O., Tropp, R., 1983. Eddy correlation measurements of the dry deposition of particulate sulphur and submicron particles. In: Pruppacher, H., Semonin, R., Slinn, W.G.N. (Eds.), *Precipitation Scavenging, dry deposition and resuspension*. Elsevier, Amsterdam, pp. 943-952.

Wesely, M.L., Cook, D.R., Hart, R.L., Speer, R.E., 1985. Measurements and Parameterization of Particulate Sulfur Dry Deposition Over Grass. *Journal of Geophysical Research* 90.

Wesely, M.L., Cook, D.R., Hart, R.L., Speer, R.E., 1988. Field measurements of the dry deposition of particulate sulphate. *Atmospheric Environment* (1967) 22, 198-199.

Wesely, M.L., Hicks, B.B., Dannevik, W.P., Frisella, S., Husar, R.B., 1977. An eddy-correlation measurement of particulate deposition from the atmosphere. *Atmospheric Environment* (1967) 11, 561-563.

Whitby, K.T., Husar, R.B., Liu, B.Y.H., 1972. The aerosol size distribution of Los Angeles smog. *Journal of Colloid and Interface Science* 39, 177-204.

Wiman, B.L.B., Ågren, G.I., 1985. Aerosol depletion and deposition in forests--A model analysis. *Atmospheric Environment* (1967) 19, 335-347.

Zhang, L., Gong, S., Padro, J., Barrie, L., 2001. A size-segregated particle dry deposition scheme for an atmospheric aerosol module. *Atmospheric Environment* 35, 549-560.

Zhang, X., Zhuang, G., Guo, J., Yin, K., Zhang, P., 2007. Characterization of aerosol over the Northern South China Sea during two cruises in 2003. *Atmospheric Environment* 41, 7821-7836.

ANNEXES

Annexe A. Spectre granulométrique

Les spectres granulométriques en nombre correspondant aux concentrations moyennes des quatre campagnes mesurées par ELPI sont présentés sur les figures suivantes. La technologie des plateaux poreux ou graissée est précisée (Cf. Chapitre III, introduction). De plus, la variable utilisée en ordonnée pour les graphes suivants est la distribution en nombre pondérée par la plage granulométrique propre à chaque étage.

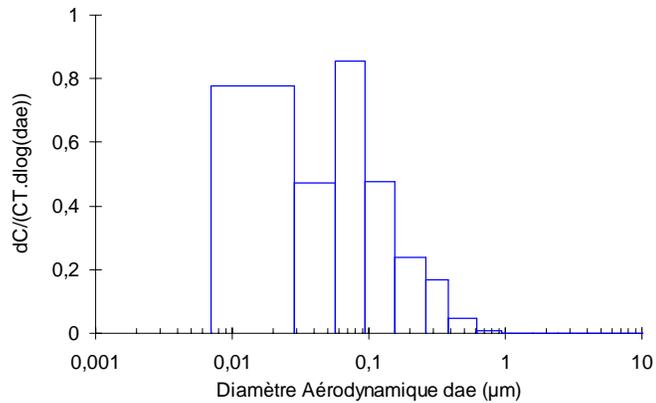


Figure annexe.1: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 1

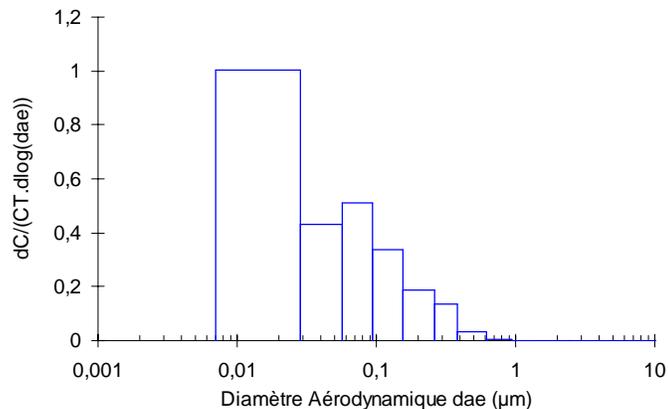


Figure annexe.2: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 2

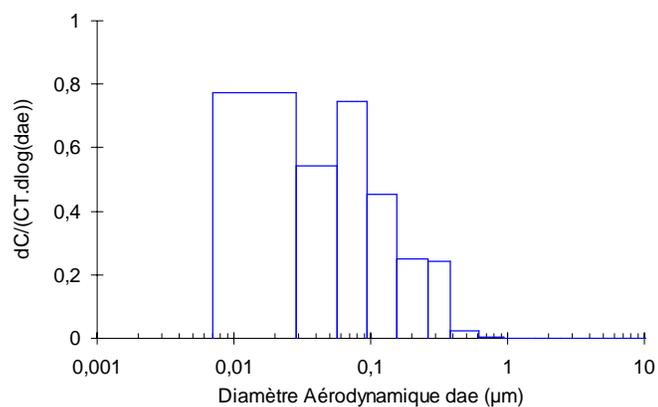


Figure annexe.3: Spectre granulométrique en nombre, plateau graissés, Landes 3

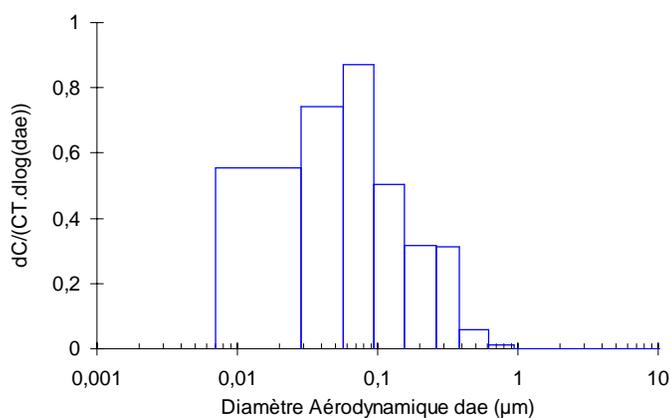


Figure annexe.4: Spectre granulométrique en nombre, moyenne géométrique entre les plateaux poreux et graissés, Landes 4

Annexe B. Composition de l'aérosol

Il est intéressant de connaître la composition chimique des aérosols dans l'atmosphère. Cela permet d'obtenir des informations sur la provenance de la masse d'air, et d'avoir une idée globale sur la nature des aérosols qui sont mesurés durant la campagne. Des prélèvements sur filtres ont été réalisés durant la nuit du 23 au 24 Octobre 2007. La Figure annexe.5 est composée de deux graphes.

Le premier graphe est la carte traçant la trajectoire de la masse d'air jusqu'à son arrivée au point de mesure. Pour obtenir cette courbe l'application HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory, Draxler and Rolph, 2003) développée par le NOAA a été utilisée, elle montre clairement que la masse d'air mesurée provient de façon quasi-rectiligne de l'est du continent européen. Le NOAA, National Oceanic and Atmospheric Administration, est l'agence américaine de surveillance et de prévision météorologique, et d'information de la société civile.

Cette rétro-trajectoire est associée à une représentation sous forme de quartiers la proportion des principaux ions (Calcium Ca, Chlorure Cl, Potassium K, Sodium Na, Ammonium NH_4 , Nitrate NO_3 et Sulfate SO_4) ainsi que proportion de carbone minéral ou organique (représenté par C_{TOT} sur les graphes correspondant aux campagnes Landes 3 et Landes 4)

Les trois plus grosses proportions sont celles des ions carbonés, sulfates et nitrates (respectivement 29%, 24% et 17%). Les particules carbonées dans l'atmosphère sont issues de combustions de biomasse, combustibles fossiles et sont souvent d'origine anthropique. Les aérosols sulfatés sont en quantité importante dans l'atmosphère : en effet, le SO_2 est principalement émis de façon naturelle par les volcans, atteignant la stratosphère dans les cas d'éruptions intenses. Les couches d'aérosols sulfatés ainsi formées demeurent environ deux ans dans la stratosphère. Le SO_2 est également émis suite aux activités humaines et résulte en particulier de la combustion du charbon, chargé en soufre (Heintzenberg, 1989). La quantité importante d'ion nitrate dans l'atmosphère peut s'expliquer comme étant la fin d'une série de réactions photochimique en phase gazeuse et hétérogène impliquant des oxydes nitreux ($\text{NO}+\text{NO}_2$). Ces derniers sont eux aussi issus des combustions de carburant fossiles et de certains phénomènes naturels de fixation de l'azote (Zhang *et al* 2007). La prépondérance de tels ions dans la masse d'air est caractéristique de mesures continentales typiques. La représentation propre aux autres ions mesurés ne dépasse pas les 11%. En dessous de ce pourcentage, il devient difficile de faire correspondre un quelconque lien avec le trajet de la masse d'air.

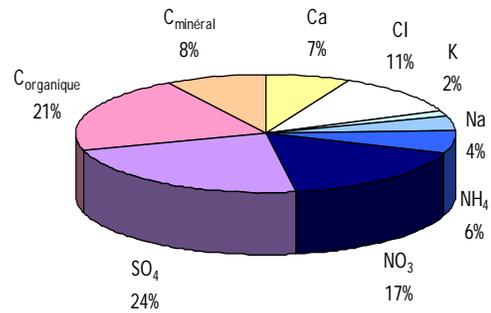
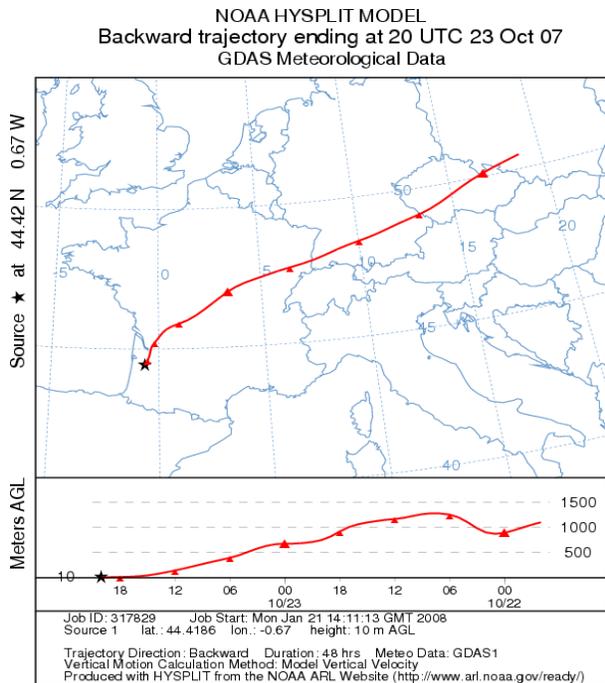


Figure annexe.5: Origine de la masse d'air et composition chimique de l'aérosol pendant Landes 2.

A titre d'exemple des données similaire on été relevée sur les campagnes Landes 3 et Landes 4.

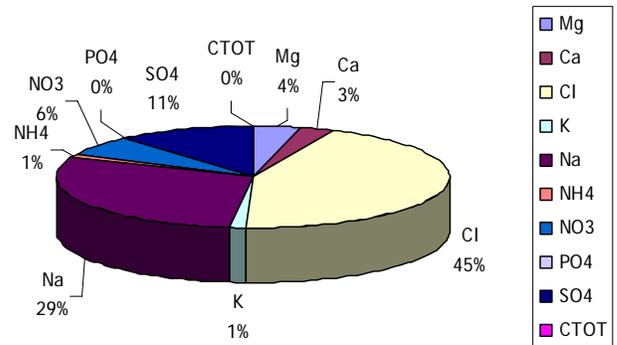
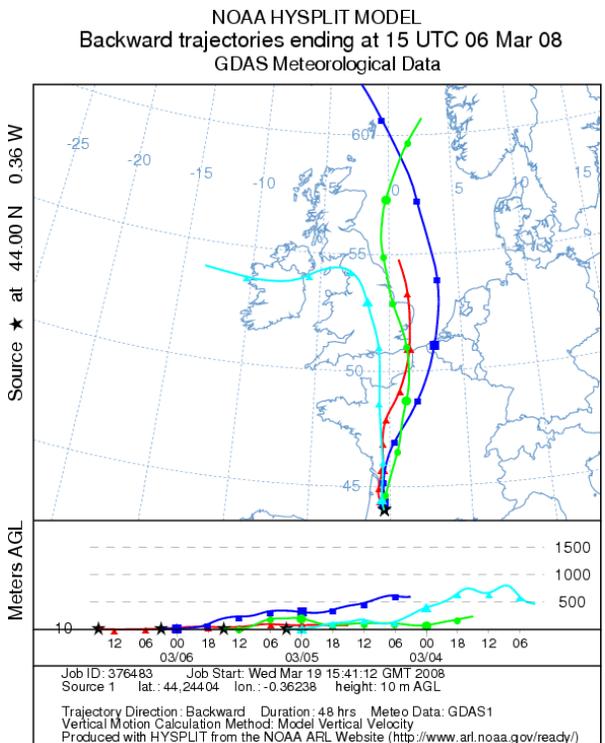


Figure annexe.6: Composition chimique de l'aérosol et origine de la masse d'air pendant Landes 3

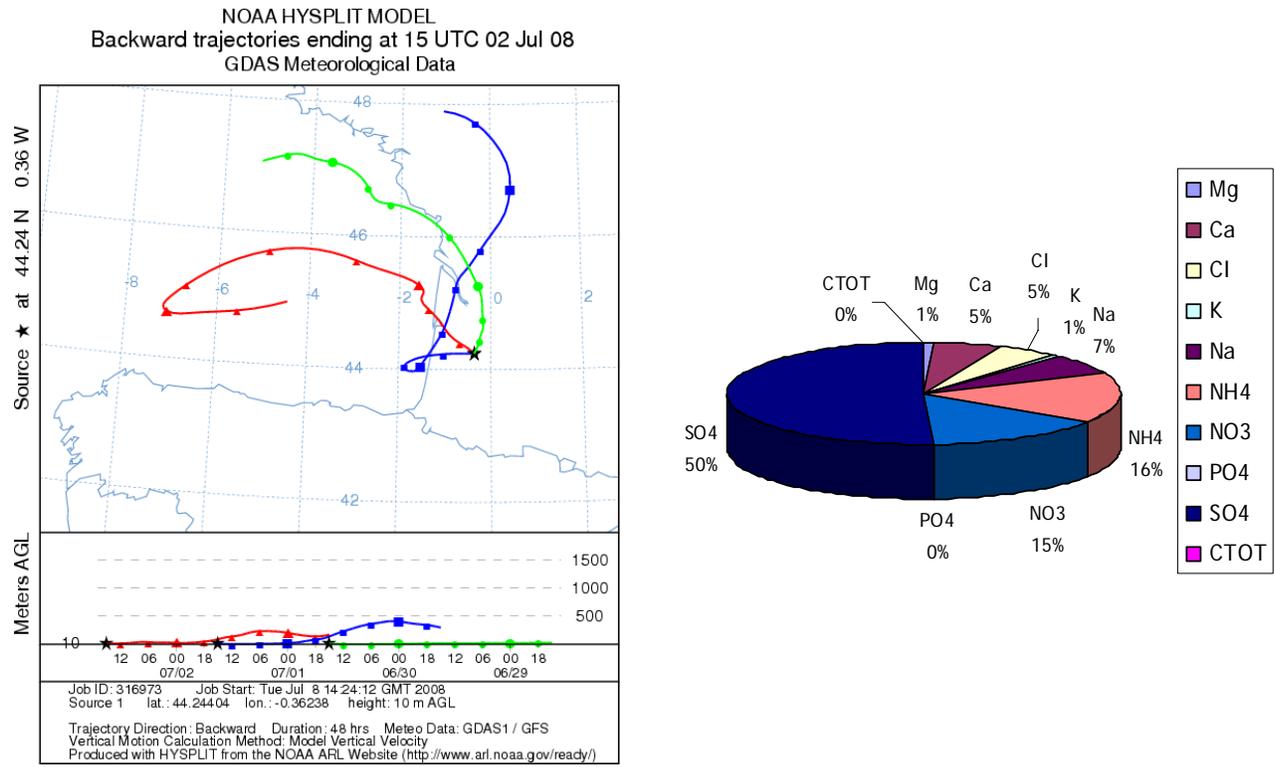


Figure annexe.7: Composition chimique de l'aérosol et origine de la masse d'air pendant Landes 4

Annexe C. Concentrations et limites de détections.

Les graphes présentés dans cette annexe regroupent les évolutions des concentrations ainsi que les limites de détection correspondantes (dépendant des réglages du granulomètre cf.II.2.3) représentées par un trait rouge. Les mesures des quatre campagnes expérimentales sont listées chronologiquement.

Landes 1 :

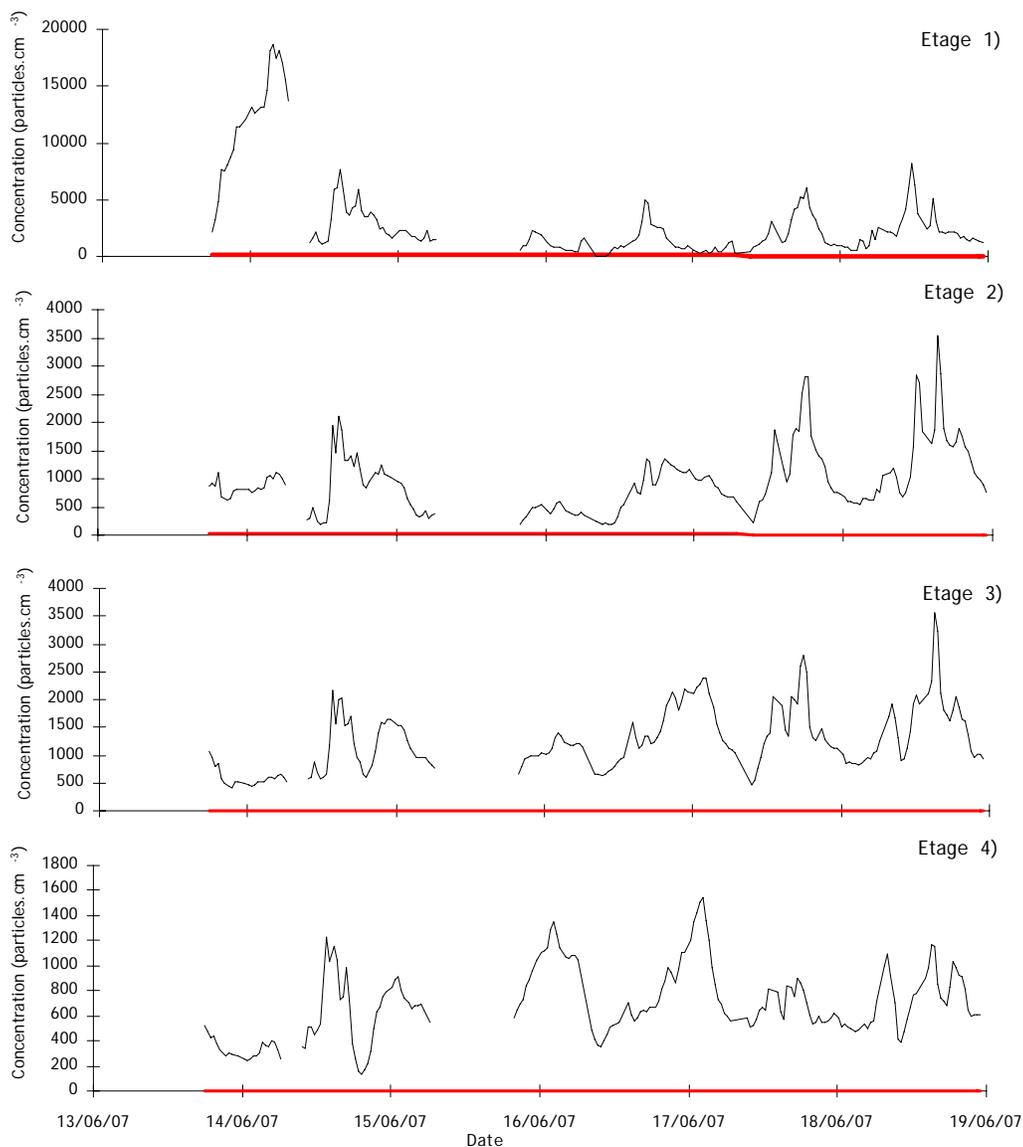


Figure annexe.8: Concentration Landes 1, étage 1 à 4

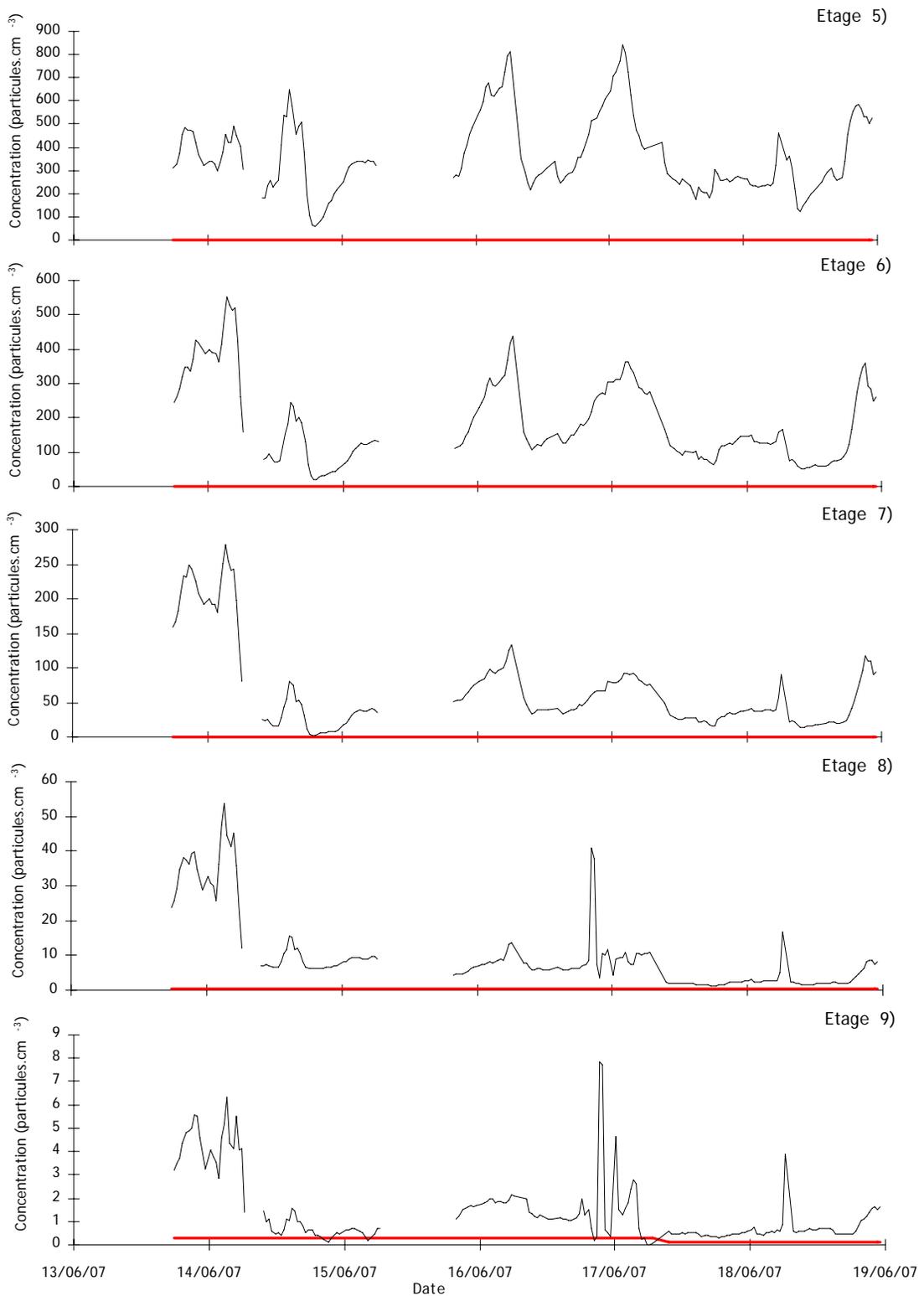


Figure annexe.9: Concentration Landes 1, étage 5 à 9

Landes 2 :

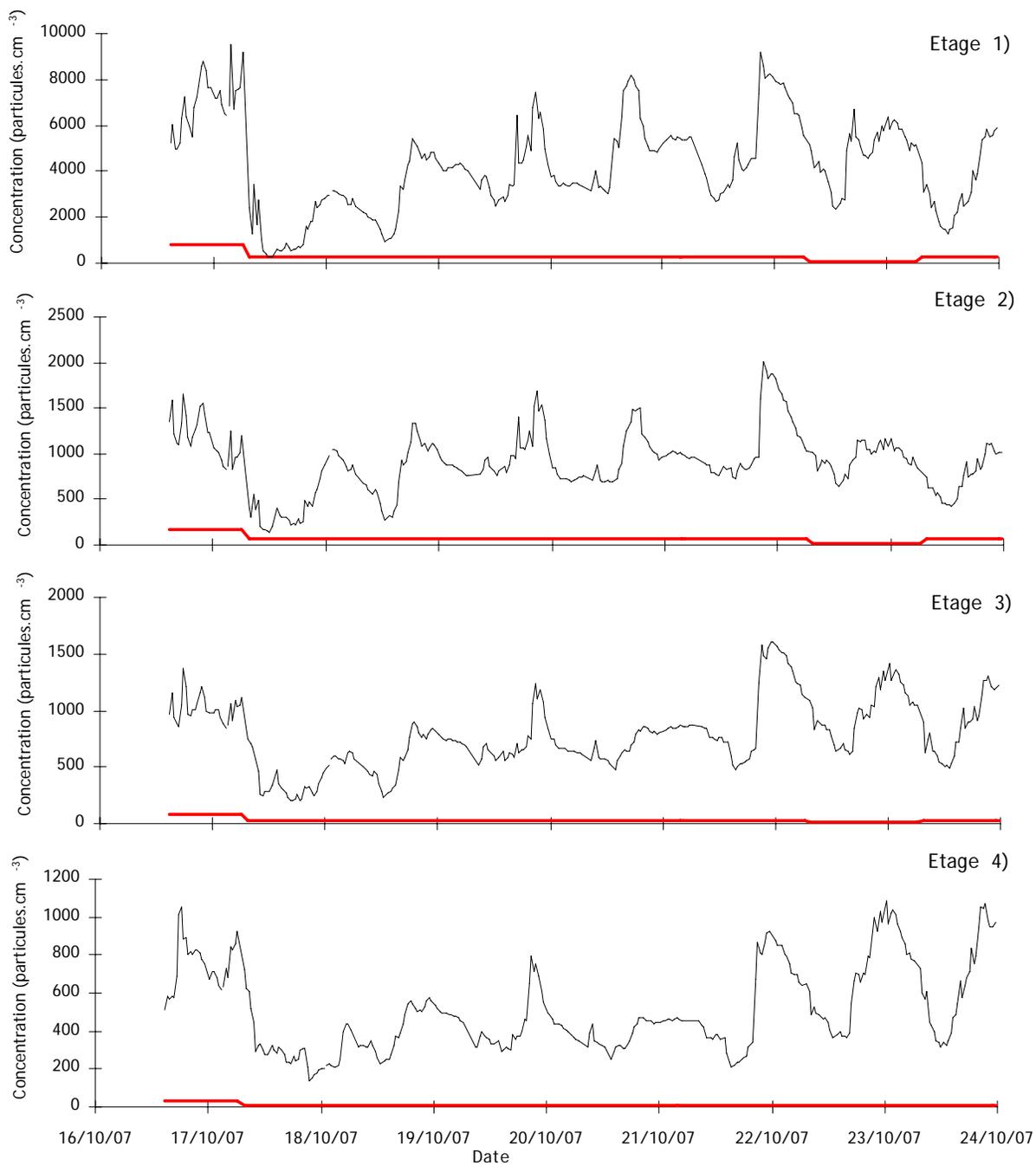


Figure annexe.10: Concentration Landes 2, étage 1 à 4

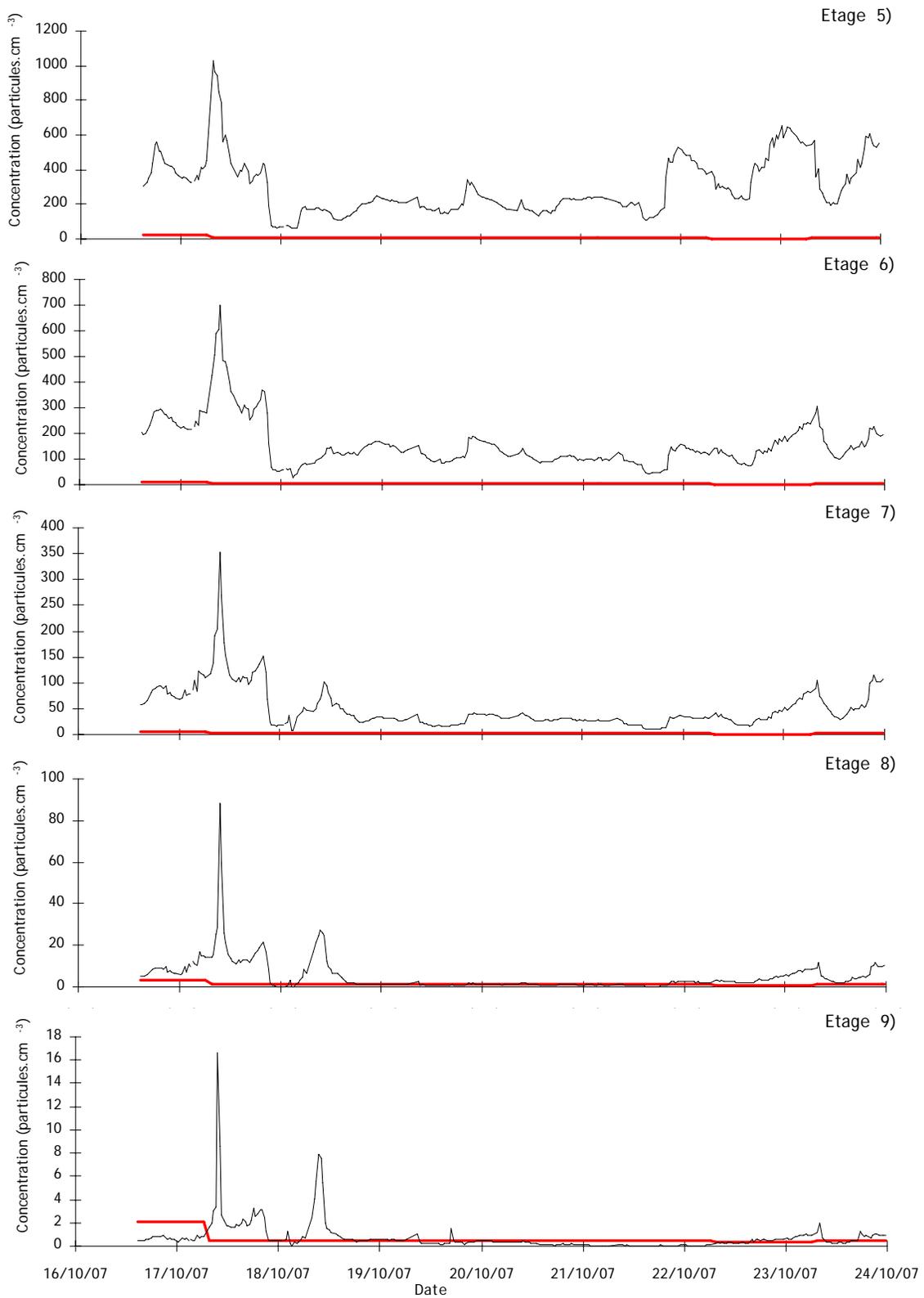


Figure annexe.11: Concentration Landes 2, étage 5 à 9

Landes 3 :

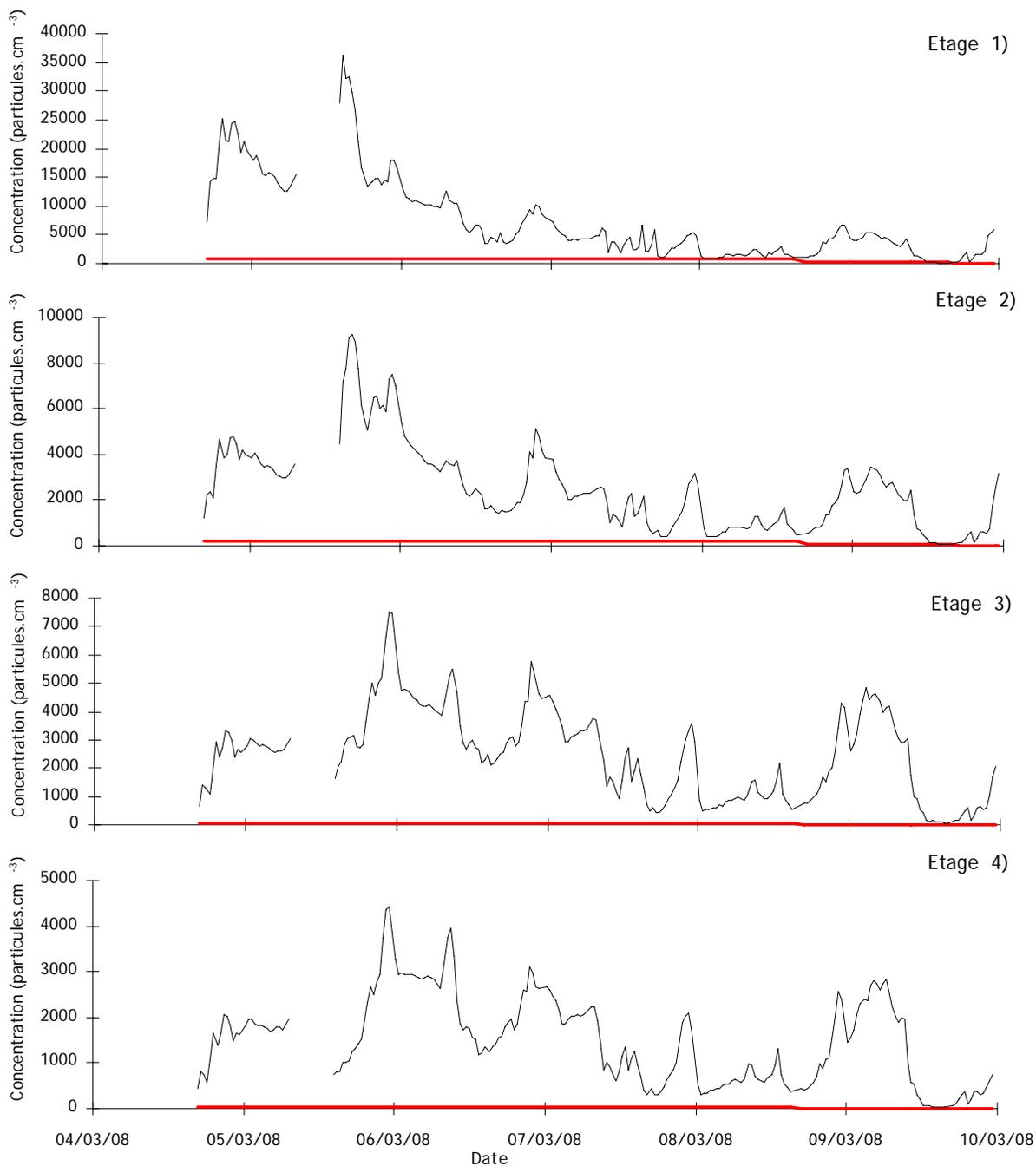


Figure annexe.12: Concentration Landes 3, étage 1 à 4

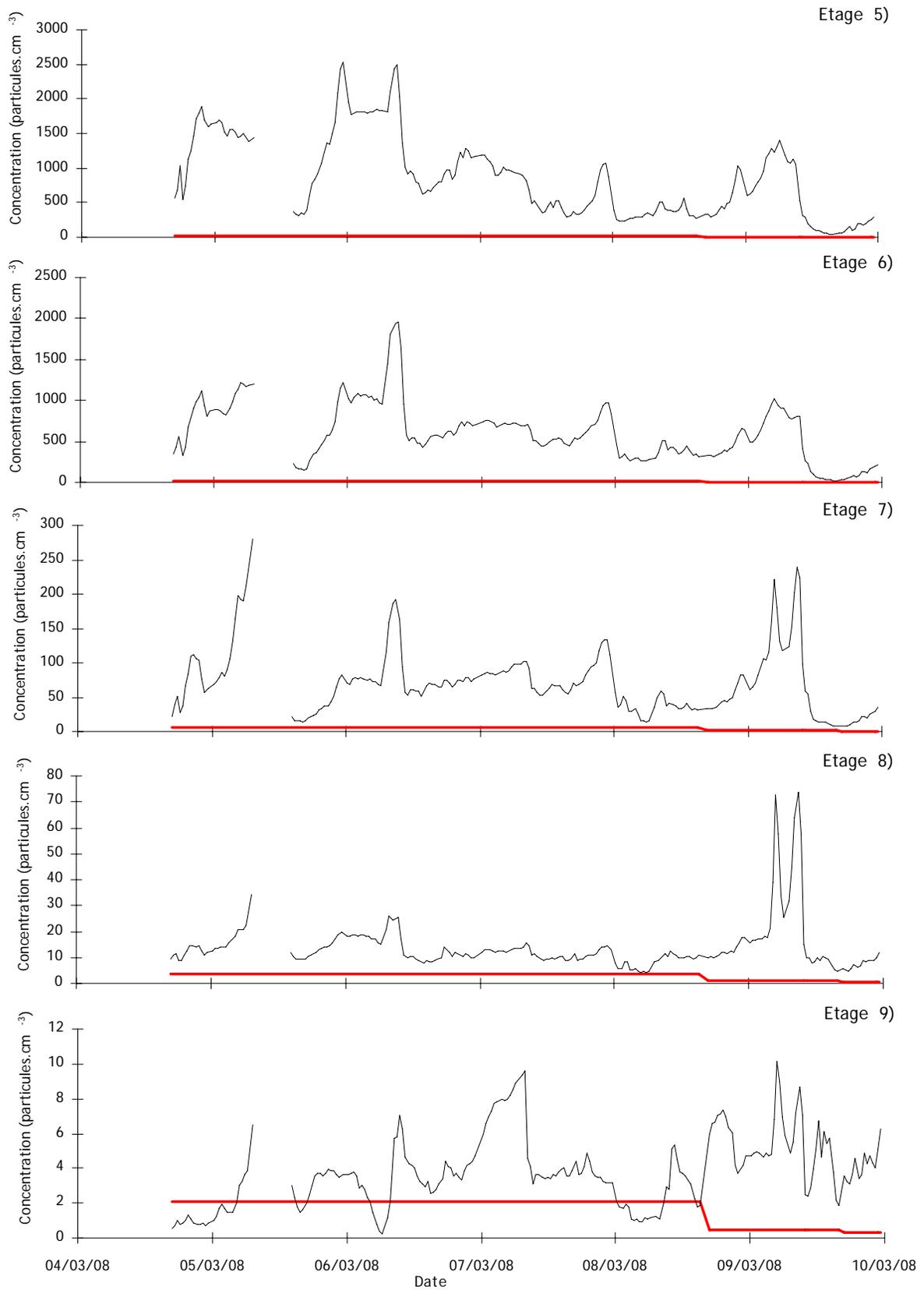


Figure annexe.13: Concentration Landes 3, étage 5 à 9

Landes 4 :

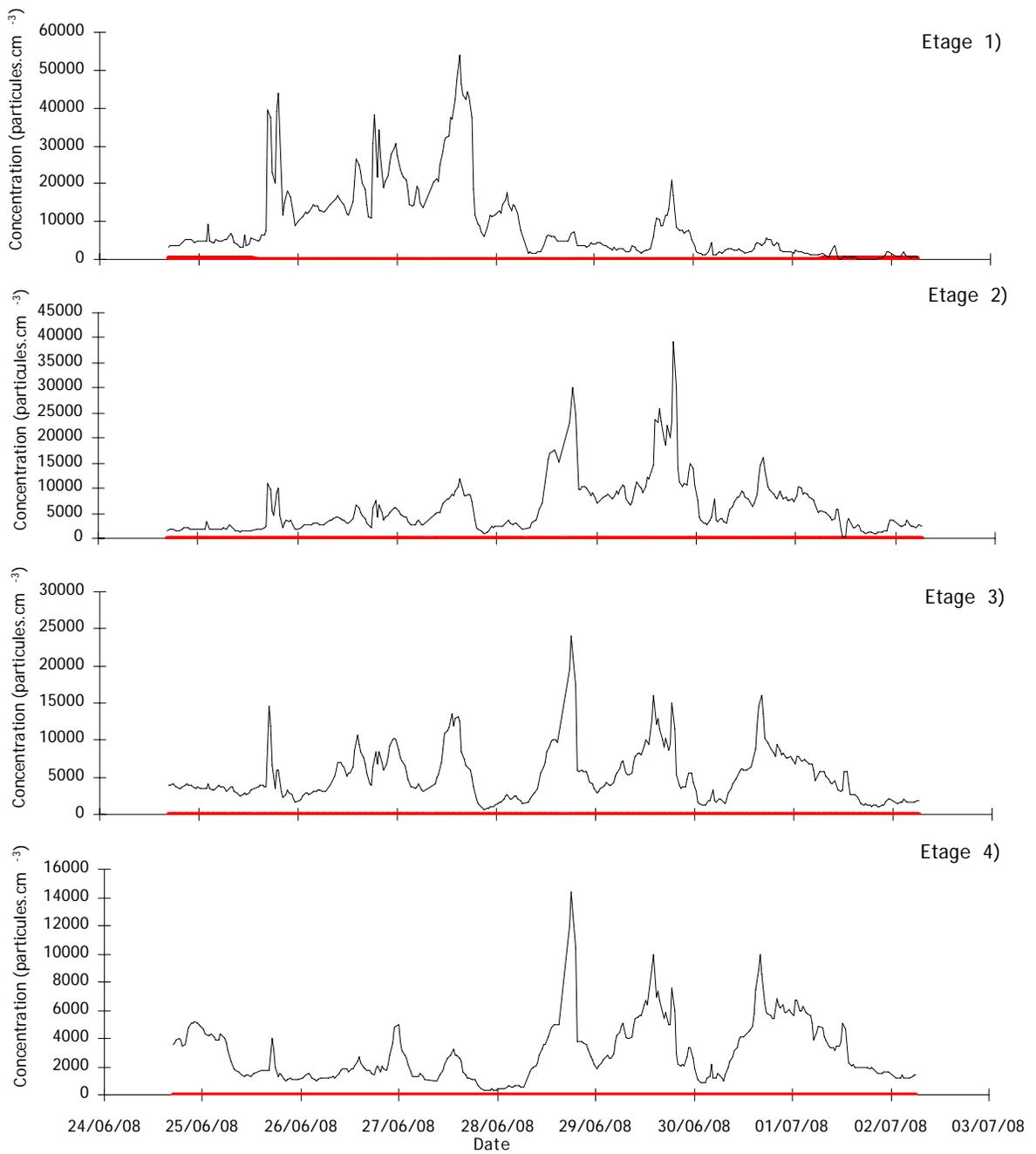


Figure annexe.14: Concentration Landes 4, étage 1 à 4

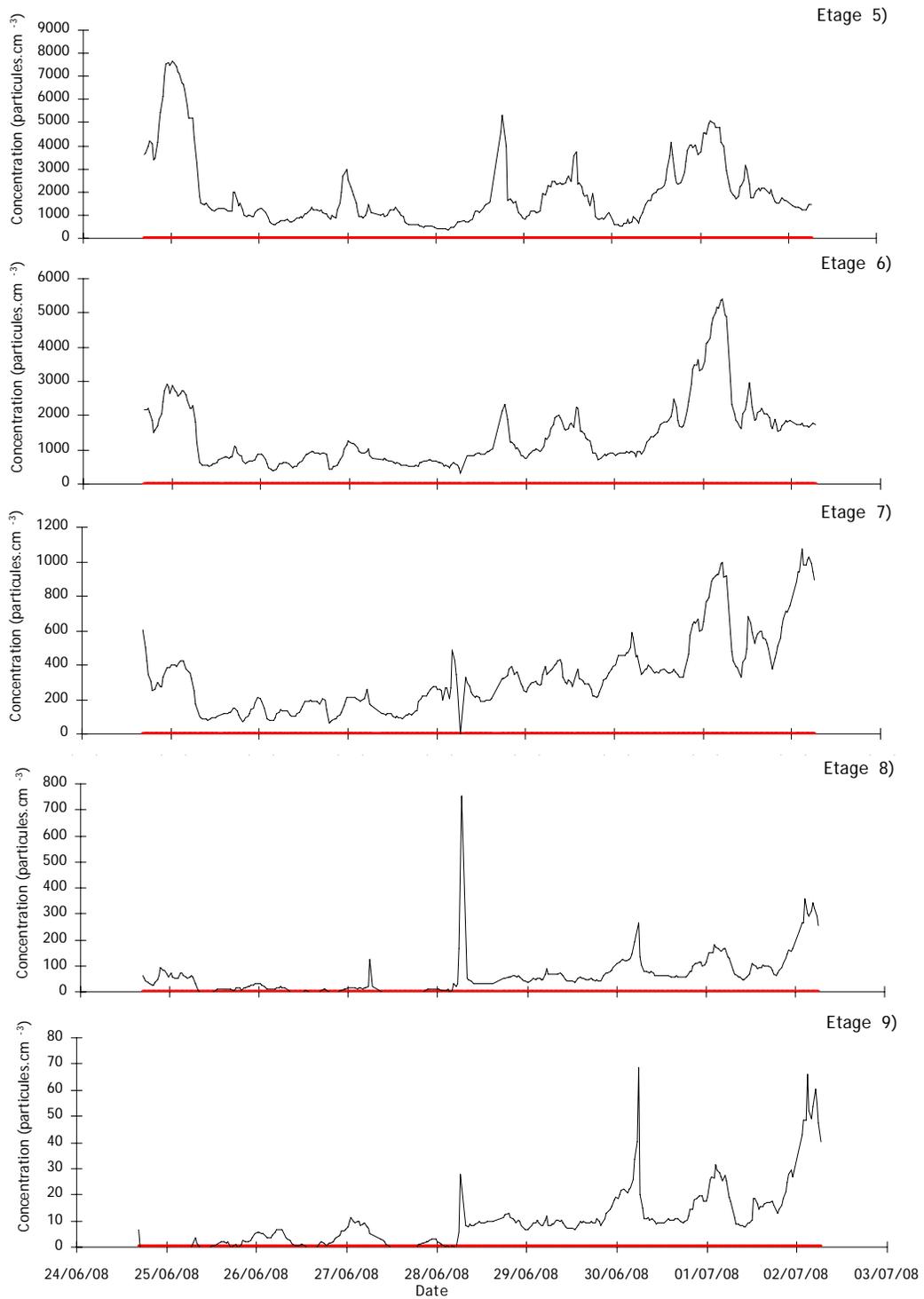


Figure annexe.15: Concentration Landes 4, étage 5 à 9

Annexe D. Vitesses de dépôt des aérosols en fonctions du flux de chaleur sensible

Landes 1 :

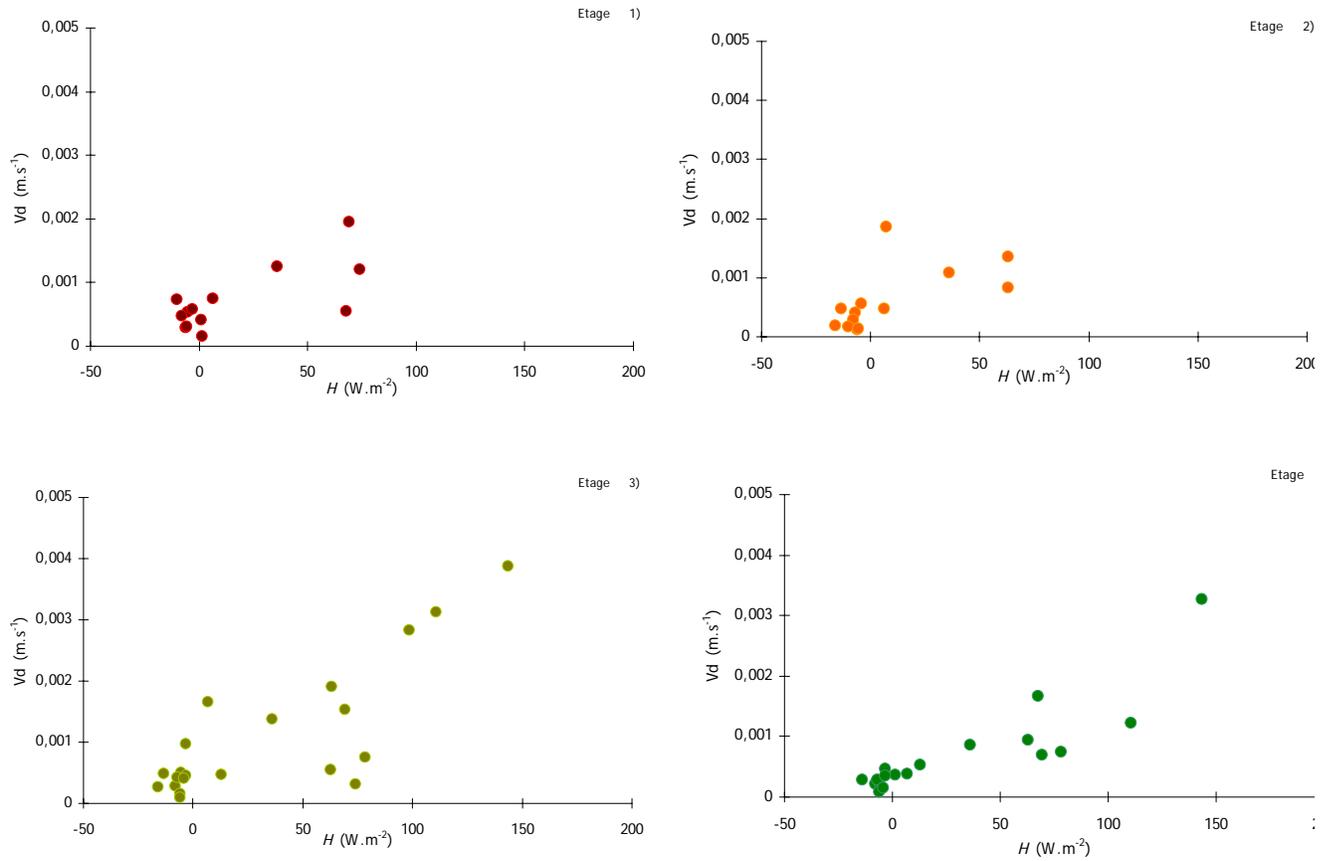


Figure annexe.16: Vd en fonction de H , Landes 1, étages 1 à 4

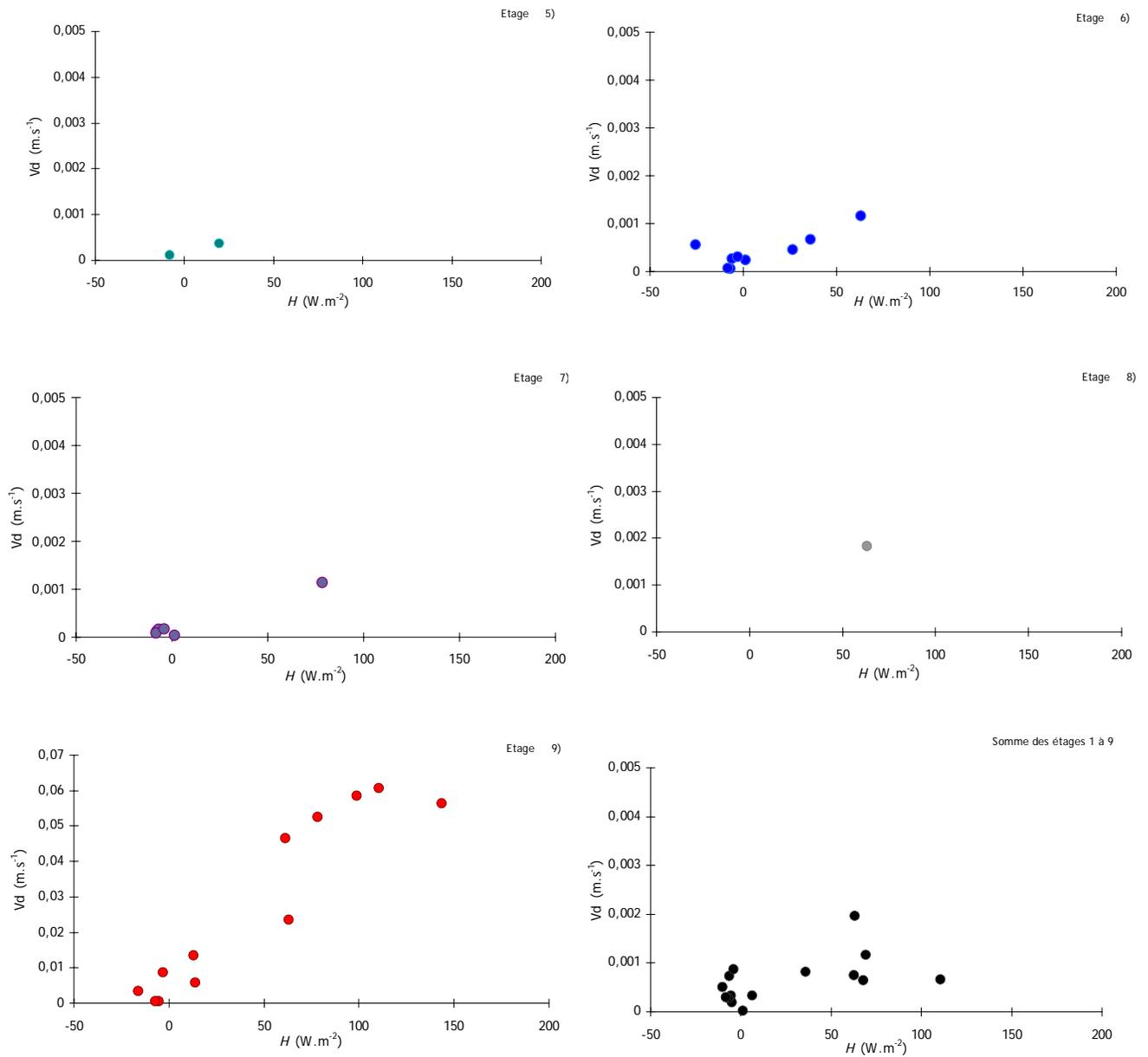


Figure annexe.17: V_d en fonction de H , Landes 1, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour l'étage 9.

Landes 2 :

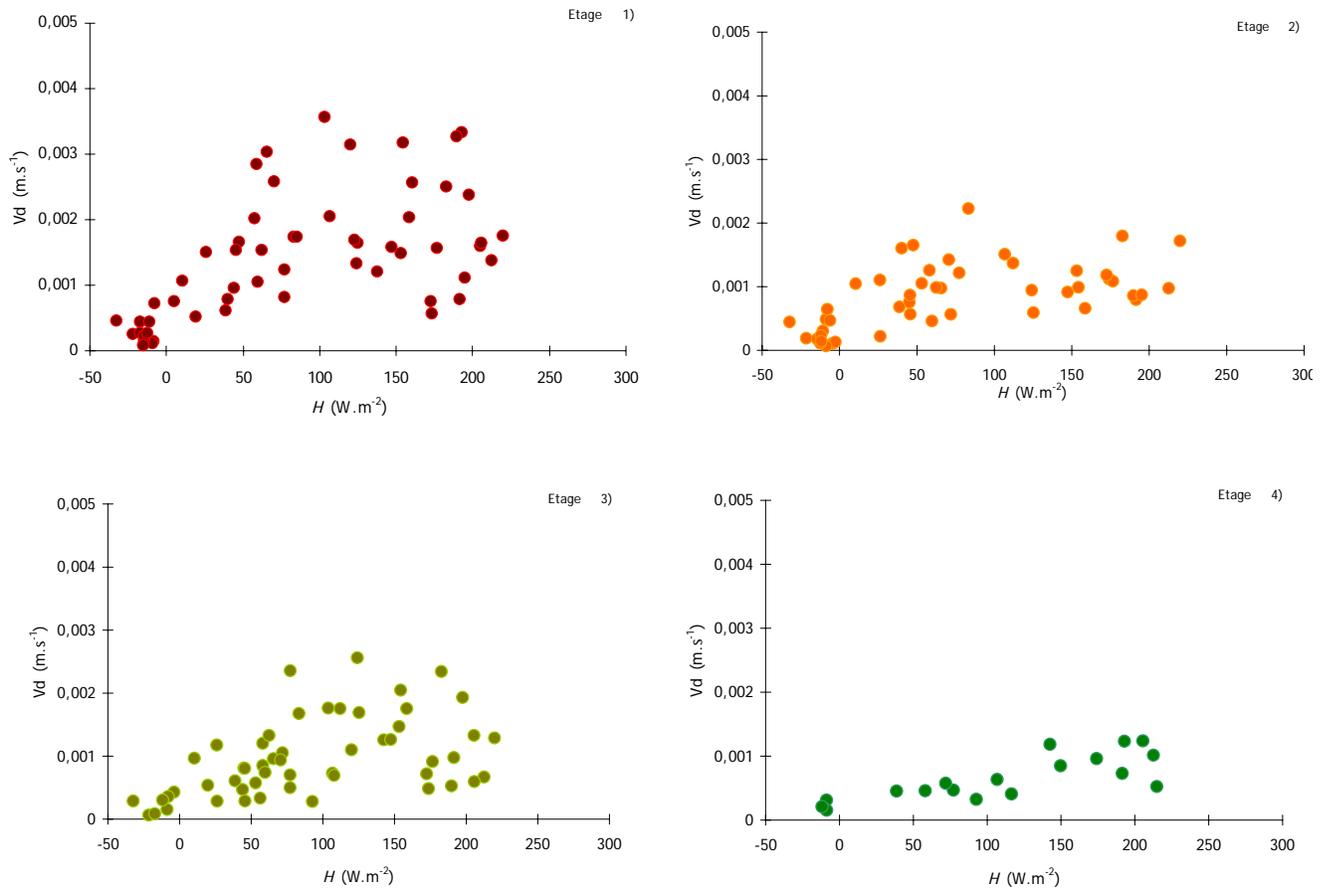


Figure annexe.18: Vd en fonction de H , Landes 2, étages 1 à 4

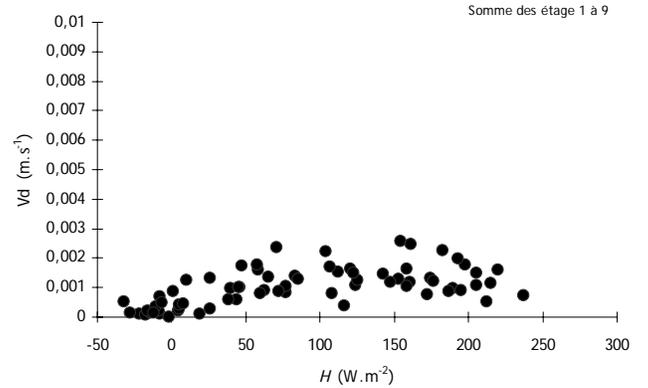
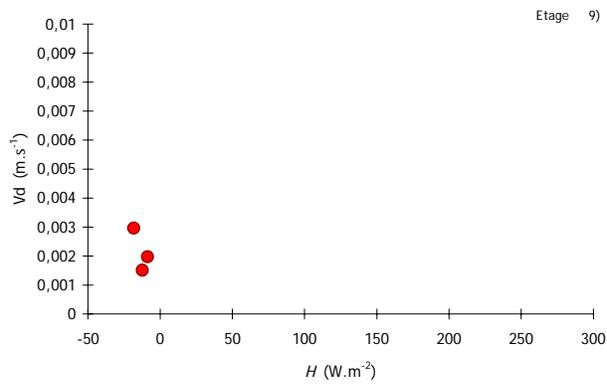
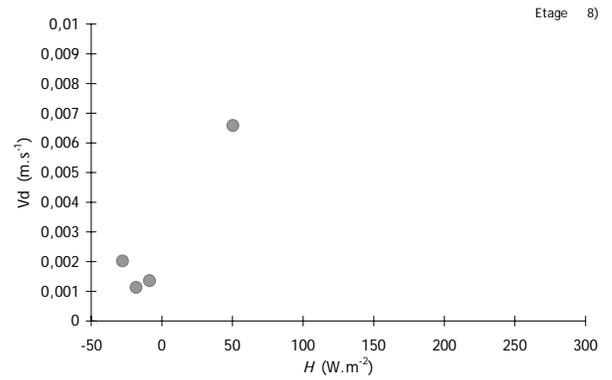
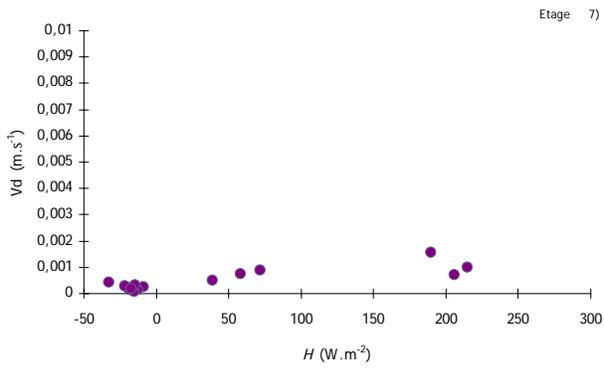
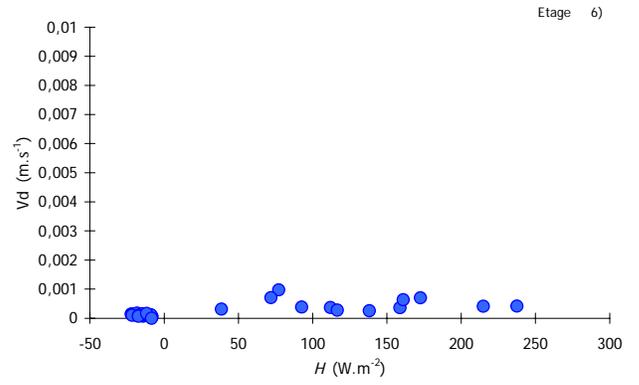
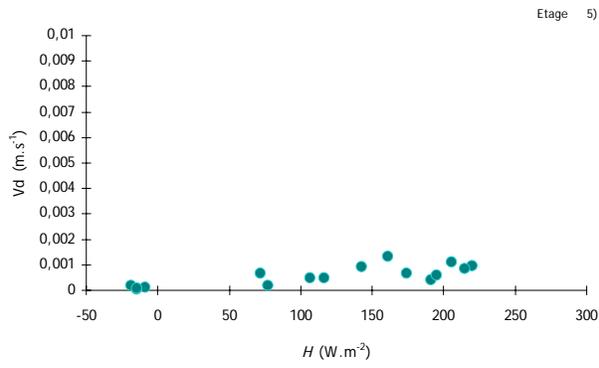


Figure annexe.19: V_d en fonction de H , Landes 2, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Landes 3 :

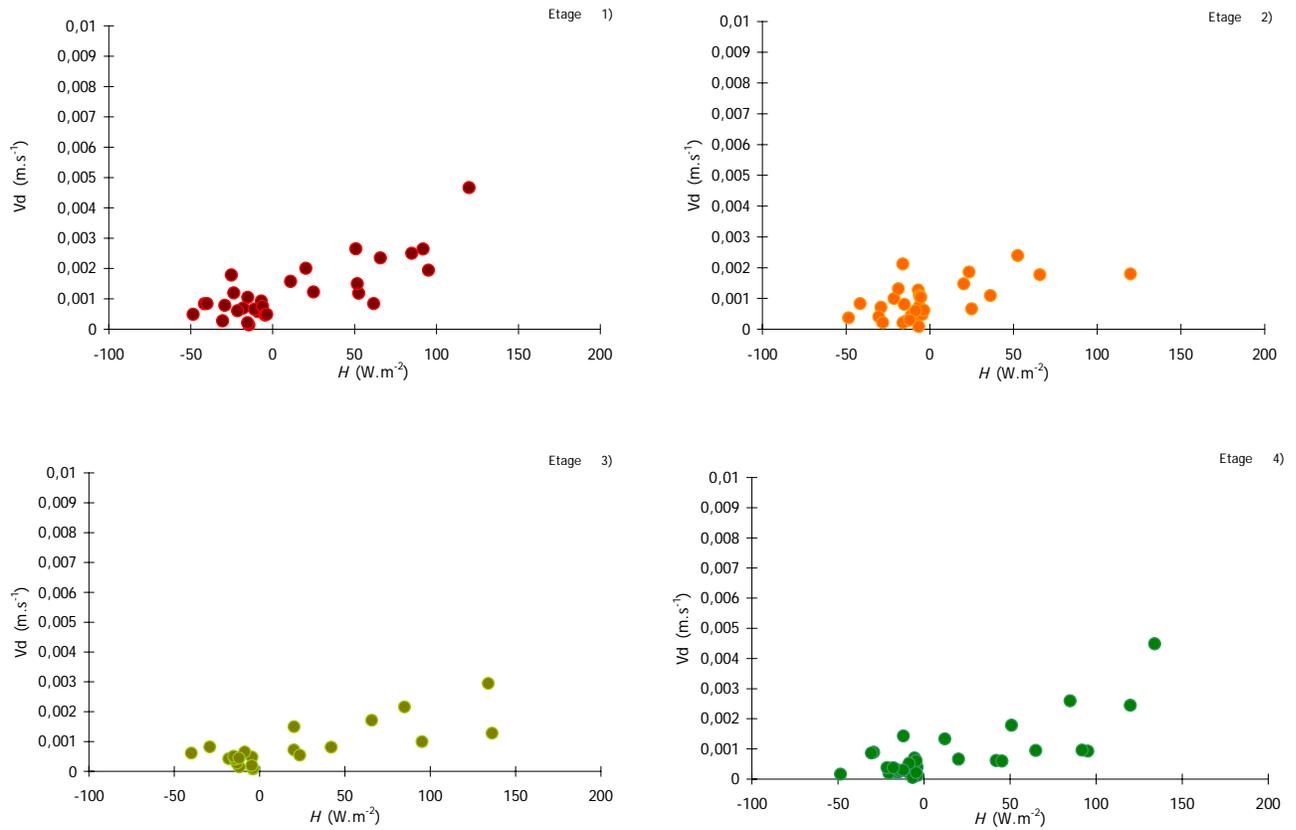


Figure annexe.20: Vd en fonction de H , Landes 3, étages 1 à 4

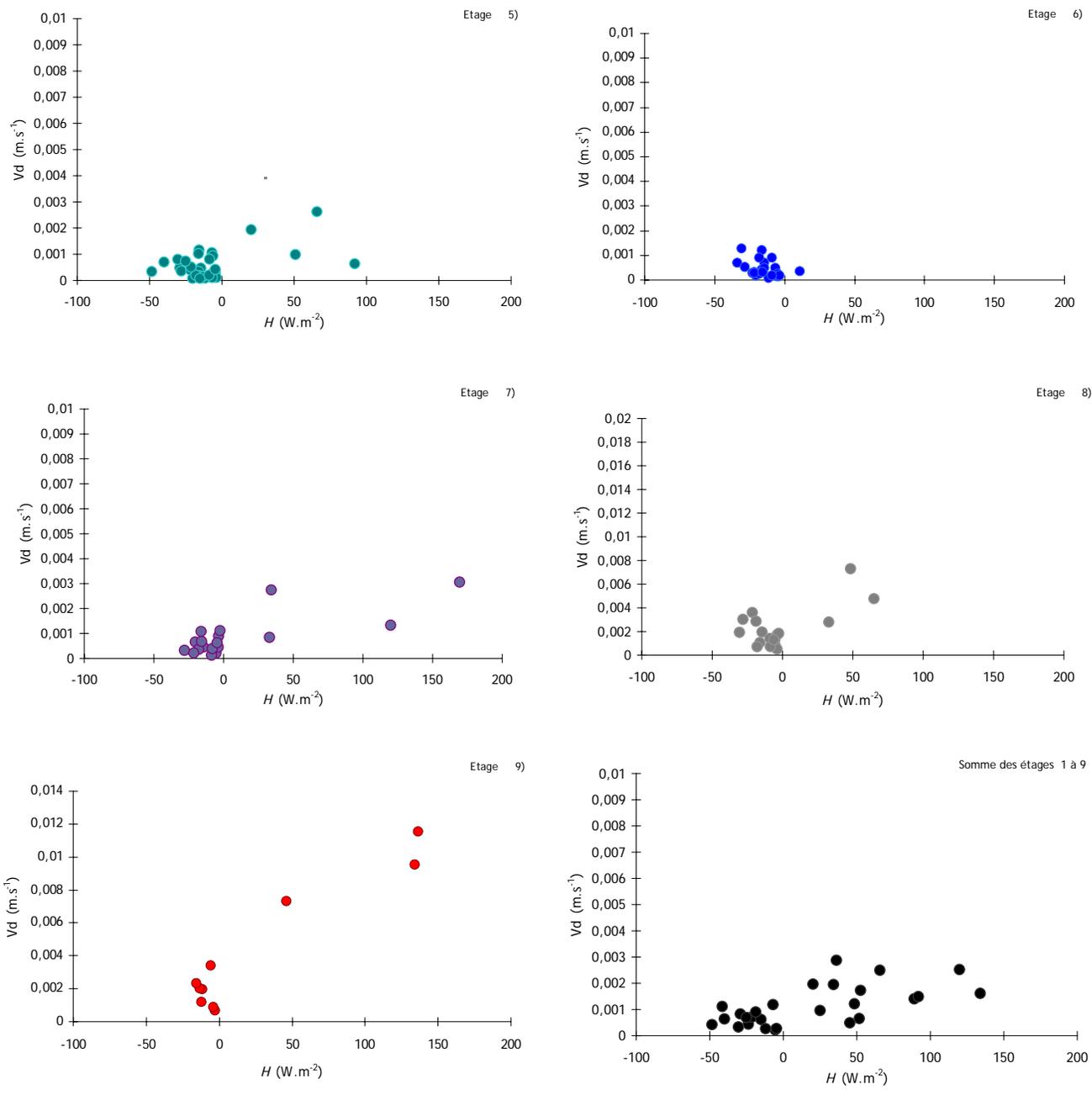


Figure annexe.21: V_d en fonction de H , Landes 3, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour les étages 8 et 9.

Landes 4 :

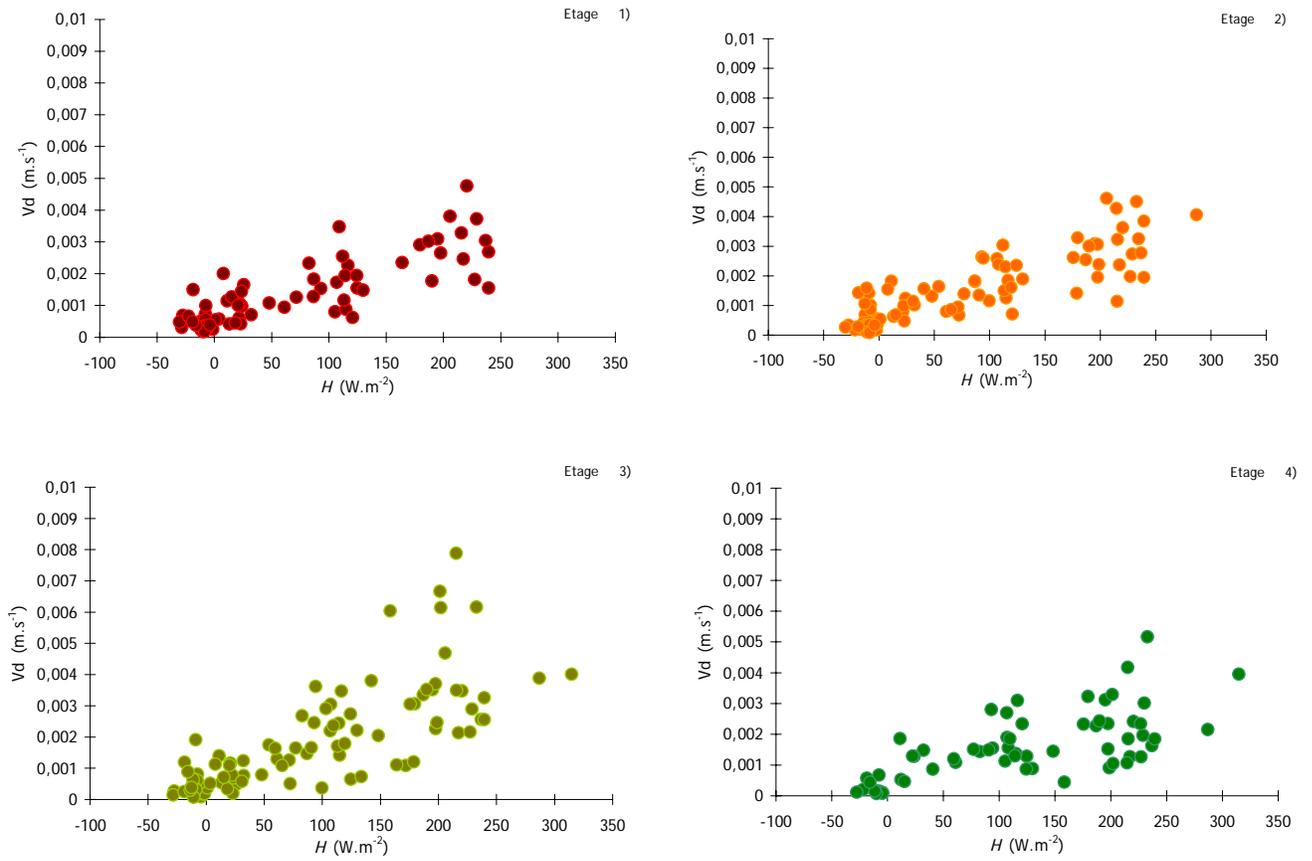


Figure annexe.22: Vd en fonction de H , Landes 4, étages 1 à 4

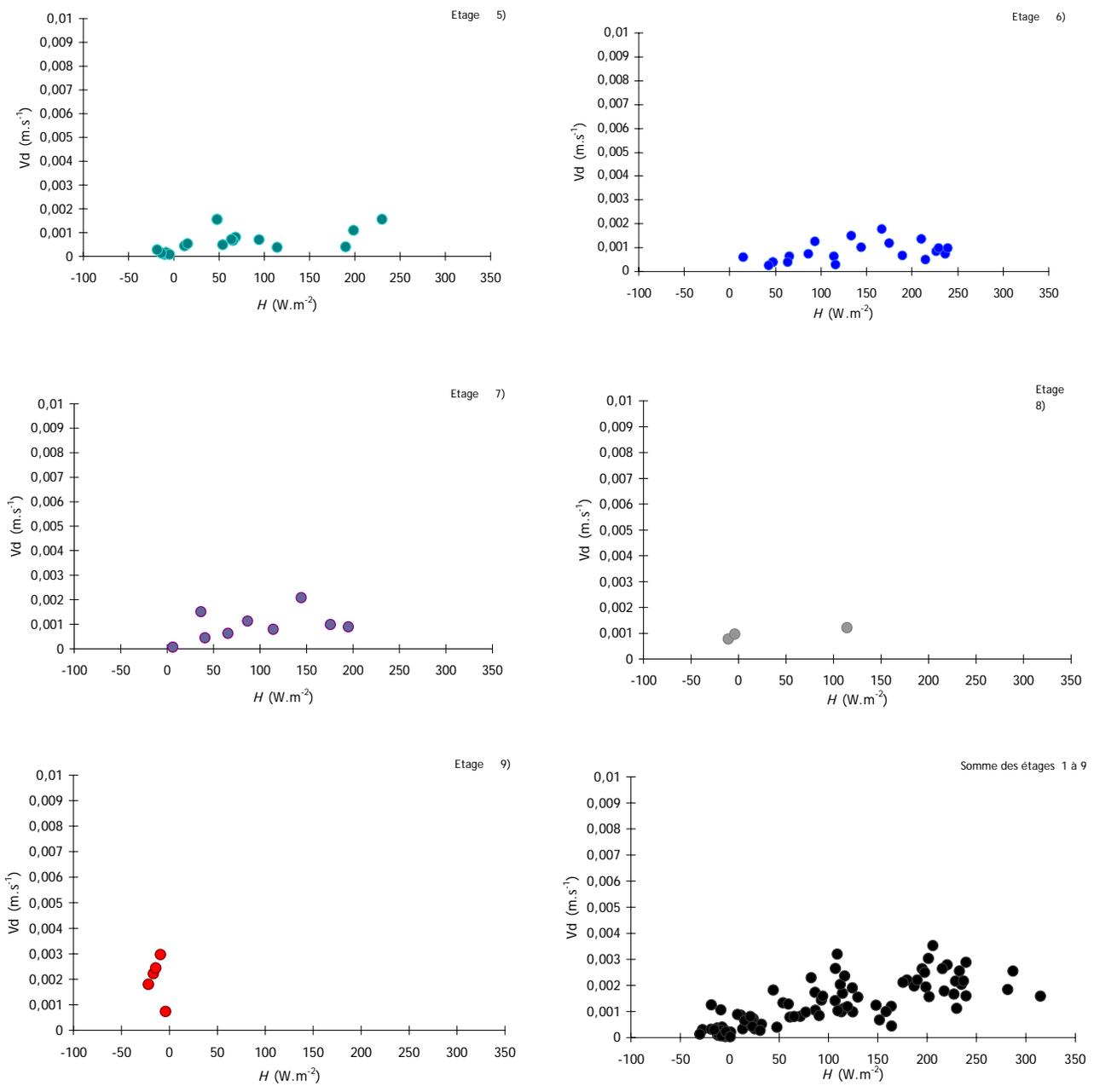


Figure annexe.23: V_d en fonction de H , Landes 4, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Annexe E. Vitesses de dépôt des aérosols en fonctions de la vitesse de frottement du vent

L'ensemble des graphes si dessous regroupe toutes les données nécessaires à la paramétrisation mise en place dans le Chapitre IV. Ils sont regroupés par campagnes de mesures.

Landes 1 :

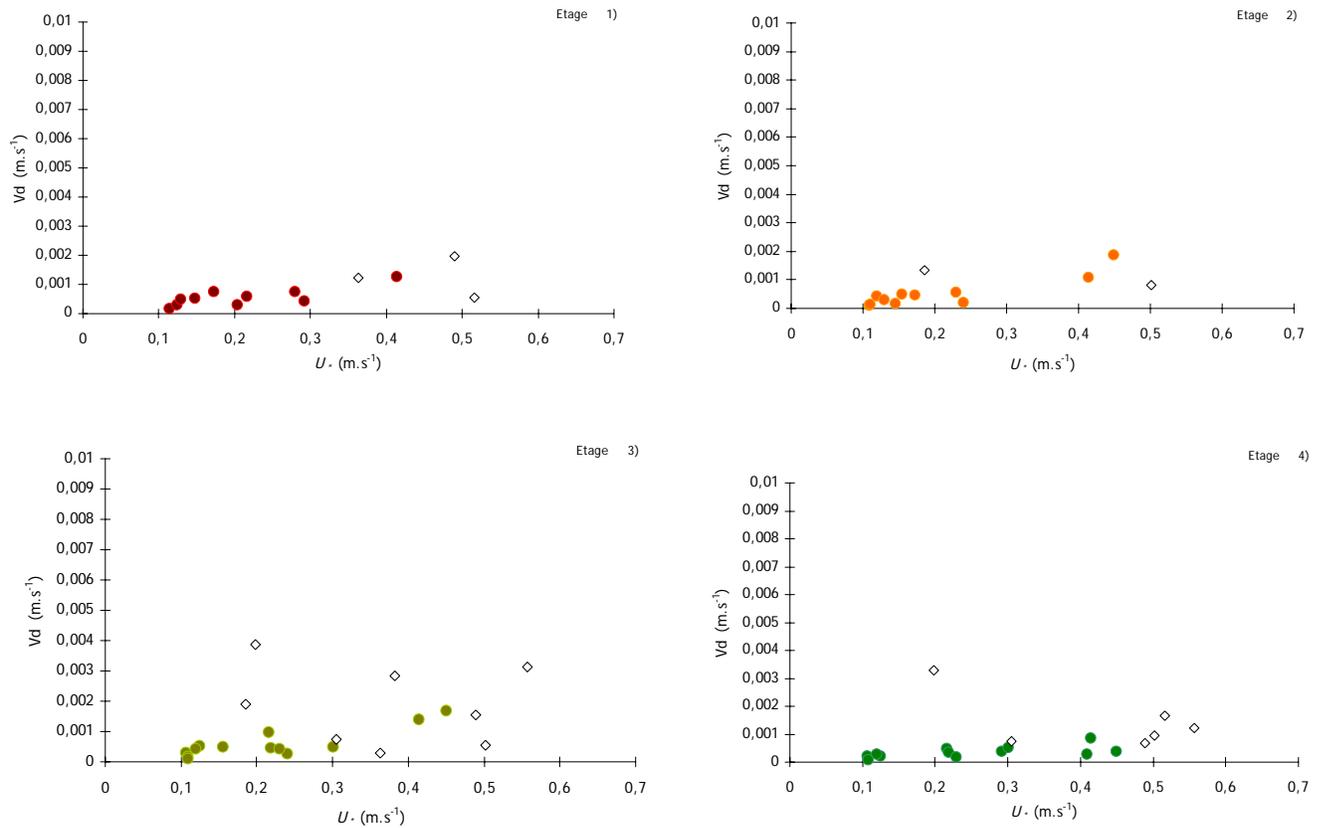


Figure annexe.24: V_d en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$) Landes 1 étages 1 à 4

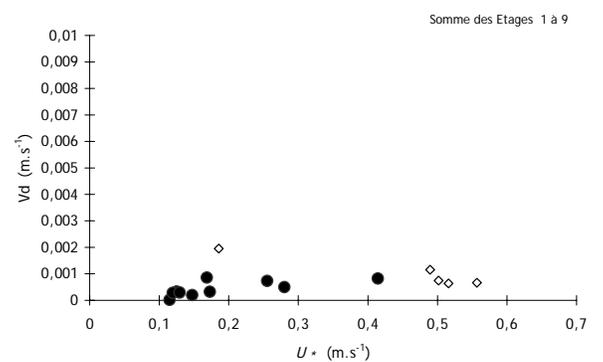
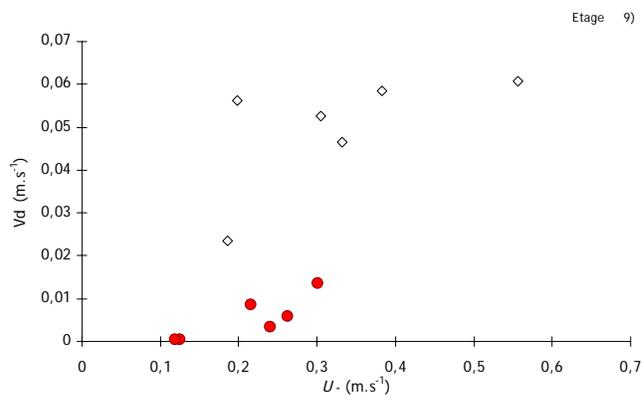
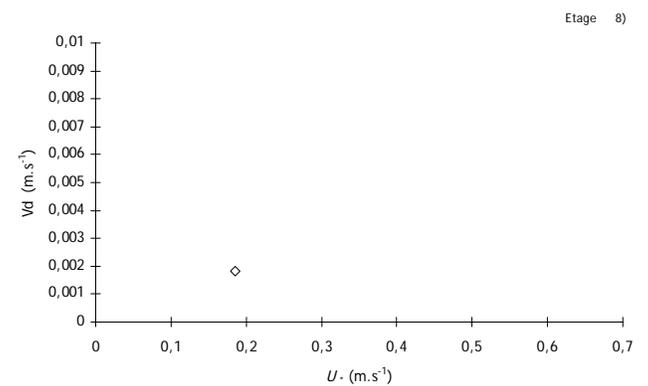
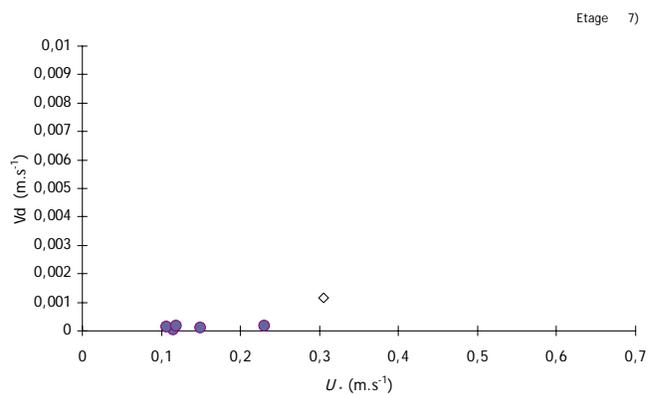
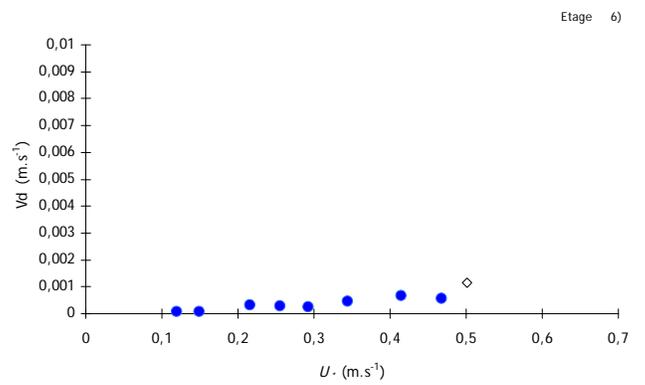
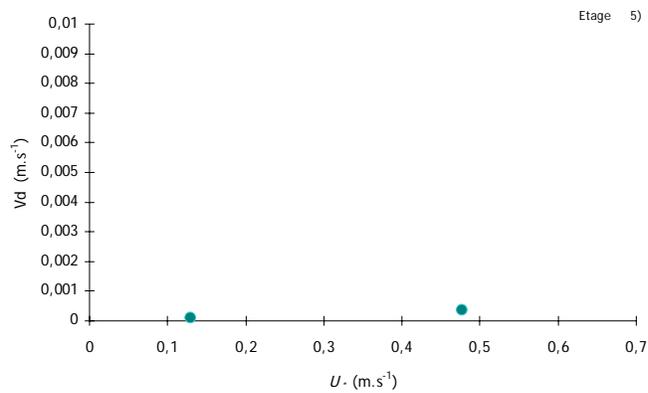


Figure annexe.25: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$) Landes 1 étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9.

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour l'étage 9.

Landes 2 :

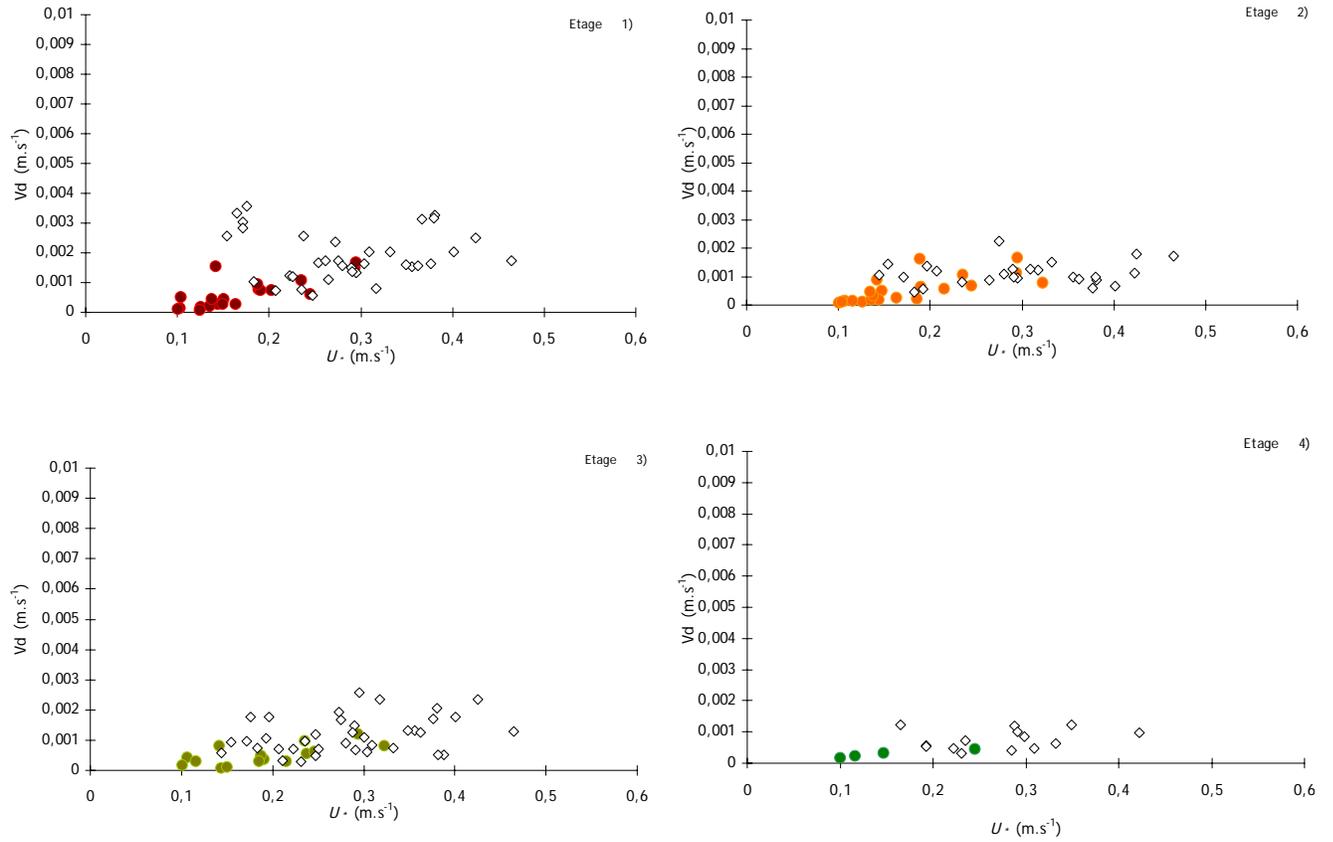


Figure annexe.26: V_d en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$) Landes 2 étages 1 à 4

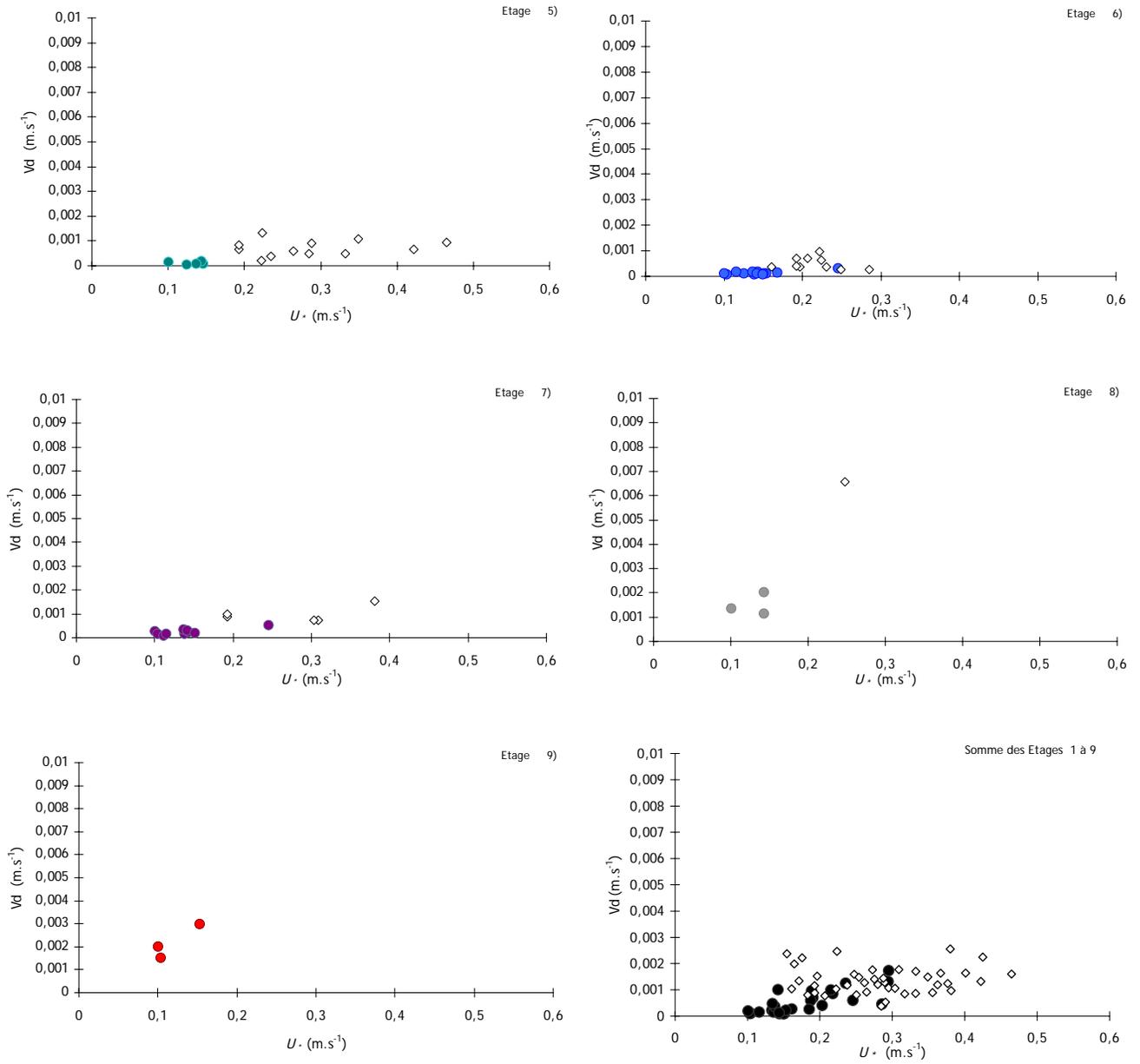


Figure annexe.27: V_d en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$) Landes 2 étage 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9

Landes 3 :

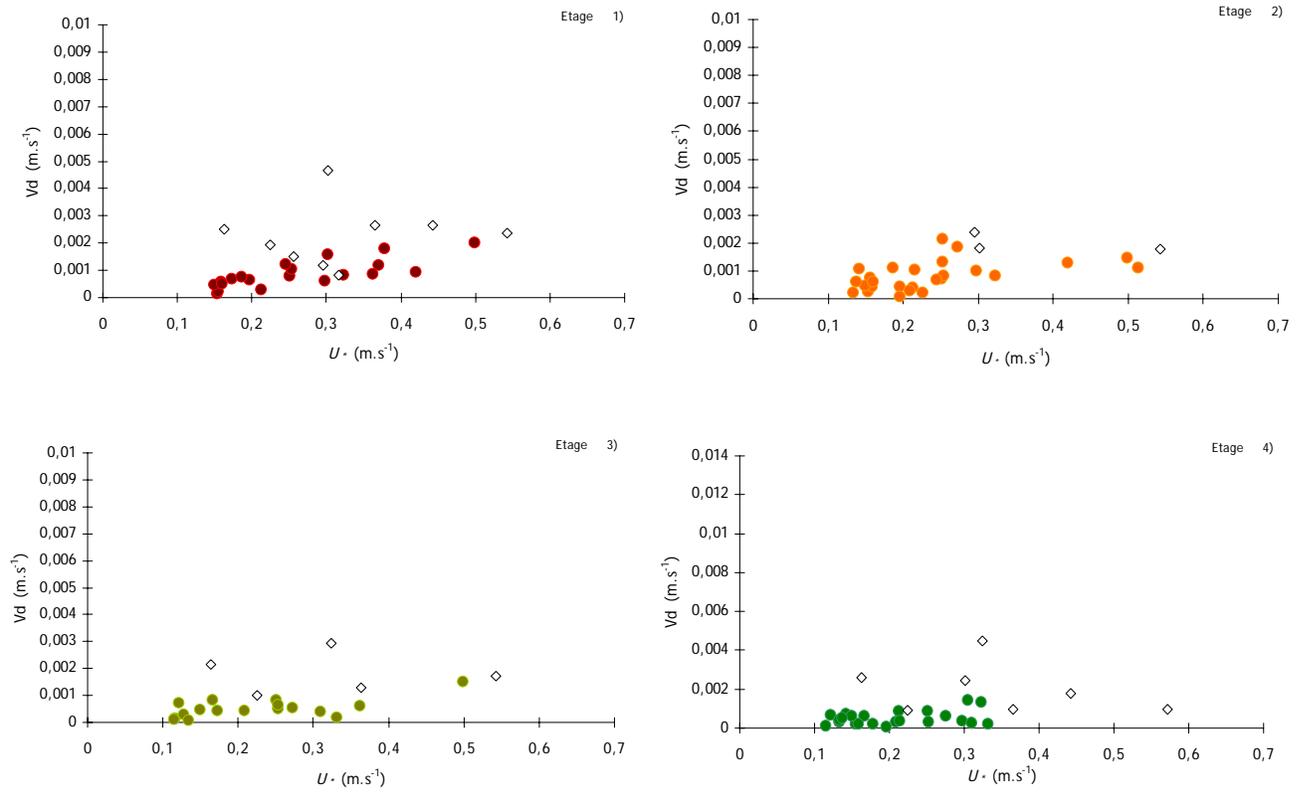


Figure annexe.28: V_d de en fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 W \cdot m^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 W \cdot m^{-2}$) Landes 3 étages 1 à 4

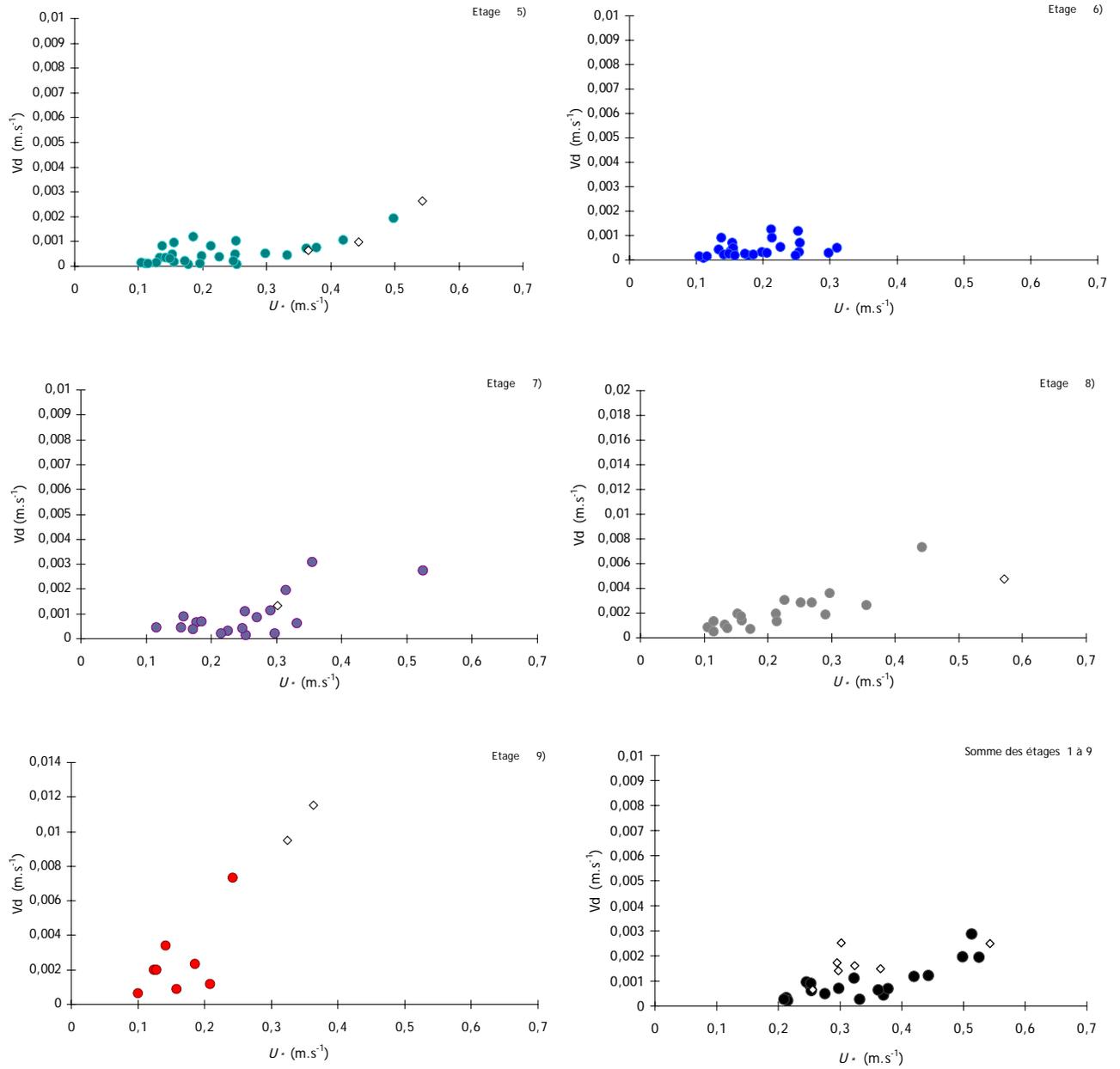


Figure annexe.29: V_d en fonction de U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ et les points blancs à $H > 50 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), Landes 3, étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a dû être choisie pour les étages 8 et 9.

Landes 4 :

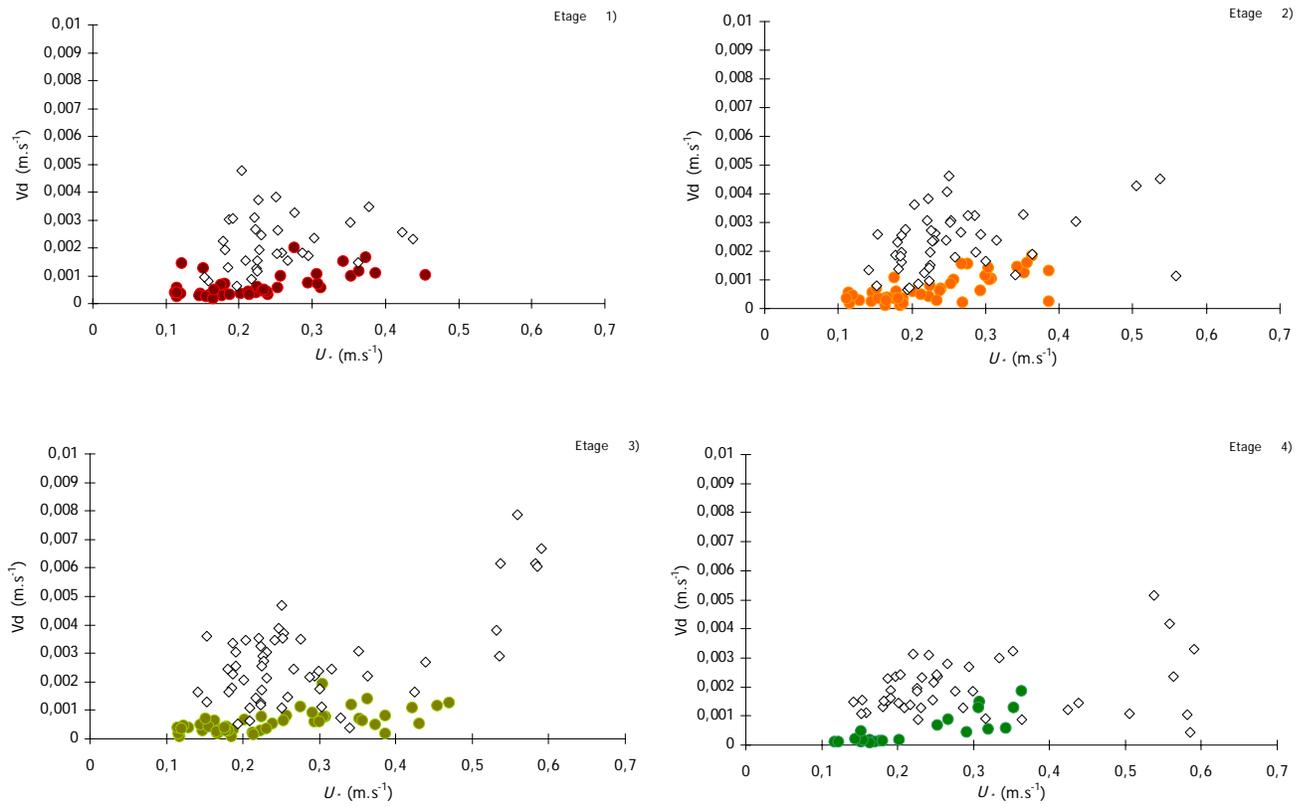


Figure annexe.30: V_d en fonction de U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$), Landes 4, étages 1 à 4

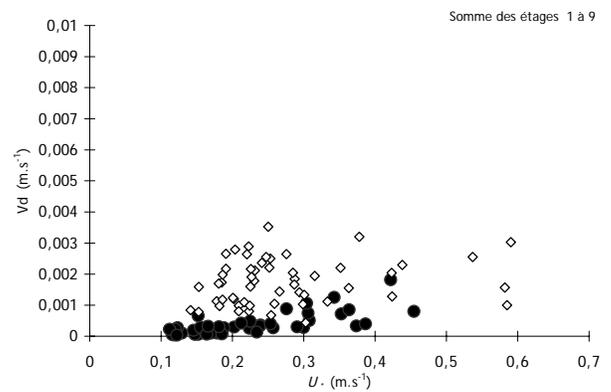
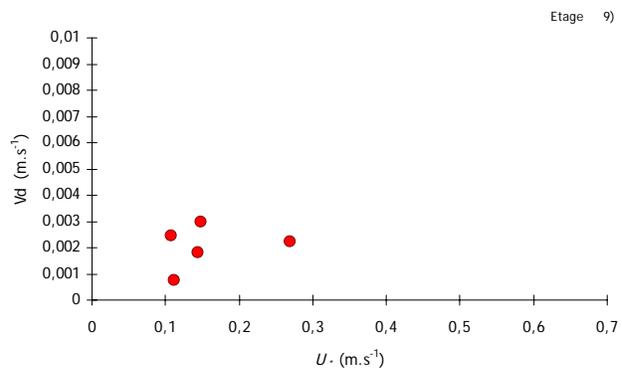
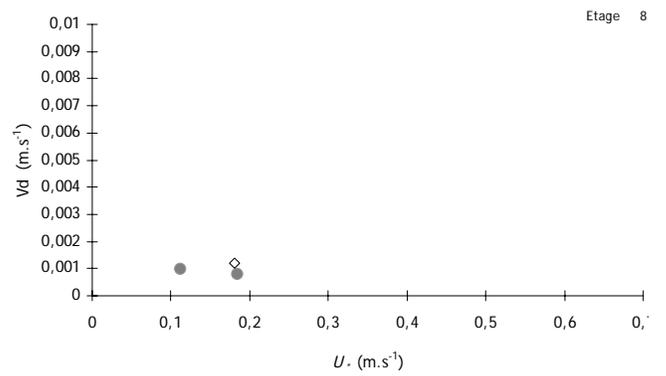
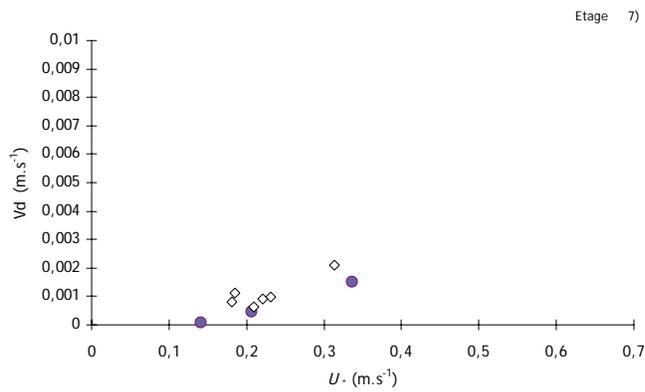
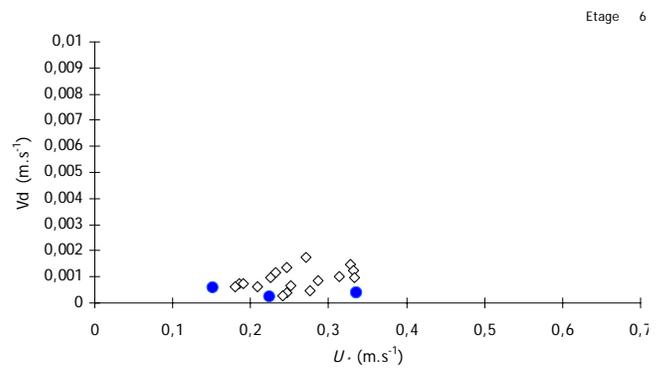
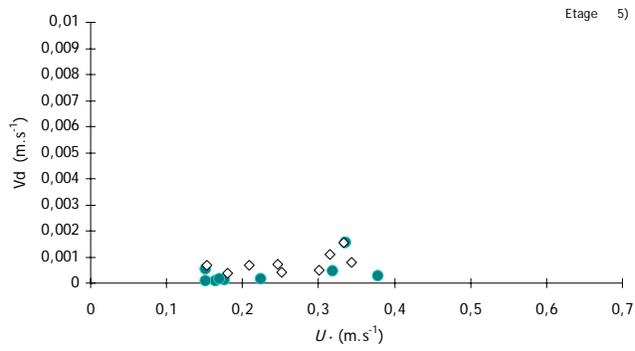


Figure annexe.31: Vd en de fonction U_* (les points en couleur correspondent à $H < 50 \text{ W.m}^{-2}$ et les point blancs à $H > 50 \text{ W.m}^{-2}$), Landes 4, étages 5 à 9 et sommes des étages 1 à 9

Annexe F. Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction de la stabilité atmosphérique et suivant le couvert

L'ensemble des graphes qui ont permis la paramétrisation des vitesses de dépôt adimensionnées en fonction de la stabilité atmosphérique sont regroupé dans cette annexe par couvert.

Couvert de maïs :

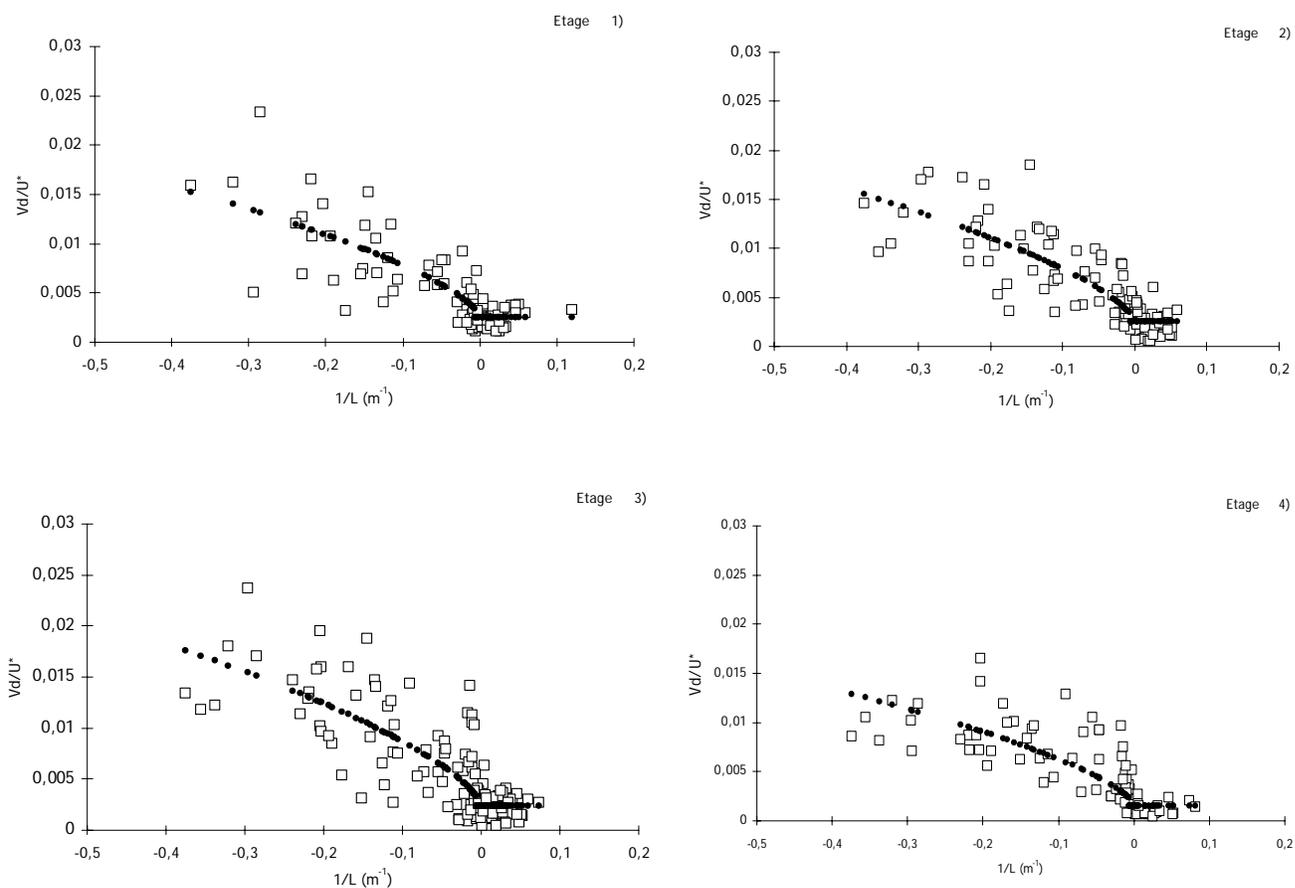


Figure annexe.32: V_d/U^* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert de maïs, étages 1 à 4

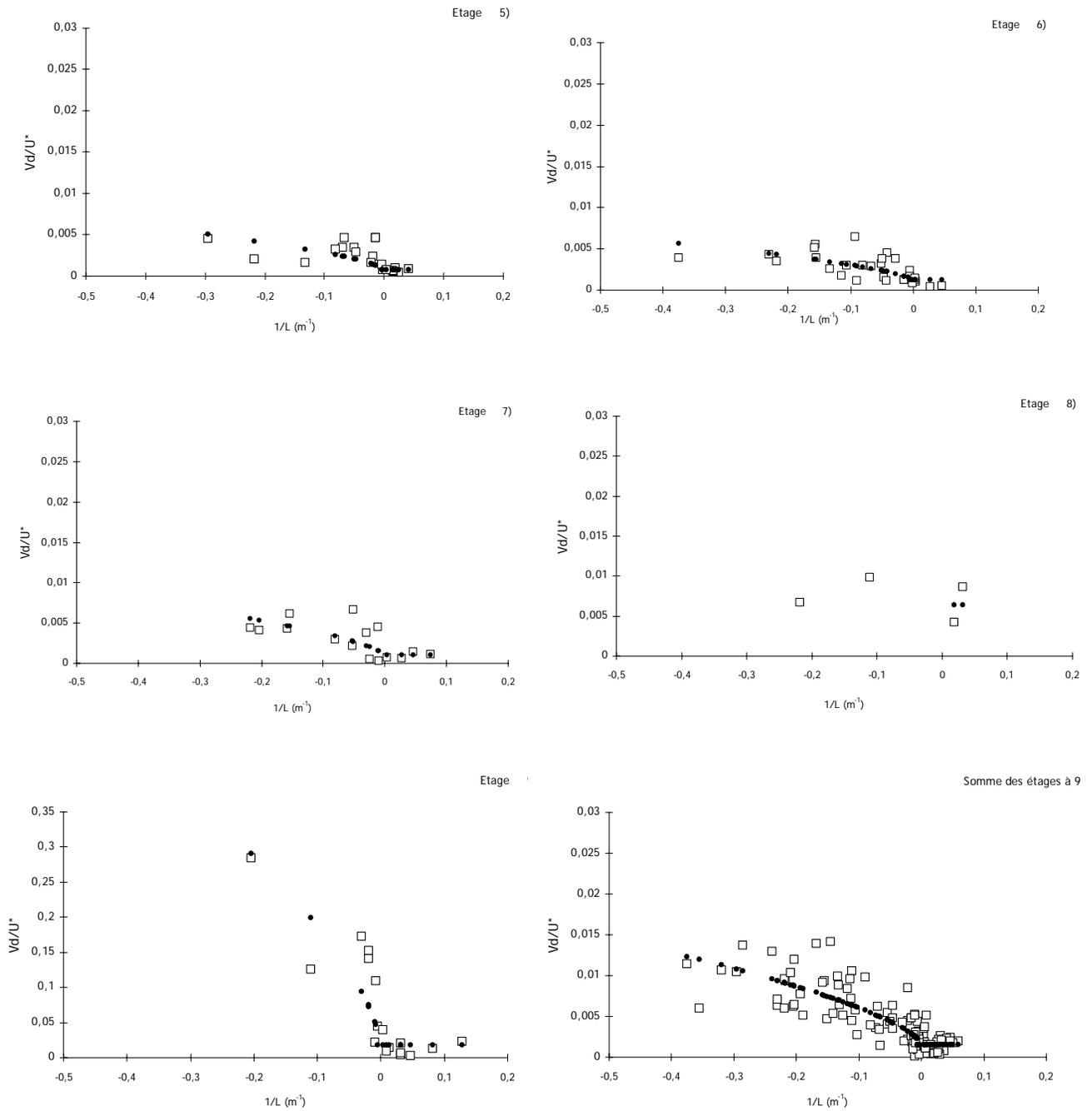


Figure annexe.33: Vd/U^* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert de maïs, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour l'étage 9.

Couvert d'herbe :

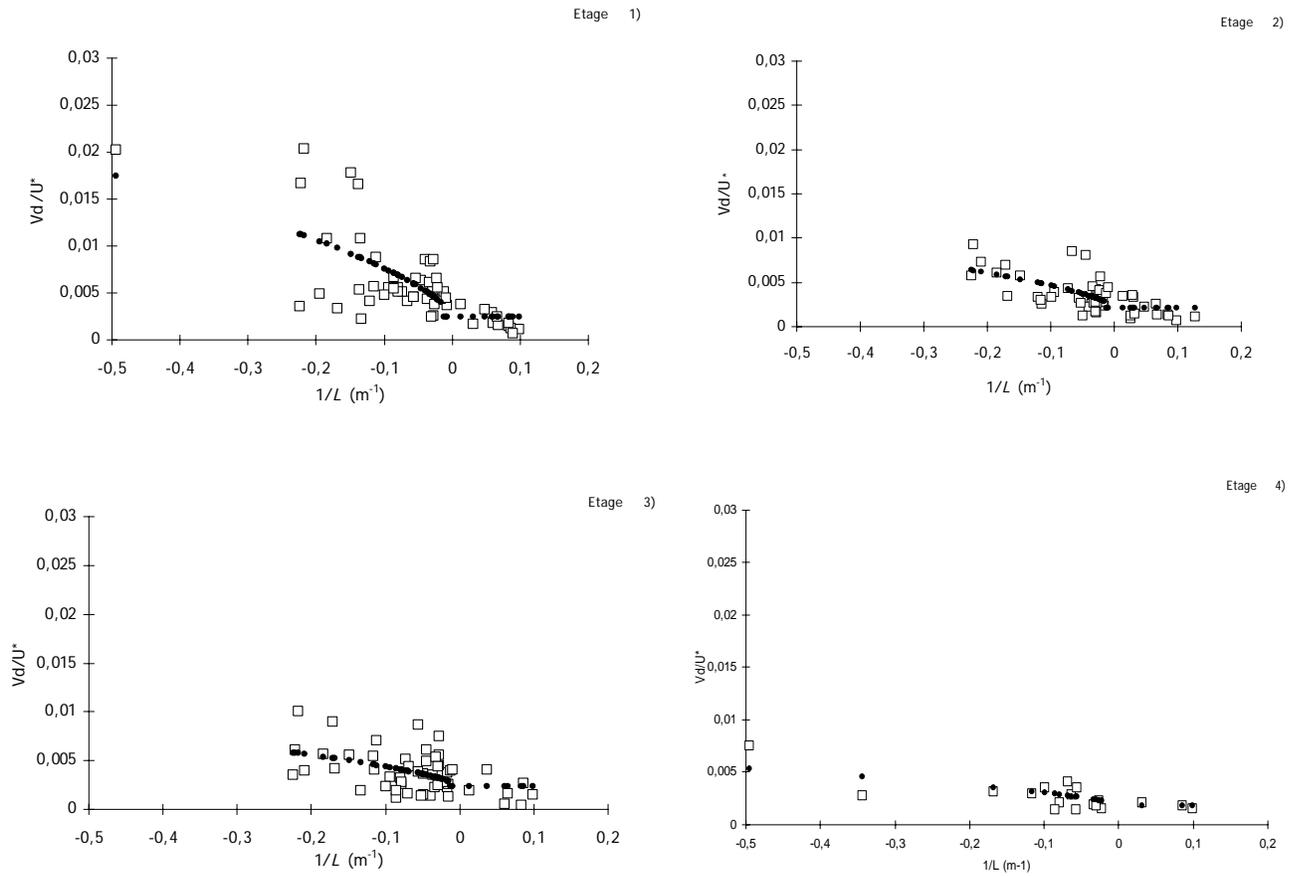


Figure annexe.34: V_d/U^* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert d'herbe, étages 1 à 4

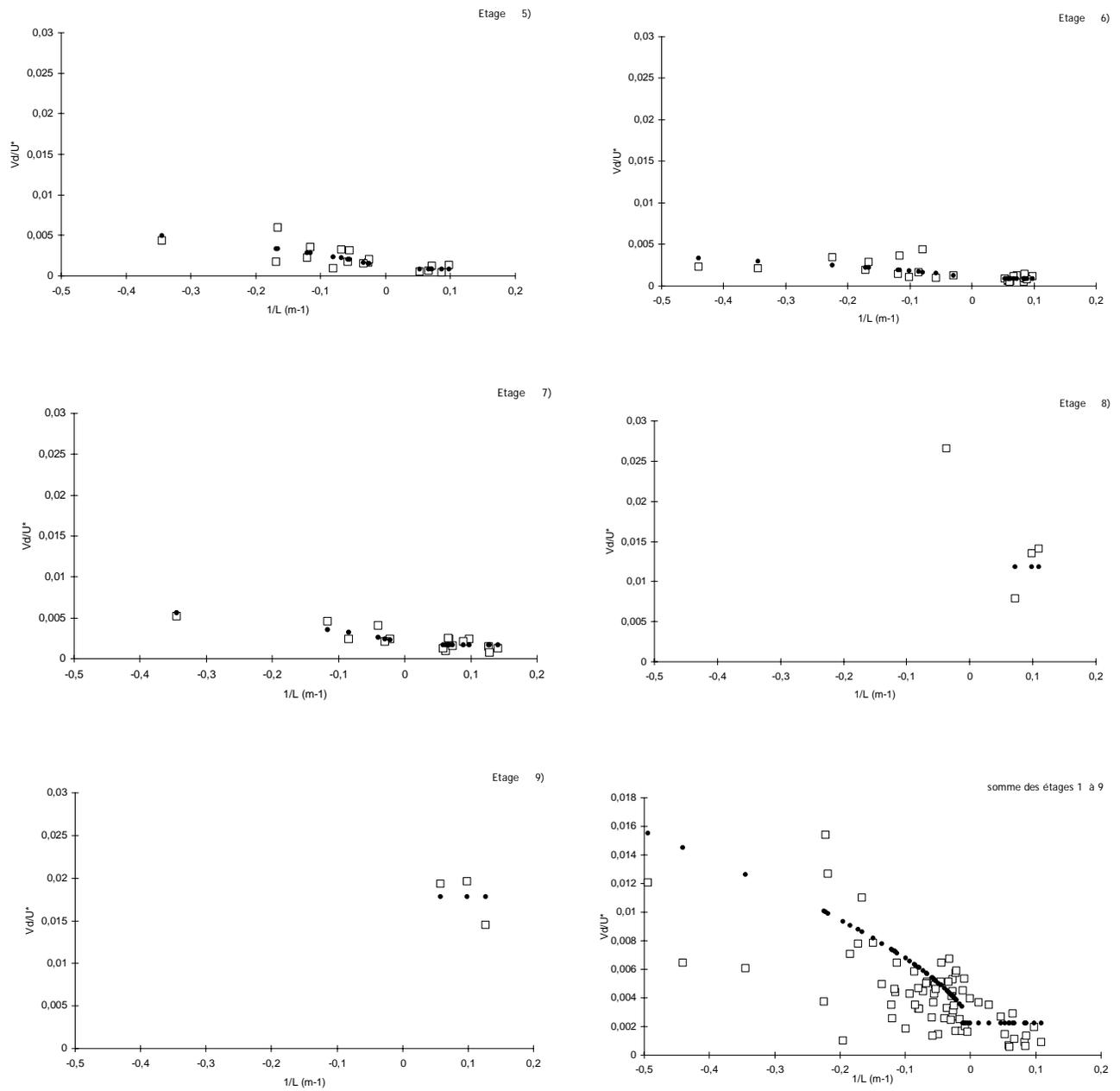


Figure annexe.35: Vd/U^* en fonction de $1/L$, au dessus d'un couvert d'herbe, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour la somme des étages 1 à 9.

Couvert de sol nu :

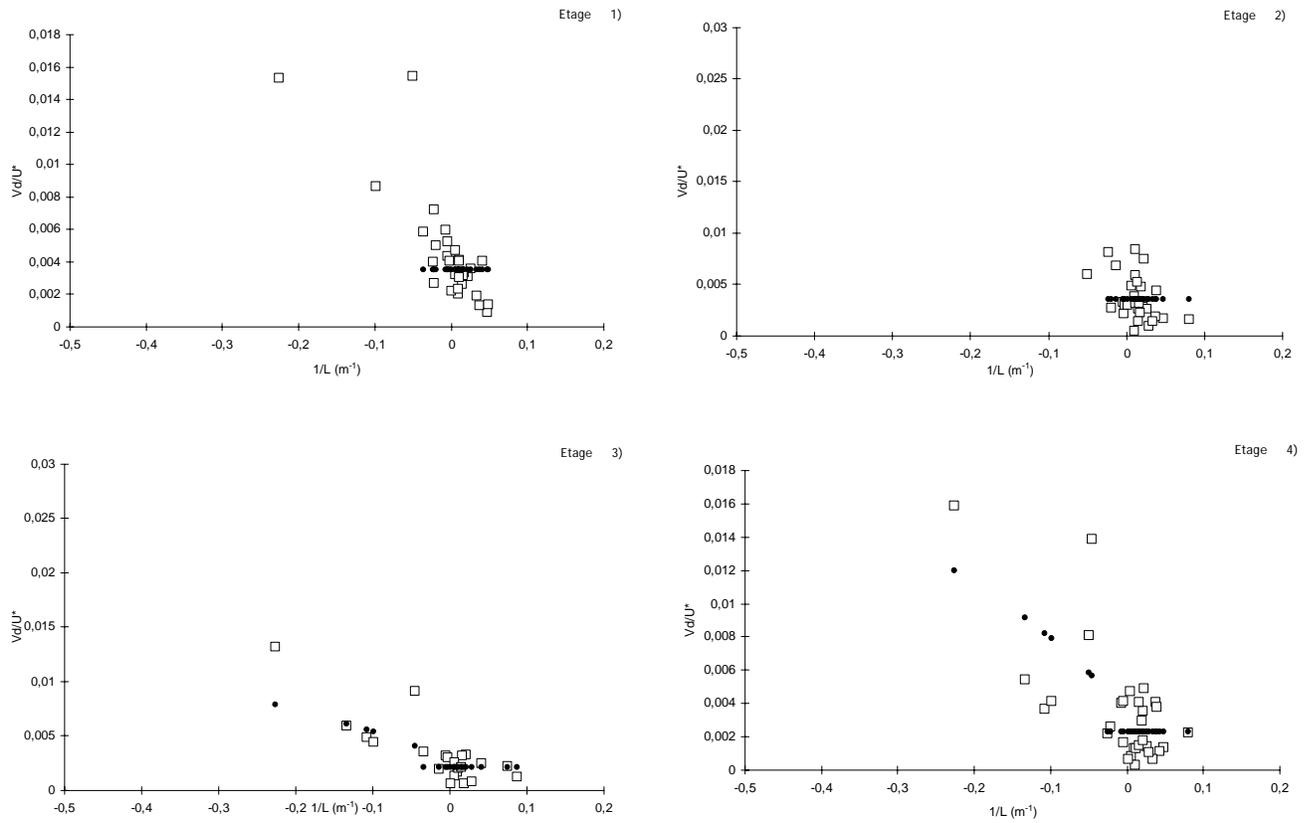


Figure annexe.36: V_d/U^* en fonction de $1/L$, au dessus du sol nu, étages 1 à 4

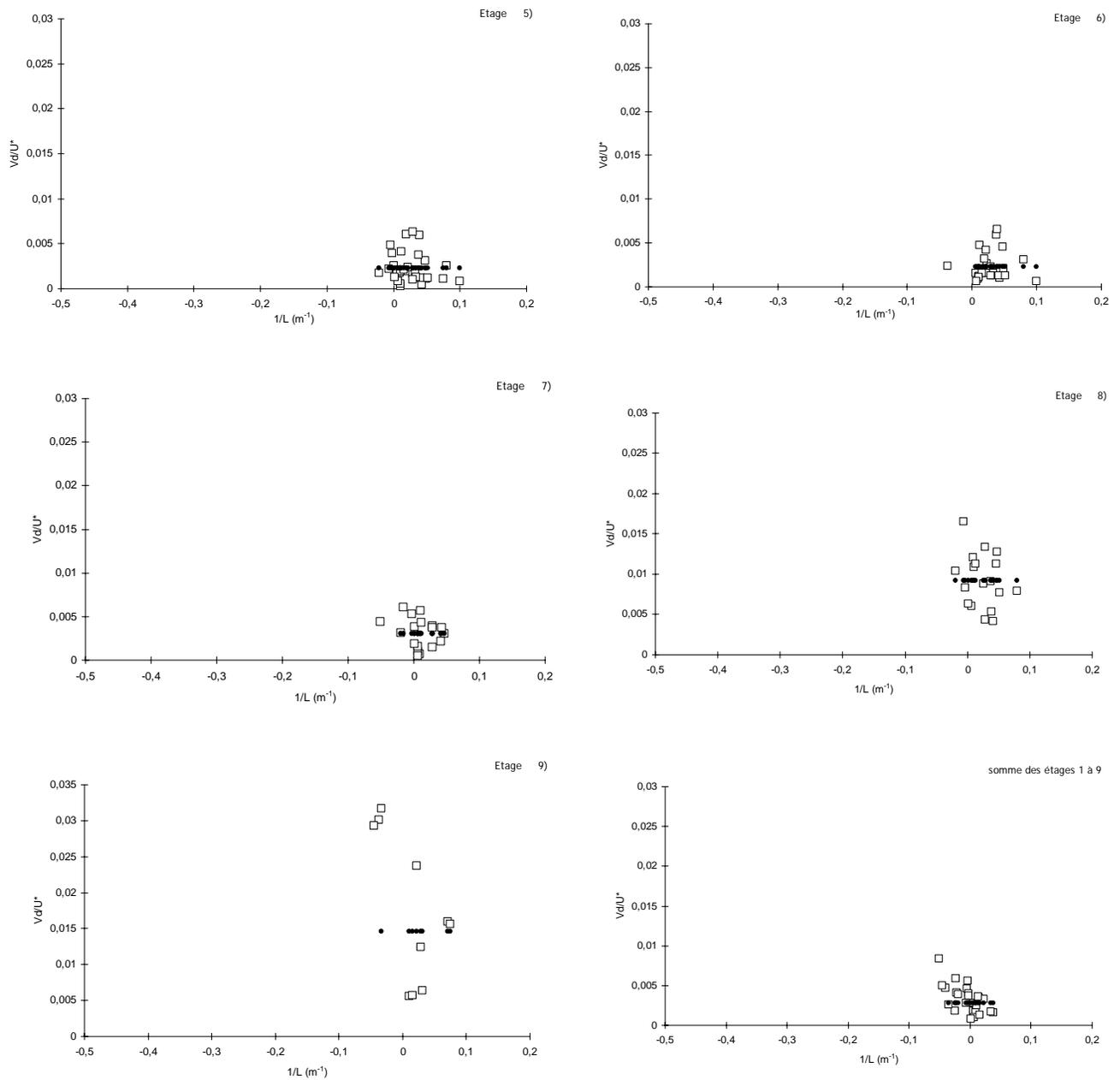


Figure annexe.37: Vd/U^* en fonction de $1/L$, au dessus du sol de nu, étages 5 à 9 et somme des étages 1 à 9

Remarque : une échelle différente a due être choisie pour l'étage 1 et l'étage 9.

Annexe G. Résultats des vitesses de dépôt adimensionnées sur les différents couverts et en fonction de la taille des particules

Les graphes suivants présentent les valeurs des $\frac{V_d}{U_*}$ au dessus de chaque couvert et pour des conditions atmosphériques stables et neutres (ronds) et pour des conditions instables correspondant à $1/L = -0,2 \text{ m}^{-1}$ (triangles). Ils permettent une meilleure vision de l'écart entre valeurs mesurées les conditions suivant les différentes conditions atmosphériques.

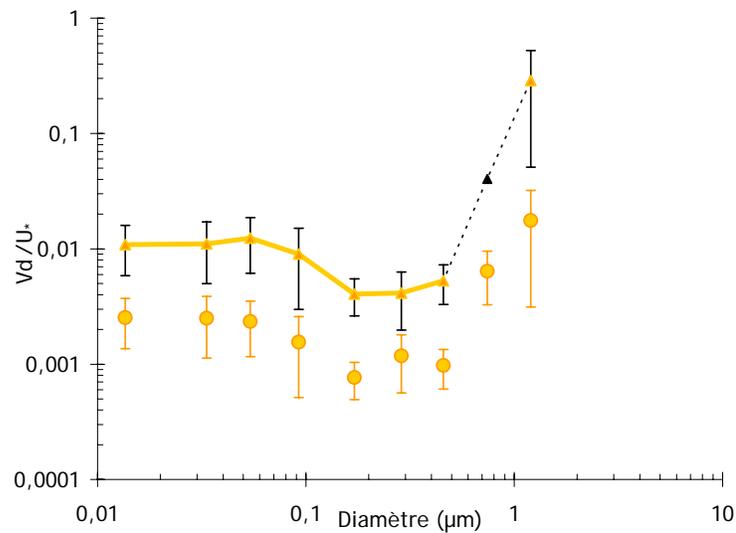


Figure annexe.38: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus d'un champ de maïs

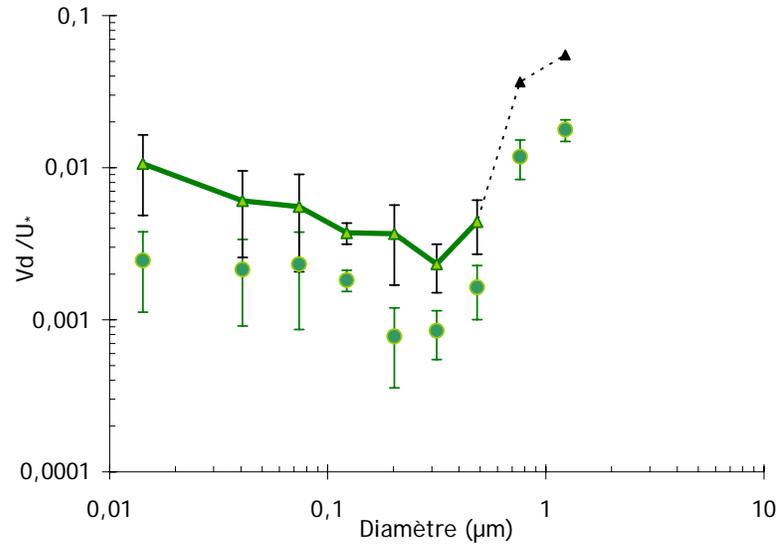


Figure annexe.39: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus d'un couvert d'herbe

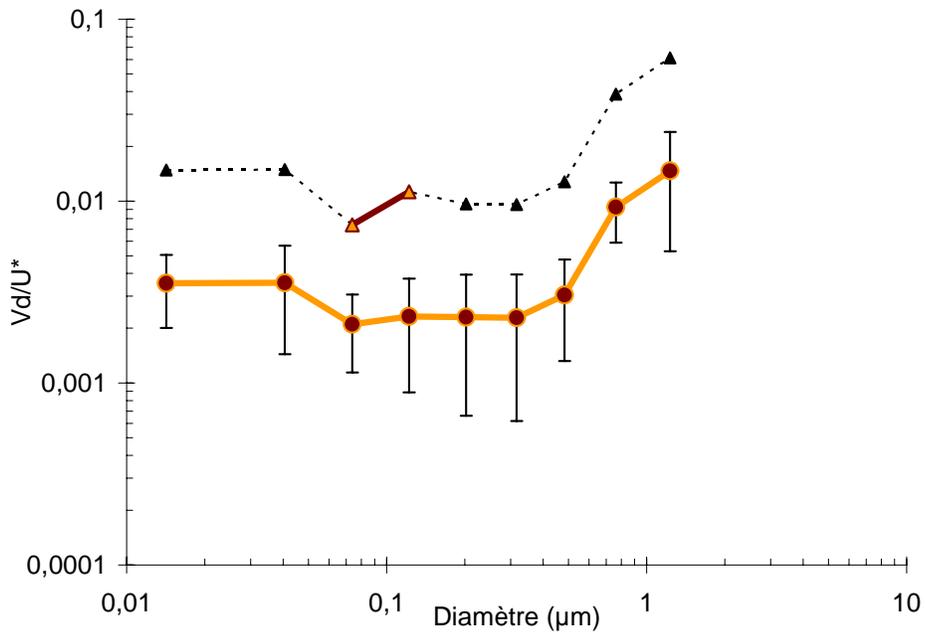


Figure annexe.40: Vitesse de dépôt normalisée à la vitesse de frottement du vent en fonction du diamètre des particules au dessus du sol nu