

COMMUNAUTE FRANCAISE DE BELGIQUE

FACULTE UNIVERSITAIRE DES SCIENCES
AGRONOMIQUES DE GEMBLoux

**ANALYSE DE LA QUALITE DES MESURES DE
FLUX DE CO₂ ECHANGES PAR LES
ECOSYSTEMES FORESTIERS**

Année académique
2000-2001

Promoteur : Marc AUBINET

Mémoire de fin d'études
présenté par
Bernard Heinesch
en vue de l'obtention du
Diplôme d'Etudes Approfondies en
Sciences agronomiques et Ingénierie
biologique.

Je remercie Monsieur M. Aubinet, promoteur de ce travail, pour en avoir assuré la direction avec beaucoup d'intérêt et pour la qualité de ses conseils.

Je remercie également B. Longdoz et M. Yernaux ainsi que l'ensemble des membres du service de Physique pour leur disponibilité et l'aide qu'ils ont pu m'apporter lors de la réalisation de ce travail.

Table des matières

CHAPITRE 1 : INTRODUCTION	1
CHAPITRE 2 : ETAT DE LA QUESTION	5
2.1. Equation de conservation d'un scalaire	5
2.2. Problème des flux nocturnes	9
2.3. Formulation pour l'évaluation de l'advection verticale	14
CHAPITRE 3 : PRESENTATION DU SITE ET DU SYSTEME DE MESURE	17
3.1. Choix et localisation du site	17
3.2. Caractéristiques du site	17
3.3. Description du dispositif de mesure	20
3.3.1 Mesures complémentaires	22
CHAPITRE 4 : DESCRIPTION DE LA PROCEDURE DE CALCUL DES FLUX	25
4.1. Généralités	25
4.2. Traitement des données brutes	28
4.3. Représentativité spatiale des flux mesurés	34
4.4. Tests de qualité sur les flux	35
4.4.1 Tests de similitude	35
4.4.2 Analyse spectrale	37
4.4.3 Bilan énergétique	39
4.5. Procédure de sommation	41
4.6. Procédure de calcul de l'advection verticale	42
CHAPITRE 5 : RESULTATS	47
5.1. Procédure de correction pour la vitesse verticale moyenne	47
5.2. Vitesse verticale moyenne réelle	52
5.3. Profil vertical de concentration de CO ₂	55
5.4. Flux d'advection vertical de CO ₂	56
CHAPITRE 6 : DISCUSSION	60
CHAPITRE 7 : CONCLUSIONS	63

ANNEXE 1 : CALCUL DES MOYENNES SEMI-HORAIRES, DES (CO-) VARIANCES ET DES FLUX NON-CORRIGES	66
Calcul des moyennes et des moments du second ordre	66
Rotation des axes	68
Conversions et corrections	69
ANNEXE 2 : PRESENTATION DE GEDYSOFT	71
Gedysoft exécutable	71
Choix du fichier de calibration	71
Options	72
Fichier résultat	74
BIBLIOGRAPHIE	76

CHAPITRE 1 : Introduction

Le dioxyde de carbone est un absorbant de radiations infra-rouge, i.e. un « gaz à effet de serre ». Sans la présence de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, la température moyenne à la surface de la Terre serait inférieure de 30 K par rapport à la valeur actuelle.

Aujourd'hui, nous savons que des changements majeurs de la composition chimique de notre atmosphère ont lieu. Le plus connu est l'augmentation séculaire de la concentration en dioxyde de carbone. Depuis la révolution industrielle, la concentration en CO_2 est passée de 280 ppm à près de 380 ppm.

Pour comprendre cette évolution, l'étude du cycle global du carbone, avec ses sources d'une part, comme la combustion de fuels organiques et la respiration des plantes et des micro-organismes et ses puits d'autre part, comme la photosynthèse des plantes et la chimie du carbone océanique est nécessaire (Berger, 1992).

Mais les composants du cycle global du carbone ne sont pas encore parfaitement quantifiés. Le budget complet du carbone implique que les émissions de carbone doivent être contrebalancées par le stockage dans l'atmosphère et par les puits comme la biosphère terrestre, les sols ou les océans. Or, seulement 40-60 % du CO_2 anthropogénique est stocké dans l'atmosphère. Nous ne savons pas de manière précise comment l'autre moitié du CO_2 émis est stockée dans les océans, dans le sol et dans la biomasse. La compréhension de ce puits manquant et sa quantification à l'échelle régionale et globale représente un formidable défi (Schimel, 1995).

En particulier, une connaissance approfondie des échanges de CO_2 entre la forêt et l'atmosphère permettrait de mieux comprendre le rôle des écosystèmes forestiers dans le cycle du carbone.

Dans cette optique, des campagnes de mesure des flux de CO_2 entre la forêt et l'atmosphère ont d'abord vu le jour au début des années 90 (Valentini et al, 1991 ; Baldocchi et Meyers, 1991 ; Hollinger et al., 1994). L'amélioration de la fiabilité des appareils de mesure et l'augmentation des capacités informatiques ont rapidement permis d'effectuer ces mesures en continu (Vermetten et al., 1994 ; Goulden et al., 1996 ; Greco et Baldocchi, 1996 ; Grace et al., 1996 ; Black et al., 1996). L'étape suivante fut la constitution de réseaux globaux de mesure à long terme.

En effet, deux réseaux de mesure des flux de CO_2 et de vapeur d'eau à long terme au-dessus d'écosystèmes végétaux ont vu le jour : EUROFLUX en Europe en 1996 (réseau financé par la Communauté Européenne dans le cadre du projet 'Long term carbon dioxide and water vapor fluxes of European forest and interactions with the climate system', ENV4-CT95-0078) et le réseau AMERIFLUX en Amérique en 1997, donnant ainsi naissance à FLUXNET, l'ébauche d'un réseau mondial.

Les utilisations principales des séries de données provenant des mesures à long terme de flux de CO_2 sont (Baldocchi et al., 1996) :

- la quantification des variations de flux saisonnières dues à des changements annuels dans le climat et la phénologie ;
- la compréhension des processus biologiques et climatiques qui contrôlent les échanges de CO_2 à l'échelle de l'écosystème ;
- le test des modèles de bilan du carbone, outils-clef pour permettre d'interpoler et d'extrapoler les mesures dans le temps et l'espace ;
- l'amélioration de la capacité de ces modèles à simuler les dynamiques saisonnières;
- le développement et le test des algorithmes de télédétection ;
- la quantification des différences spatiales et temporelles dans les flux de CO_2 qui peuvent être rencontrées au sein et entre des écosystèmes ;
- le diagnostic des performances des GCM (« global circulation model »).

Plusieurs approches différentes peuvent être suivies pour estimer les flux de surface. Des profils de vitesses de vent, de température et de concentrations peuvent être utilisés pour estimer les flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de masse à l'aide de la théorie flux-gradient (Arya, 1988). Cette technique nécessitant la prise de mesure à des altitudes égales à plusieurs fois la hauteur de la canopée est praticable au-dessus de cultures de faible hauteur mais inutilisable au-dessus de forêts.

D'un autre côté, les mesures directes des flux (« eddy-accumulation » et « eddy-covariance ») sont intéressantes parce qu'elles requièrent peu d'hypothèses théoriques et qu'elles peuvent être utilisées à la fois au-dessus et dans la canopée.

Une approche relativement nouvelle est le « conditional sampling » (ou « eddy-accumulation »). Cette technique est spécialement utile pour mesurer les flux de composés chimiques dans l'atmosphère pour lesquels aucun senseur avec une réponse à haute fréquence n'est disponible. Cependant, cette technique est très exigeante techniquement et nécessite des améliorations pour pouvoir être utilisée sur de longues périodes.

La covariance de turbulence, elle, est devenue un standard pour les micro-météorologues. Proposée et testée par Swinbank (1951), elle requiert des senseurs à haute fréquence à la fois pour les composantes de la vitesse de vent et les concentrations de scalaires (température, concentration de l'air en CO_2 , H_2O , etc ...). L'anémomètre sonique (Coppin et Taylor, 1973) est devenu l'instrument de choix pour les physiciens des couches limites qui étudient la turbulence, surtout pour des mesures à long terme et au-dessus de surfaces rugueuses comme des forêts. Dès le début des années 80, de tels anémomètres étaient disponibles dans le commerce. Avec les progrès des micros-ordinateurs et des outils de stockage de données, les flux turbulents peuvent maintenant être calculés « en-ligne » ; les données brutes pouvant toujours être stockées pour analyse ultérieure.

La technique de la covariance de turbulence fut donc choisie par EUROFLUX pour la mesure des flux de CO_2 , de chaleur sensible et de chaleur latente au-dessus des forêts européennes.

Dans le but de permettre une comparaison des résultats entre sites, un effort de standardisation de la technique de mesure et de la méthodologie utilisée pour le traitement des données fut menée par le groupe (Aubinet et al., 2000). Une première série de résultats a été présentée récemment (Valentini et al., 2000).

Ce réseau européen fut renouvelé en 2000 et pour une durée de trois ans sous l'appellation CARBO-EUROFLUX.

La tour de Vielsalm fut créée en 1996 et fonctionne en continu depuis cette date. Le site constitue un des deux maillons belge du réseau CARBO-EUROFLUX.

Un des problèmes de l'utilisation des mesures de covariance de turbulence pour l'étude du bilan carboné des forêts est l'incertitude sur les mesures des flux nocturnes. En effet, comme la séquestration de carbone résulte de la différence entre deux flux importants, la respiration pendant la nuit et la photosynthèse pendant le jour, une petite sous-estimation sélective sur le flux nocturne peut provoquer une grande surestimation de la séquestration annuelle. On parlera d'erreur sélective systématique (Moncrieff et al., 1996). L'amélioration de la

qualité des mesures de flux par covariance de turbulence passe par la compréhension des mécanismes régissant les flux nocturnes.

Ce travail présente les procédures mises au point pour aboutir au calcul de la séquestration annuelle de CO_2 ainsi que l'analyse de la qualité des mesures effectuées par notre équipe. Notre contribution personnelle porte sur l'extension de ces procédures aux deux dernières années de mesure ainsi que sur l'entame d'une étude du phénomène d'advection verticale sur le site qui, couplée à l'étude de l'advection horizontale pourrait améliorer de manière sensible la qualité du calcul de la séquestration de carbone par l'écosystème.

Nous nous attacherons d'abord à décrire les équations de base qui gouvernent la technique de la covariance de turbulence, en nous attardant sur le problème des flux nocturnes (chapitre 2).

Une description du site de mesure de Vielsalm ainsi que des détails techniques sur le système de mesure seront donnés au chapitre 3.

Une description détaillée de la procédure suivie pour aboutir à la séquestration annuelle de carbone par l'écosystème ainsi que de la procédure utilisée pour l'étude de l'advection verticale constituera le chapitre 4.

Le chapitre 5 présentera les premiers résultats de notre recherche sur l'importance de l'advection verticale sur le site de Vielsalm.

Ces résultats seront discutés au chapitre 6.

Les conclusions sur le début de cette recherche et les perspectives d'avenir constitueront le chapitre 7.

CHAPITRE 2 : Etat de la question

2.1. Equation de conservation d'un scalaire

La méthode des covariances de turbulence utilisée sur notre site de mesure a pour but de mesurer les densités de flux de CO_2 , de chaleur sensible et de vapeur d'eau échangées entre l'écosystème et l'atmosphère. Ces échanges sont régis par les équations de conservation des concentrations en CO_2 (X_{c_a} en $\mu\text{mol mol}^{-1}$ ou ppm), énergie (T_a en K) et concentration en vapeur d'eau (X_{v_a} en mmol mol^{-1}) dans l'air considéré comme fluide incompressible.

Dans un espace bi-dimensionnel (où x est aligné avec la direction locale moyenne du vent, considérée comme indépendante de z dans le domaine de mesure et z est perpendiculaire à la surface du terrain), ces équations s'écrivent de manière générale (Stull, 1988):

$$S_i(x, z, t) + D_i \cdot \Delta \mathfrak{R}_i = \frac{\partial \mathfrak{R}_i}{\partial t} + \frac{\partial(u \mathfrak{R}_i)}{\partial x} + \frac{\partial(w \mathfrak{R}_i)}{\partial z} \quad (2.1.1.)$$

- \mathfrak{R}_i représente la concentration de scalaire i par unité de volume soit $\frac{X_{c_a}}{V_m}$ ($\mu\text{mol m}^{-3}$), $\rho_a \cdot c_a \cdot T_a$ (J m^{-3}) ou $\frac{X_{v_a}}{V_m}$ (mmol m^{-3}) où V_m est le volume molaire ($\text{m}^3 \text{mol}^{-1}$), ρ_a la masse volumique de l'air (kg m^{-3}) et c_a la chaleur spécifique de l'air,
- u et w sont les composantes des vitesses de vent parallèles à x et z (m s^{-1}),
- D_i est le coefficient de diffusion moléculaire du scalaire i ($i = c$ pour le CO_2 , $i = h$ pour T_a et $i = v$ pour la vapeur d'eau) dans l'air ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$),
- $\frac{\partial}{\partial t}$ (s^{-1}), $\frac{\partial}{\partial x}$, $\frac{\partial}{\partial y}$, $\frac{\partial}{\partial z}$ (m^{-1}) les dérivées spatiales et temporelles et Δ l'opérateur laplacien (m^{-2}),
- S_i représente le taux de production/destruction de \mathfrak{R}_i ($\mu\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$, $\text{J m}^{-3} \text{s}^{-1}$ et $\text{mmol m}^{-3} \text{s}^{-1}$).

Les traceurs i étant soumis à des fluctuations temporelles importantes, la résolution des équations instantanées et l'interprétation de leur solution est très difficile. On substitue dès lors à ces variables instantanées leur moyenne temporelle en appliquant la décomposition de Reynolds ($\mathfrak{R}_i = \overline{\mathfrak{R}_i} + \mathfrak{R}_i'$, $u = \overline{u} + u'$, $w = \overline{w} + w'$ où la barre horizontale et l'exposant prime correspondent

respectivement à la moyenne temporelle $\bar{w} = \frac{1}{T} \int_t^{t+T} w(t).dt$ et à l'écart par rapport à cette moyenne $w'(t) = w(t) - \bar{w}$.

En négligeant la diffusion moléculaire, en utilisant l'équation de continuité, en appliquant la décomposition de Reynolds à l'équation 2.1.1. et en moyennant temporellement tous les termes ainsi obtenus, il est possible d'écrire :

$$S_i = \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial t} + \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial x} + \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial z} + \bar{\mathcal{R}}_i \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right) + \frac{\partial \overline{u' \mathcal{R}_i'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{w' \mathcal{R}_i'}}{\partial z} \quad (2.1.2.)$$

Le gradient de la covariance turbulente horizontale, beaucoup plus petit que le gradient des termes d'advection moyenne, peut être négligé :

$$\frac{\partial \overline{u' \mathcal{R}_i'}}{\partial x} \ll \frac{\partial (\bar{u} \bar{\mathcal{R}}_i)}{\partial x}$$

D'autre part, l'équation de continuité pour l'air, considéré comme incompressible,

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (2.1.3.)$$

permet d'annuler le quatrième terme du membre de droite de l'équation 2.1.2..

Moyennant ces hypothèses, l'équation de conservation du scalaire devient

$$S_i = \frac{\partial \overline{w' \mathcal{R}_i'}}{\partial z} + \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial t} + \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial x} + \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial z} \quad (2.1.4.)$$

Si l'équation 2.1.4. est intégrée verticalement du sol ($z = 0$) au sommet du couvert ($z = h_{eco}$), cela donne :

$$\int_0^{h_{eco}} S_i \cdot dz + \left(\overline{w' \mathcal{R}_i'} \right)_{z=0} = \left(\overline{w' \mathcal{R}_i'} \right)_{h_{eco}} + \int_0^{h_{eco}} \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial t} \cdot dz + \int_0^{h_{eco}} \left(\bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial x} \right) \cdot dz + \int_0^{h_{eco}} \left(\bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{\mathcal{R}}_i}{\partial z} \right) \cdot dz \quad (2.1.5.)$$

Les deux premiers termes du membre de gauche de l'équation 2.1.5. représentent respectivement le flux produit par toutes les sources et puits au sein du couvert et le flux produit par le sol. Notre but étant de quantifier l'ensemble des échanges entre l'écosystème et l'atmosphère, ces deux termes sont regroupés sous l'appellation NEE c-à-d « Net Ecosystem Exchange » dans le cas $i = c$.

$$NEE = \underbrace{\left(\overline{w' \cdot \mathfrak{R}_i'}\right)_{h_{eco}}}_{\text{I}} + \underbrace{\int_0^{h_{eco}} \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} \cdot dz}_{\text{II}} + \underbrace{\int_0^{h_{eco}} \left(\overline{u} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial x}\right) \cdot dz}_{\text{III}} + \underbrace{\int_0^{h_{eco}} \left(\overline{w} \cdot \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial z}\right) \cdot dz}_{\text{IV}} \quad (2.1.6.)$$

Nous utiliserons la convention de signe habituelle en micrométéorologie que les flux vers le haut et l'accumulation de scalaire dans la canopée sont positifs tandis que les flux vers le bas et la diminution de scalaire dans la canopée sont négatifs.

Tout ceci implique que pour estimer la production/destruction due aux sources/puits de scalaires situés dans le couvert, il faut mesurer la covariance de la turbulence dans la direction verticale (terme I) mais aussi les gradients horizontaux et verticaux des valeurs moyennes (termes III et IV).

Dans beaucoup d'études, ces exigences techniques sont réduites en postulant l'homogénéité horizontale dans sa version la plus forte, c'est-à-dire homogénéité horizontale de la concentration de scalaire (pas d'advection horizontale) et homogénéité horizontale du champ des vitesses (pas d'advection verticale) (Goulden et al., 1996 ; Valentini et al., 1996 ; Grace et al., 1996 ; Greco et Baldocchi, 1996 ; Black et al., 1996).

L'équation se réduit alors à

$$NEE = \left(\overline{w' \cdot \mathfrak{R}_i'}\right)_{h_{eco}} + \int_0^{h_{eco}} \frac{\partial \overline{\mathfrak{R}_i}}{\partial t} \cdot dz \quad (2.1.7.)$$

Nous allons commenter chacun des termes composant le NEE. Nous discutons donc des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'écosystème (i = c) mais une grande partie de cette discussion est aussi valable pour les échanges de chaleur sensible (i = h) et latente (i = v).

Le terme I représente la densité de flux vertical turbulent au sommet du couvert. C'est ce terme que le système de covariance de turbulence composé d'une tour (pour h_{eco}), d'un anémomètre sonique (pour w') et d'un analyseur de gaz à infra-rouge (pour \mathfrak{R}_i') permet de mesurer.

Le terme II représente la densité de flux de stockage dans l'air du couvert. Il est beaucoup plus faible que le terme I durant la journée et durant les nuits venteuses (Aubinet *et al.*, 2000). Pendant les nuits calmes, ce terme devient non négligeable. Cependant le matin, quand le vent se lève, l'air du couvert se mélange au reste de l'atmosphère provoquant un réajustement de la valeur de \mathfrak{R}_i dans

l'air du couvert à sa valeur atmosphérique (Grace et al. 1996 ; Goulden et al. 1996). La moyenne journalière du stockage est donc nulle.

Le terme III représente la densité de flux échangé par advection horizontale. Il peut être négligé s'il y a homogénéité horizontale du scalaire \mathfrak{R}_i , c'est-à-dire si le gradient horizontal du scalaire est négligeable. Ceci nécessite l'homogénéité horizontale des éléments sources du scalaire.

Ce n'est toutefois pas une condition suffisante. Même avec l'homogénéité horizontale des sources, un gradient horizontal de scalaire non-nul pourrait exister (Finnigan, 1999). Toutefois, ces gradients sont généralement beaucoup plus faibles que les gradients verticaux liés à l'inhomogénéité verticale des sources. Par exemple, il est fréquent que les gradients verticaux de température de l'air soient de l'ordre de plusieurs K par intervalles de 10 m dans les couverts hauts tandis que les gradients horizontaux pour des couverts homogènes sont inférieurs à quelques K par kilomètre. Même avec des vitesses horizontales moyennes de vent de un à deux ordres de grandeur plus importantes que les vitesses verticales moyennes, ceci implique que, la plupart du temps, le terme d'advection horizontale moyenne (terme III) serait négligeable par rapport au terme d'advection verticale (terme IV).

Cependant, dans certains cas, et même avec homogénéité horizontale des sources, des gradients horizontaux de scalaires peuvent s'établir, qui nécessiteraient de prendre en compte les termes associés. La situation typique est celle d'un drainage nocturne, sous atmosphère très stable et avec un faible niveau de turbulence. Dans ces conditions, l'advection horizontale, qui emporte le CO_2 produit par la respiration de l'écosystème, devrait être mesurée, même si cette mesure est très difficile.

Le terme IV représente la densité de flux échangé par advection verticale. Près d'une surface, une vitesse verticale moyenne non nulle ne peut apparaître que s'il existe un gradient horizontal de vitesse horizontale moyenne. Celui-ci peut être dû à une circulation à l'échelle topographique ou régionale. Des mesures ont prouvé que \bar{w} est nul dans les cultures basses. Cependant Lee (1998) et Paw U *et al.* (2000) ont montré que pour une végétation plus haute (comme une forêt), il est fréquent de rencontrer des \bar{w} non-nuls. Associé à un important gradient vertical de concentration de scalaire, cela peut donner lieu à un flux d'advection verticale non négligeable. Une fois de plus, les situations critiques de ce point de vue sont une atmosphère très stable et un faible niveau de turbulence, typiquement durant les nuits calmes. La vitesse verticale moyenne est très

difficile à mesurer car elle est de l'ordre de grandeur de la sensibilité de l'anémomètre sonique (quelques cm s^{-1}).

Finalement il apparaît que durant la journée et les nuits venteuses, le flux net échangé entre l'atmosphère et un écosystème homogène et horizontal peut être estimé par la mesure du flux turbulent vertical au sommet du couvert. Cette mesure appelée aussi mesure des covariances de turbulences est réalisée sur chaque site du réseau européen EUROFLUX.

A la section suivante (2.2), consacrée aux flux de nuit, les indices permettant de penser que les phénomènes d'advection horizontale et verticale jouent un rôle important sur le site de Vielsalm sont présentés.

2.2. Problème des flux nocturnes

Il est reconnu que lors des nuits stables, les échanges de CO_2 sont sous-estimés par les mesures de covariance de turbulence.

Un des indices permettant ce diagnostic est l'apparente corrélation entre la vitesse de friction u_* (représentative de l'importance de la turbulence) et le flux de nuit normalisé.

En effet, ce flux de nuit, résultant de la respiration de l'écosystème, est principalement contrôlé par la température et le contenu en eau du sol. Si la corrélation entre u_* et la température est gommée (grâce à la normalisation), le flux de CO_2 devrait donc être indépendant de l'état de la turbulence. La figure 2.2.1. montre que c'est le cas en conditions turbulentes ($u_* > 0.5 \text{ ms}^{-1}$) mais pas durant les périodes de faible turbulence où le flux décroît avec u_* . La prise en compte du stockage ne permet d'expliquer que partiellement cette dépendance.

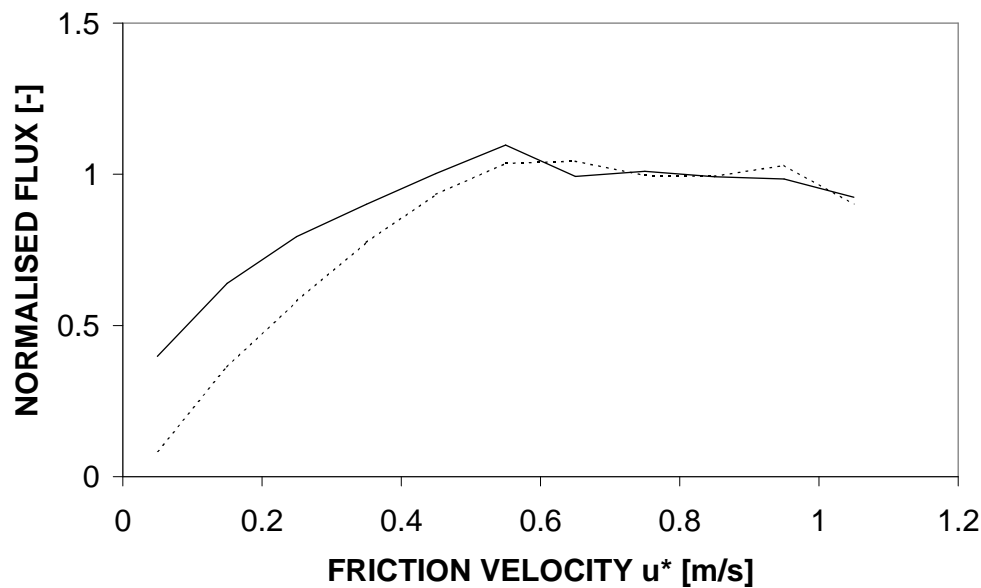


Figure 2.2.1. : Evolution du flux normalisé en fonction de la vitesse de friction. La normalisation est réalisée en utilisant une paramétrage du flux en fonction de la température (équation 2.2.1.) et en divisant par la valeur obtenue en conditions turbulente. Courbe trait pointillés : densité de flux de CO_2 normalisée obtenue par covariance de turbulence; courbe trait continu : idem plus le stockage de CO_2 . (Aubinet, communication personnelle)

Une explication possible serait que l'état de turbulence affecterait quand même la respiration du sol par un effet de pompage aux grandes valeurs de u^* . Cependant, une étude de l'évolution du taux de fermeture de la balance énergétique en fonction de u^* a aussi été menée sur six sites de mesure EUROFLUX (Aubinet et al., 2000). Il est constaté que ce taux de fermeture est plus important en conditions turbulentes qu'en conditions moins turbulentes.

Ceci confirme que cette sous-estimation du flux de CO_2 les nuits calmes provient donc d'un manque de turbulence et non d'une variation de la force de la source.

Ce problème est un exemple d'erreur sélective systématique qui peut conduire à une mauvaise estimation de la séquestration à long terme (Moncrieff et al., 1996).

Par quels mécanismes une partie du CO_2 émis par le sol et la végétation quitte-t-il la forêt lors de ces nuits calmes ?

- flux de masse : ce CO_2 produit par la respiration pourrait être lentement transporté par une composante verticale de vent non-nulle (advection verticale discutée à la section 2.1 ;

- flux catabatiques : si le terrain est en pente, un flux de drainage qui suit la pente pourrait emporter le CO_2 (advection horizontale discutée à la section 2.1).
- si les échanges sont effectivement turbulents, le problème pourrait venir de fluctuations à hautes fréquences qui ne sont pas détectées.
- d'autre part, le mécanisme de transport pourrait être une diffusion lente.

La sous-estimation relative des flux nocturnes de CO_2 sur différents sites EUROFLUX est donnée à la figure 2.2.2. Cette sous-estimation du flux est très importante sur notre site de Vielsalm (33% après prise en compte du stockage). Cette sous-estimation dépend de la fréquence d'occurrence de nuits calmes et surtout de la topographie locale.

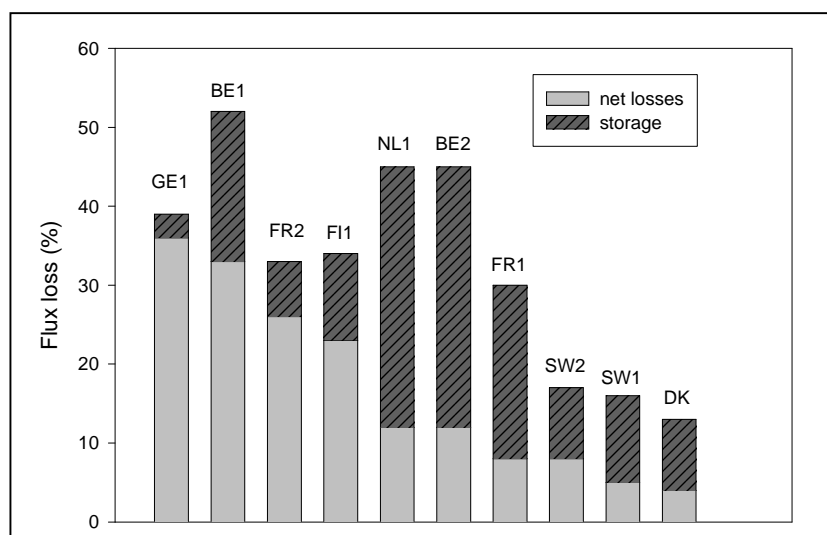


Figure 2.2.2. : Sous-estimation relative des flux de nuit pour 10 sites EUROFLUX et impact du stockage. Le site de Vielsalm est le site BE1. (extrait de Aubinet et al.,2000).

En attendant de pouvoir mesurer ces pertes de flux, une façon de corriger la sous-estimation des flux lors des nuits calmes est de remplacer les flux mesurés par les flux simulés estimés sur base d'une fonction de la température établie durant les nuits turbulentes.

Deux problèmes se posent alors :

- la sensibilité sur la valeur de la séquestration de la valeur seuil de u^* qui est utilisée pour trier les nuits calmes et les nuits turbulentes;

- le risque possible de "double comptage" si il y a un rejet matinal du CO₂ stocké pendant la nuit.

Pour la paramétrisation, la réponse à la température que nous utilisons est la suivante (Lloyd et Taylor, 1994) :

$$F_{cn} = R_{10} \exp \left\{ 308.56 \left(\frac{1}{56.02} - \frac{1}{T - 227.13} \right) \right\} \quad (2.2.1.)$$

où R_{10} est la respiration à 10°C et T est la température de référence.

Pour obtenir une valeur de R_{10} fiable, il est nécessaire de broser la plus large gamme de température possible donc toute la période de mesure est prise. Cette paramétrisation ne tient pas compte du contenu en eau du sol, aucune réponse claire des flux de nuit en fonction de ce paramètre n'ayant été observé à Vielsalm, sans doute parce que le sol est souvent proche de sa capacité au champ. La température de référence choisie est celle du sol à 10 cm de profondeur, une étude ayant montré qu'elle permettait de déduire la respiration avec moins d'incertitude que la température de l'air ou des troncs (Aubinet, communication personnelle).

La valeur de u_{crit}^* adéquate serait celle au-dessus de laquelle la dépendance du flux normalisé en fonction de la turbulence disparaît. Une étude plus détaillée (Aubinet *et al.*, 2001) a permis de fixer u_{crit}^* à 0.5 ms⁻¹. Dans ces conditions, 67% des flux de nuit sont affectés par cette correction. L'éviction des mesures nocturnes suspectes sur base du critère de u_{crit}^* améliore très fort la relation du flux avec la température (figure 2.2.3.).

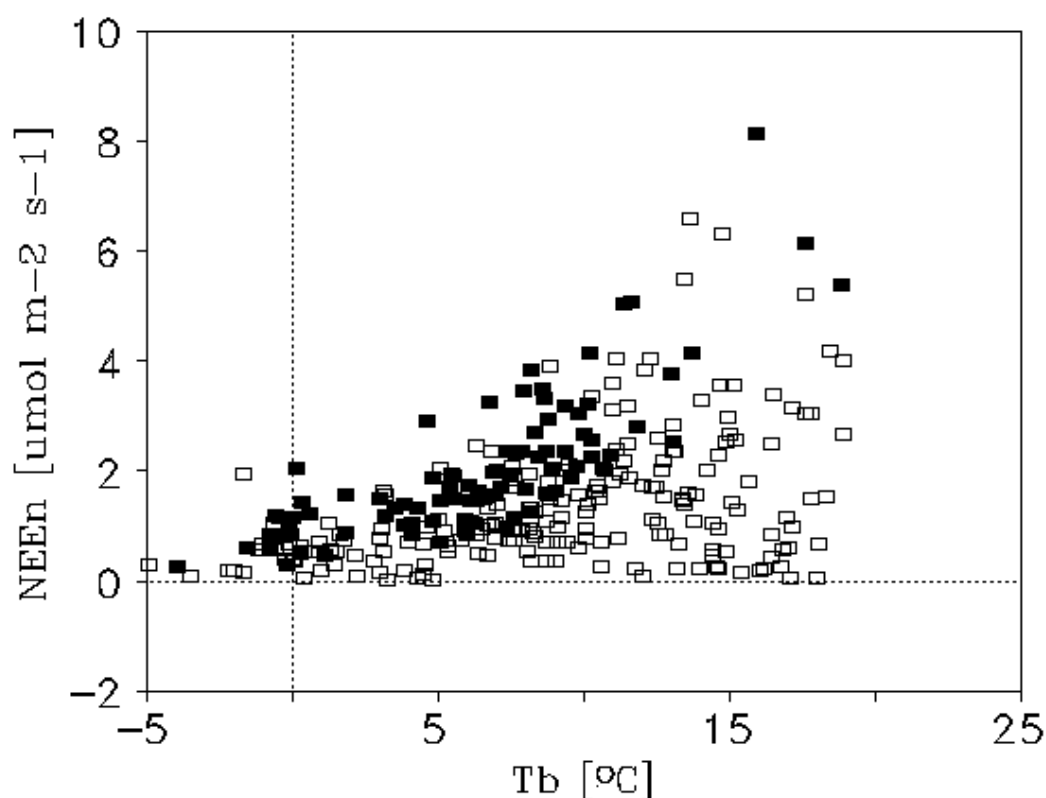


Figure 2.2.3. : Densité de flux de CO_2 de nuit (NEEn) en fonction de la température de tronc (T_b). Carrés vides : toutes les données ; carrés pleins : données sélectionnées en fonction de la vitesse de friction $u^*_{\text{crit}} > 0.4 \text{ ms}^{-1}$.

Pour éviter le problème du double-comptage du flux de stockage, il est nécessaire d'inclure le flux de stockage durant le jour et les périodes turbulentes. Une étude a montré que l'importance de ce terme sur l'évaluation de la séquestration pouvait être du même ordre de grandeur qu'une non-correction des flux pour les nuits calmes (Aubinet, communication personnelle).

2.3. Formulation pour l'évaluation de l'advection verticale

En partant de l'équation de conservation d'un scalaire 2.1.5., Lee (Lee, 1998) propose une reformulation plus adéquate pour l'étude des termes correctifs dû à la présence d'advection verticale.

Si on postule qu'il n'y a pas d'advection horizontale, 2.1.6. peut s'écrire

$$NEE = \left(\overline{w' \cdot \mathcal{R}_i'} \right)_{h_{eco}} + \int_0^{h_{eco}} \frac{\partial \overline{\mathcal{R}_i}}{\partial t} \cdot dz + \int_0^{h_{eco}} \left(\overline{w} \cdot \frac{\partial \overline{\mathcal{R}_i}}{\partial z} \right) \cdot dz \quad (2.3.1.)$$

Le troisième terme du membre de droite de l'équation 2.3.1. (advection verticale) peut être intégré par partie :

$$\begin{aligned} \int_0^{h_{eco}} \left(\overline{w} \cdot \frac{\partial \overline{\mathcal{R}_i}}{\partial z} \right) \cdot dz &= \left[\overline{w} \cdot \overline{\mathcal{R}_i} \right]_0^{h_{eco}} - \int_0^{h_{eco}} \left(\frac{\partial \overline{w}}{\partial z} \cdot \overline{\mathcal{R}_i} \right) dz = \left[\overline{w} \cdot \overline{\mathcal{R}_i} \right]_0^{h_{eco}} - \frac{\overline{w}_{h_{eco}}}{h_{eco}} \int_0^{h_{eco}} \overline{\mathcal{R}_i} \cdot dz \\ &= \overline{w}_{h_{eco}} \cdot (\overline{\mathcal{R}_i}(h_{eco}) - \langle \overline{\mathcal{R}_i} \rangle) \end{aligned} \quad 2.3.2.$$

où $\langle \overline{\mathcal{R}_i} \rangle = \frac{1}{h_{eco}} \int_0^{h_{eco}} \overline{\mathcal{R}_i} \cdot dz$ est la valeur moyenne du scalaire entre le sol et la hauteur

h_{eco} et où on a utilisé l'hypothèse $\frac{\partial \overline{w}}{\partial z} \equiv \frac{\overline{w}_{h_{eco}}}{h_{eco}}$. Cette dernière égalité n'est pas triviale. Comme $\overline{w}(z)$ doit s'annuler au niveau du sol et vaut $\overline{w}_{h_{eco}}$ à la hauteur h_{eco} , cette hypothèse est correcte en ordre de grandeur. De plus, elle est validée sur base de modèles d'écoulements (Finnigan, 1999).

L'équation de conservation peut alors s'écrire

$$NEE = \left(\overline{w' \cdot \mathcal{R}_i'} \right)_{h_{eco}} + \int_0^{h_{eco}} \frac{\partial \overline{\mathcal{R}_i}}{\partial t} \cdot dz + \overline{w}_{h_{eco}} \cdot (\overline{\mathcal{R}_i}(h_{eco}) - \langle \overline{\mathcal{R}_i} \rangle) \quad (2.3.3.)$$

Le troisième terme du membre de droite de 2.3.3. représente l'advection verticale. Il est illustré en considérant le volume d'air de la figure 2.3.1. Supposons que la concentration de scalaire décroît pour une hauteur croissante, situation typique pour le CO_2 dans les forêts la nuit. Conformément à l'équation de continuité, un $\overline{w}_{h_{eco}}$ négatif doit être contrebalancé par une divergence horizontale de l'écoulement. L'air pénétrant dans ce volume par le dessus transporte moins de CO_2 que l'air quittant le volume par les côtés par divergence, provoquant une diminution nette de CO_2 en dessous du niveau h_{eco} .

Par contre, un $\overline{w}_{h_{eco}}$ positif provoquerait une accumulation nette dans ce volume d'air.

Bien entendu, ce flux de masse devient significatif en présence d'un gradient vertical de concentration de scalaire important associé à une vitesse verticale moyenne non-négligeable (plus probable pour des couverts hauts).

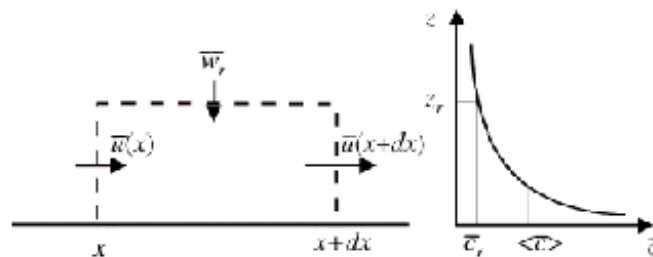


Figure 2.3.1. : Diagramme schématisant l'effet d'une vitesse verticale moyenne non-nulle sur les échanges de surface. L'air pénétrant dans ce volume par le dessus provoque une divergence de l'écoulement horizontal. Il en résulte une diminution nette de masse du scalaire dans le volume d'air si la concentration moyenne de scalaire diminue avec une hauteur croissante. (Extrait de Lee, 1998).

La difficulté technique de la mesure de l'advection verticale est la faible valeur de $\overline{w}_{h_{eco}}$ (de l'ordre du cm/s au-dessus d'un couvert forestier), proche de la sensibilité de l'appareillage utilisé pour la mesurer.

Cette formulation proposée par Lee a été mise en cause par Finnigan (1999). Les deux principales critiques émises sont :

- l'équation de conservation de la masse devrait être intégrée sur un volume se trouvant dans la zone d'influence de la tour ("footprint") et non sur la seule dimension verticale;
- l'advection horizontale ne peut être négligée par rapport à l'advection verticale, excepté pour certaines configurations de l'écoulement très particulières qu'il est peu probable de rencontrer sur des sites de mesure de flux.

Finnigan appuie sa discussion sur les résultats d'une analyse linéaire des écoulements pour des stratifications neutres au-dessus de collines (Raupach et al., 1992).

La réponse de Lee (1999) est :

- c'est une hypothèse communément acceptée que les observations basées sur des mesures effectuées sur des tours sont représentatives des moyennes horizontales sur la zone d'influence du capteur en amont du vent ("footprint"). La différence de zone d'influence entre les mesures de vitesse verticale moyenne, de profils de concentrations de scalaires et de flux par covariance de turbulence introduit une incertitude qui est inhérente à la technique de mesure (argument pragmatique).
- les critères de sélection des sites de mesures (distance à la clairière importante, homogénéité du couvert, faible déclivité) font que l'advection horizontale joue un rôle négligeable par rapport à l'advection verticale; les évidences expérimentales que les phénomènes d'advection jouent un rôle important seulement pour des vitesses de vent faibles constituent un argument supplémentaire pour négliger l'advection horizontale.

Il souligne de plus que le modèle de Raupach n'est pas applicable sur les sites de mesures de covariance de turbulence conventionnels (postule des déclivités fortes et une échelle spatiale très grande).

CHAPITRE 3 : Présentation du site et du système de mesure

3.1. Choix et localisation du site

Le choix du site de Vielsalm résulte d'un compromis entre le respect des hypothèses nécessaires au bon fonctionnement du système de mesure et la nécessité de bénéficier des infrastructures en place. Pour que le système de mesure des covariances de turbulence, pièce maîtresse de notre dispositif expérimental, quantifie correctement les densités de flux de CO_2 , de chaleur sensible et de chaleur latente échangées entre un écosystème et l'atmosphère, il devait idéalement être placé au centre et au sommet d'un couvert de taille homogène occupant plusieurs hectares d'un terrain horizontal. Par ailleurs, la station de mesure devait pouvoir être reliée aux réseaux électrique et téléphonique sans trop de frais. Il était en effet important de pouvoir l'alimenter continuellement en courant et de pouvoir l'interroger à distance et à tout instant via un modem téléphonique.

Pour répondre au mieux à ces critères, la station de mesure fût installée dans le 'Grand Bois', forêt domaniale située sur la commune de Petit Thiers (Vielsalm) dans les Ardennes belges ($50^\circ 18' \text{ N}$, $6^\circ 00' \text{ E}$, Fig. 3.2.A.). Une tour fût élevée afin de placer le système de mesure des covariances de turbulence au-dessus du couvert. Le site de mesure est défini comme étant la zone située dans un rayon d'environ un kilomètre autour de la tour.

3.2. Caractéristiques du site

Les Ardennes bénéficient d'un climat tempéré océanique. La température moyenne de l'air enregistrée sur le site est de 7°C avec des maximums pouvant dépasser 30°C . L'hiver, le gel est relativement fréquent et des minimums inférieurs à -10°C peuvent être atteints. Les précipitations régulières ($\approx 1000 \text{ mm an}^{-1}$) empêchent l'établissement de stress hydrique durant une période supérieure au mois. Une couverture de neige de quelques centimètres recouvre pendant plusieurs semaines le sol de la forêt. Celui-ci se situe à une altitude de 450 mètres et est en légère pente (3°) dans la direction nord-ouest.

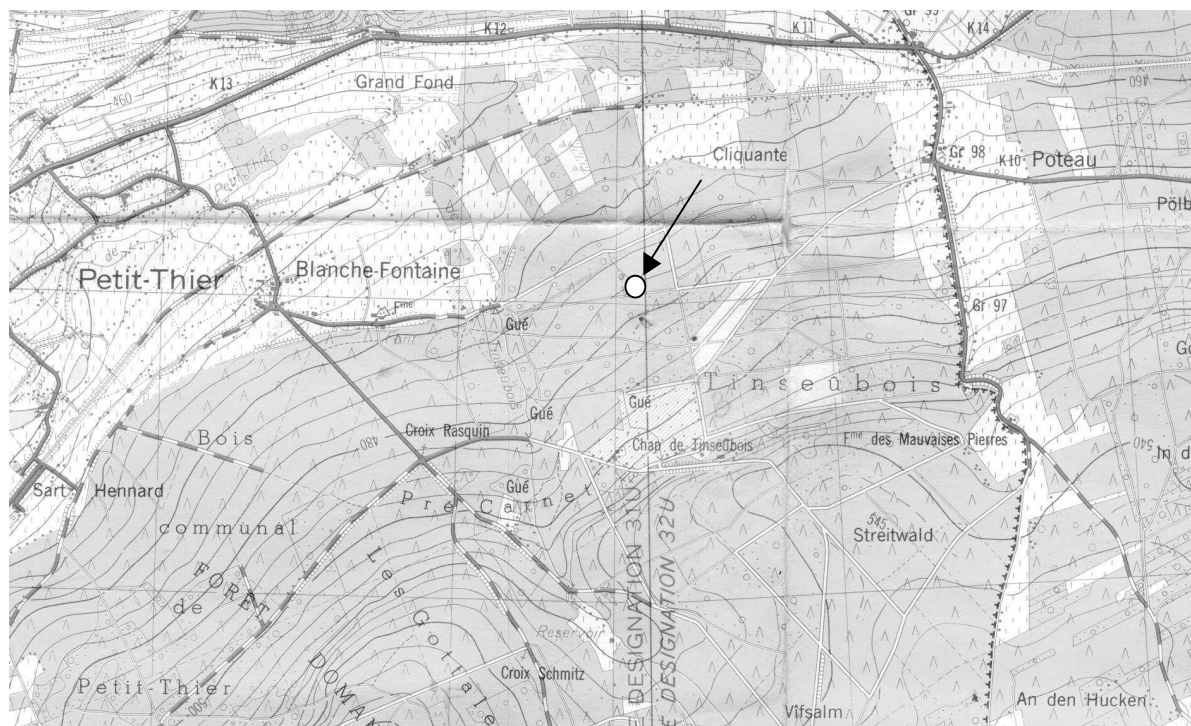


Figure 3.2.A. : Plan de la région de Petit-Thier (échelle : 1/10000). Le cercle blanc pointé par la flèche indique l'emplacement de la station de mesure.

Le sol est typique des sols peu évolués, zonaux et bruns acides (AbwC) rencontrés en forêt ardennaise. Il est classé comme Cambisol dystrique. La profondeur du sol est de 100 à 150 cm. Suite à un labour exécuté avant les premières plantations, le sol est ondulé.

Une description détaillée de l'histoire du site a été donnée par Laitat et al (2000). En 1882, des pins sylvestres furent plantés de manière clairsemée sur le site. Des hêtres furent ensuite introduit à partir de 1908 dans le sous bois. La même année, des sapins pectinés furent plantés dans des zones circulaires de 100 m² à raison de 4 zones par hectare. Finalement les dernières clairières furent utilisées pour implanter des Douglas en 1935, 1937, 1950, 1960, 1961. Des coupes successives firent disparaître les pins sylvestres initiaux. A l'heure actuelle, l'écosystème mixte est principalement constitué de Douglas (*Pseudotsuga menziesii*, (Mirb.) Franco) de maximum 35 mètres de haut (49 pieds par hectares) et de hêtres (*Fagus sylvatica*, L.) de maximum 27 mètres de haut (145 pieds par hectares). Ces espèces couvrent plus de 80% de la surface du site. Le reste est occupé par des sapins pectinés (*Abies alba*, Miller), des épicéas communs (*Picea abies*, (L.) Karst.), des pins sylvestres (*Pinus sylvestris* L.) et des chênes pédonculés (*Quercus robur* L.). Les deux espèces dominantes forment



Figure 3.2.B. : Photo aérienne, de 1 km x 1 km de surface, du site de Vielsalm. Le carré blanc représente la tour de mesure, les arbres gris clairs sont des hêtres et les gris foncés des conifères (principalement des sapins Douglas).

deux zones distinctes. La photo aérienne présentée à la figure 3.2.B. permet de distinguer la douglaseraie en gris foncé au nord-est du carré blanc représentant la tour de mesure (secteur de -10° à 80° N). Les autres directions sont occupées en grande partie par la hêtraie en gris clair.

Deux parcelles représentatives des deux espèces dominantes ont été choisies dans le but de procéder à des mesures complémentaires au système de mesure des covariances de turbulences. Ce système donne les densités de flux (CO_2 , chaleur sensible, vapeur d'eau) échangées par une portion de l'écosystème le plus souvent situé dans un périmètre de quelques centaines de mètres autour de la tour. Les parcelles ont donc été choisies à proximité de la tour. Elles forment des parallélogrammes de 50 sur 100 mètres délimités par un trait blanc sur la

figure 3.2.B. Dans ces parcelles il y a 230 pieds par hectares, le rayon des couronnes varie entre 3 et 4 mètres et l'incrément en bois a été estimé à $7 \text{ m}^3 \text{ ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Le sous-bois est quasi inexistant (quelques fougères et myrtilles dans la parcelle de sapin Douglas). Les indices foliaires (simple face non projetée) sont compris entre 3 et 4.

Le site présente une distance à la clairière de 1500 m dans la direction sud-ouest et de 500 m dans la direction nord-est, qui sont les directions des vents dominants. Elle est plus faible dans les directions nord et sud mais le vent souffle plus rarement de ces directions.

3.3. Description du dispositif de mesure

Un système de mesure des covariances de turbulences doit mesurer les variations de la composante verticale de la vitesse du vent et les variations de C_a , T_a et X_{v_a} .

Il est constitué d'un anémomètre sonique tridimensionnel (Solent 1012R2 ; Gill Instruments, Lymington, UK), d'un analyseur de gaz par infrarouge (LI-COR 6262, LI-COR, Lincoln, New England, USA) et d'un ordinateur comprenant un programme d'acquisition, d'analyse et de traitement des données (EDISOL, Edinburgh, UK).

L'anémomètre est placé au sommet d'une tour de 40m (Fig. 3.3.A.) surplombant le couvert. Il permet de mesurer les trois composantes de la vitesse du vent et la température (Coppin et Taylor, 1973). La fréquence de ces mesures est de 21 Hz.

Les concentrations en CO_2 et H_2O de l'air sont mesurées par l'analyseur de gaz par infrarouge. L'air est prélevé à proximité de l'anémomètre au moyen d'un système comprenant une pompe, 10 mètres de tuyaux et des filtres afin d'éviter une contamination de la chambre de mesure. La fréquence de mesure des concentrations est de 10Hz.

Des informations complémentaires et des détails techniques sur le système de mesure sont données dans Aubinet et al. (2000) et Aubinet et al. (2001).



Figure 3.3.A. : Tour au sommet de laquelle est placé le système de mesure des covariances de turbulences.

Les données brutes sont ensuite traitées par le logiciel EDISOL (Moncrieff *et al.*, 1997). Les densités de flux de CO_2 ($q_{c_{\text{eco-atm}}}$ en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), de chaleur sensible ($q_{h_{\text{eco-atm}}}$ en W m^{-2}) et de chaleur latente ($q_{v_{\text{eco-atm}}}$ en $\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) sont ainsi calculées toutes les demi-heures. La base de temps semi-horaire a été adoptée car elle correspond au temps caractéristique des changements météorologiques (Stull, 1988). Le système fonctionne depuis août 1996. Différents événements (pompes cassées, coupures de courant dues à la foudre, maintenance du système, rehaussement de la tour, ...) sont survenus depuis cette date. Malgré ces problèmes, les données manquantes ne recouvrent que 5% de la période de mesure. Les techniques utilisées pour boucher les trous dans la base de données seront décrites au chapitre 4. De manière générale la méthodologie de mesure employée à Vielsalm est celle mise au point au sein du groupe EUROFLUX.

(Aubinet *et al.*, 2000 ; Falge *et al.*, 2001). Certains aspects seront détaillés plus loin.

3.3.1 Mesures complémentaires

Une étude détaillée du comportement de l'écosystème forestier nécessite des mesures complémentaires. Elles ont pour but de déduire les conditions météorologiques dans lesquelles les flux se réalisent et d'estimer certaines composantes de ces flux. Une série de capteurs a donc été installée dans les parcelles et sur la tour de mesures. La figure 3.3.A. permet de visualiser l'ensemble du dispositif expérimental. La liste complète des variables et flux mesurés ainsi que celle des capteurs utilisés est donnée à la table 3.3.B. Ces capteurs fournissent une mesure toutes les demi-heures, excepté pour les capteurs 1, 2 (fréquence de 21 et 10 Hz nécessaire au système de mesure des covariances de turbulence), 15 et 16 (utilisés uniquement dans le cadre de campagnes ponctuelles).

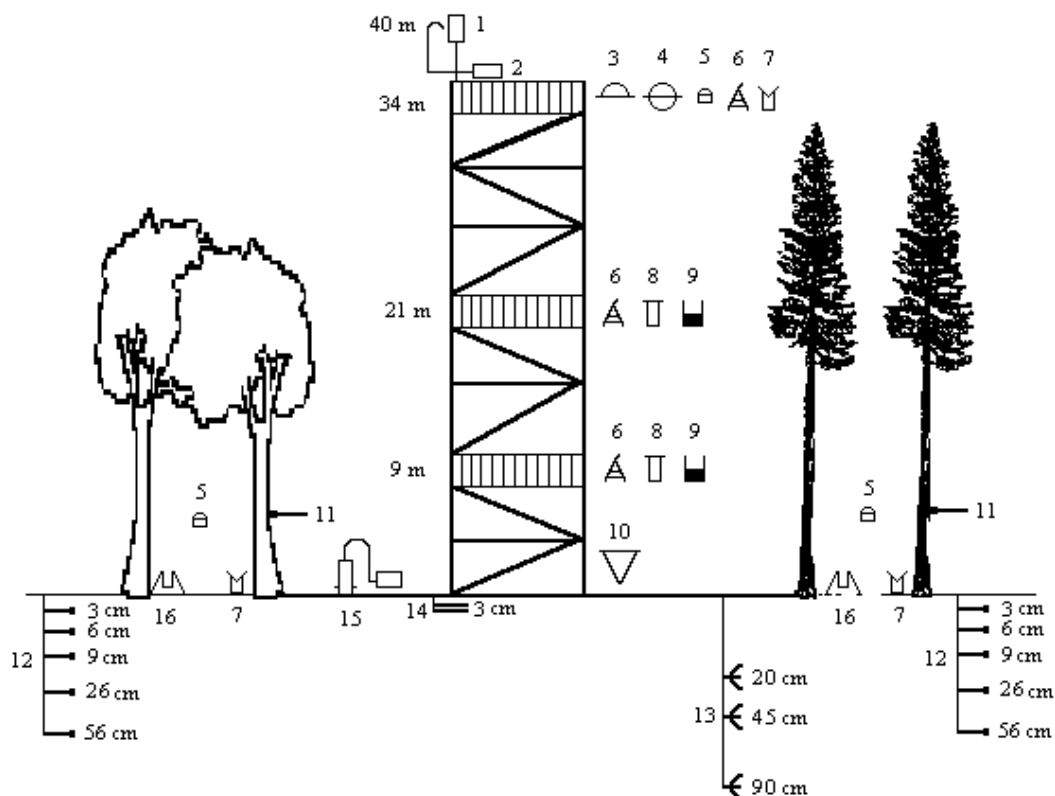


Figure 3.3.A. : Ensemble du dispositif expérimental du site de Vielsalm. Les numéros des capteurs sont référencés dans la table 3.3.B. Extrait de Longdoz, à paraître).

	Grandeurs mesurées	capteurs	référence	nbr.
1	3 composantes de la vitesse du vent	Anémomètre sonique	Solent 1012R2, Gill Instr. Lymington (UK)	1
2	Concentration en CO_2 et en vapeur d'eau	Analyseur de gaz par infrarouge	6262, LI-COR, Lincoln (NE, USA)	1
3	ddf radiatif Solaire incident	Pyranomètre	CM5, Kipp and Zonen, Delft (NL)	1
4	ddf radiatif net	Pyrradiomètre	8111, Schenck, Wien (A)	2
5	ddf de photons photosynt. actif	Cellules photo-receptrices	SD101Q, Delta-T, Cambridge (UK)	17
6	Concentration en CO_2	Analyseur de gaz par infrarouge	WMA-2, PP system, Hitchin (UK)	3
7	Précipitation	Collecteur + auget basculant	Unité de physique, FUSAGx, Gembloux (B)	11
8	Température de l'air	Résistance platine	PT 1000, Hy-Cal Eng., El Monte (USA)	2
9	Humidité de l'air	Psychromètre	Unité de physique, FUSAGx, Gembloux (B) RH2, General Eastern, Watertown (Ma, USA)	2 2
10	Pression atmosphérique	Baromètre	MPX4115A, Motorola, Phoenix (Ar, USA)	1
11	Température de tronc	Résistance platine	PT 1000, Hy-Cal Eng., El Monte (USA)	8
12	Température du sol	Résistance platine	PT 1000, Hy-Cal Eng., El Monte (USA)	10
13	Contenu en eau du sol	Sonde de mesure de la cst. diélectrique	ThetaProbe, Delta-T, Cambridge (UK)	3
14	ddf conductif dans le sol	Plaque de flux de chaleur	HFP01, Hukseflux, Delft (NL)	2
15	ddf de CO_2 provenant du sol	Système Chambre fermée	Unité de physique, FUSAGx, Gembloux (B)	1

CHAPITRE 3 : Présentation du site et du système de mesure

16	Masse sèche de litère tombée	Collecteur de litière	Unité de physique, FUSAGx, Gembloux (B)	10
----	---------------------------------	-----------------------	--	----

Table 3.3.B. : Récapitulatif des grandeurs mesurées et des instruments utilisés pour les mesurer.

CHAPITRE 4 : Description de la procédure de calcul des flux

4.1. Généralités

La procédure générale suivie pour collecter et traiter les données est présentée à la Figure 4.1.1.

Les mesures instantanées des valeurs des trois composantes de la vitesse du vent, de la vitesse du son et des fractions molaires de CO₂ et de vapeur d'eau sont collectées et stockées à la fréquence de 20.8 Hz. Ces mesures brutes représentent 600 Mb par mois et sont stockées sur CD (« raw data storage ») pour un éventuel travail de post-traitement (« post-processing »). Les mesures météorologiques complémentaires (« supporting measurement ») sont moyennées sur une demi-heure.

Un logiciel calcule les valeurs moyennes, les variances, les covariances et les flux dits "non-corrigés". Ce logiciel est décrit à la section 4.2.

Comme les fluctuations de concentrations sont atténuées par le transfert de l'air dans le tube reliant le point de prélèvement à l'analyseur, les fluctuations à haute fréquence peuvent être perdues ce qui provoque une sous-estimation du flux. Une correction doit être appliquée pour pallier cet effet (« frequency corrections », section 4.4.2).

Les flux obtenus par covariance de turbulence sont ensuite soumis à une série de tests permettant d'éliminer les données qui ne répondent pas à ces critères de qualité (« data quality analysis »). Ces tests sont présentés à la section 4.4.

Après cette analyse de qualité, les données de covariance de turbulence sont ensuite combinées avec les données météorologiques complémentaires pour former une base de données unique.

Les flux sont alors sommés pour obtenir une estimation de la séquestration annuelle de carbone. Cette procédure de sommation, présentée à la section (4.5), nécessite des séries de données complètes. Elle comprend donc une procédure permettant de remplacer les inévitables données manquantes (« data gap filling »). La technique de la covariance de turbulence étant déficiente dans certaines conditions rencontrées essentiellement la nuit, une procédure de correction pour les mesures de nuit, présentée à la section 2.2, est appliquée.

Dans la suite de ce chapitre, les parties de cette procédure sur lesquelles notre contribution personnelle intervient (cadres pointillés à la figure 4.1.1) seront abordées plus en détail. Les autres points de la procédure menant à l'estimation de la séquestration annuelle ne seront décrits que très brièvement.

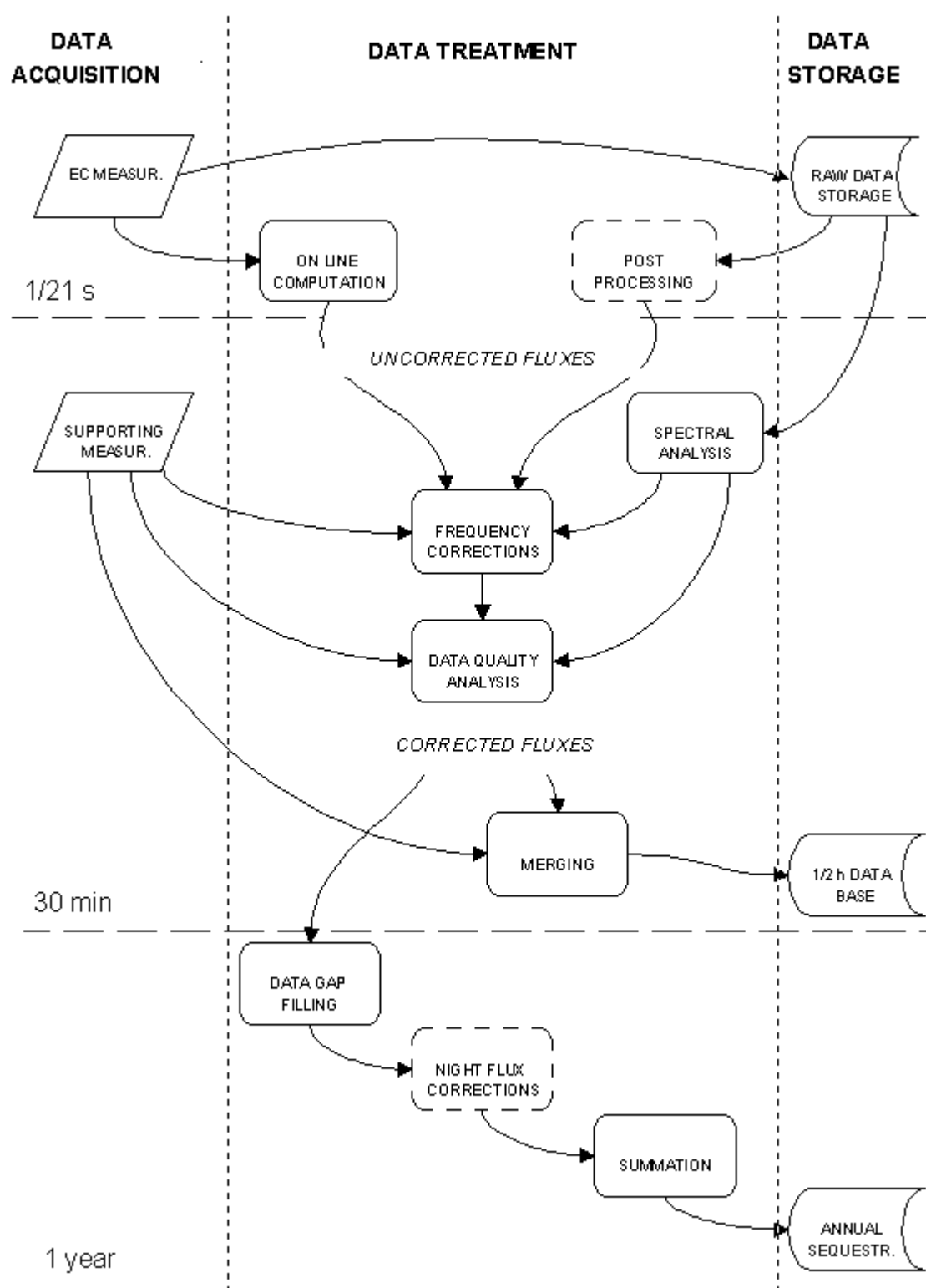


Figure 4.1.1 : Résumé de la procédure d'acquisition de données, de calcul et de stockage dans les systèmes EUROFLUX. Extrait de Aubinet et al., 2000.

4.2. Traitement des données brutes

Les données sont traitées en suivant la procédure recommandée par EUROFLUX (Aubinet et al, 2000). Les trois composantes de la vitesse du vent ainsi que la vitesse du son sont mesurées directement par l'anémomètre. Les concentrations en vapeur d'eau et en dioxyde de carbone sont mesurées par l'analyseur de gaz par infra-rouge. Un convertisseur analogique-digital contenu dans l'anémomètre traite ces six canaux et alimente en données le logiciel de calcul des flux par covariance de turbulence.

Sur le site de Vielsalm, nous utilisons actuellement un logiciel de calcul des flux par covariance de turbulence nommé EDISOL qui nous a été fourni par l'université de Edimbourg (UK; Moncrieff et al., 1997). Ce logiciel, comme tous les logiciels qui obéissent aux recommandations d'EUROFLUX, effectue les opérations suivantes (voir annexe 1) :

- calcul en temps réel des moyennes, des variances et des co-variances pour les six canaux cités plus haut, en utilisant un algorithme de moyenne courante (« running mean ») ;
- estimation du décalage temporel entre les signaux de concentration de CO_2 et de vapeur d'eau d'une part et les signaux des trois composantes de la vitesse de vent et la température d'autre part (temps mis par l'air pour se déplacer entre la prise d'air et l'analyseur), par optimisation des co-variances ;
- rotation des axes pour les trois composantes de la vitesse de vent toutes les 30 mn.

Tous ces logiciels présentent cependant le désavantage de ne pas être suffisamment paramétrables que pour pouvoir tester des hypothèses fines sur le calcul des flux comme, par exemple, les corrections nécessaires à l'estimation de l'advection verticale que nous nous proposons d'étudier (voir section 2.3 et 4.6).

C'est la raison pour laquelle nous avons décidé de développer notre propre logiciel de calcul des flux par covariance de turbulence. Nous l'avons nommé GEDYSOFT (pour « Gembloux Eddy-Covariance Software).

L'organigramme de GEDYSOFT est présenté à la figure 4.2.1..

CHAPITRE 4 : Description de la procédure de calcul des flux

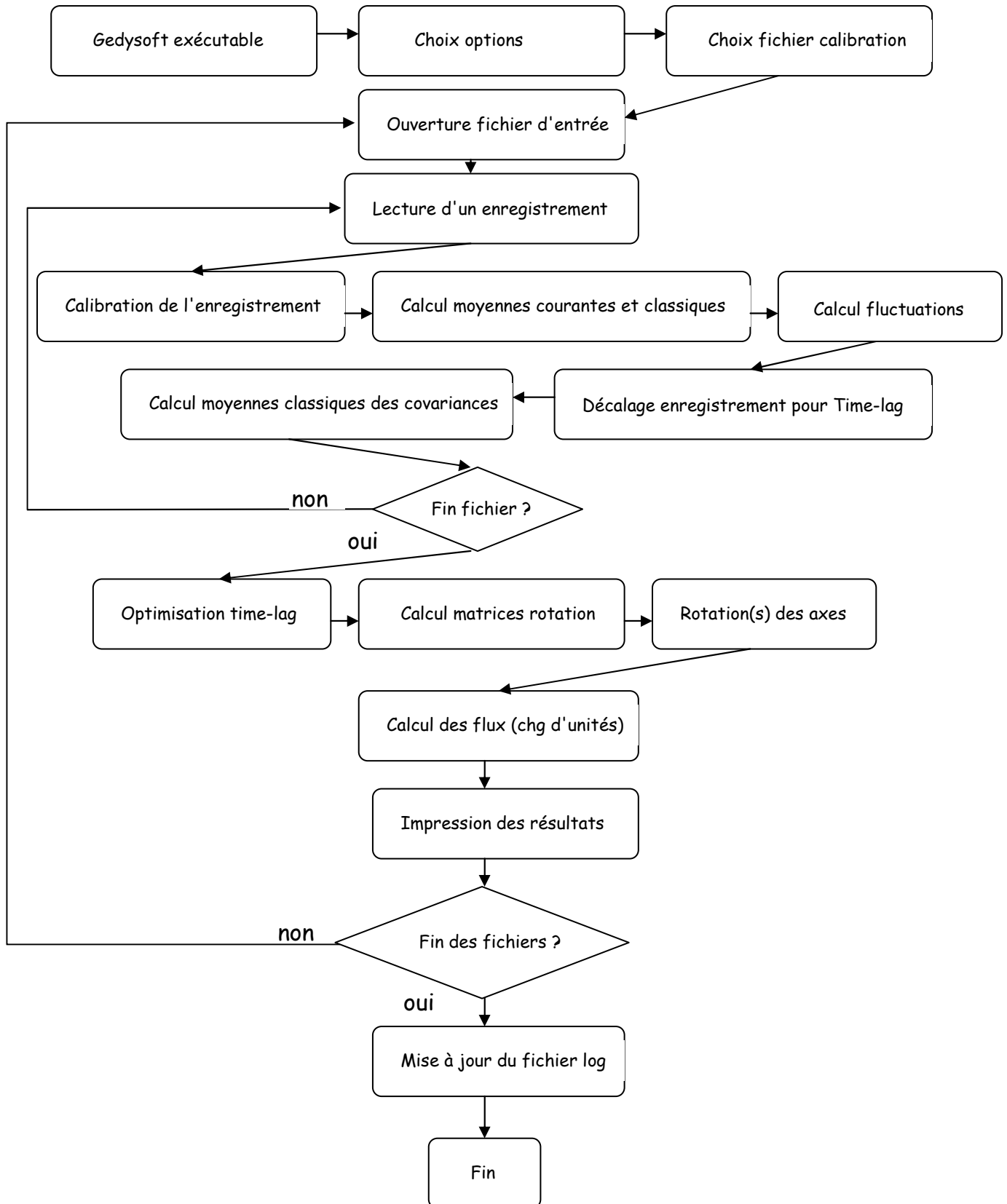


Figure 4.2.1. : organigramme du logiciel GEDYSOFT.

Chacune de ces étapes est décrite en détail dans les annexes 1 et 2.

La validation des résultats obtenus par GEDYSOFT a été réalisée en deux étapes.

Au sein de EUROFLUX, et toujours dans le souci d'uniformisation du matériel et des procédures utilisées par les différentes équipes, un outil de test de logiciel de calcul des flux par covariance de turbulence a été mis au point. Il se présente sous la forme d'une série de fichiers de données brutes standard (« golden files » ; 19 demi-heures consécutives, acquises à 20.8 Hz et couvrant une large gamme de conditions météorologiques) accompagnés des résultats de référence obtenus à partir de ces fichiers. Une tolérance est aussi donnée (écart maximum acceptable par rapport à la référence).

Les logiciels testés sont séparés en deux grandes familles suivant l'algorithme utilisé pour effectuer les calculs de moyenne : ceux utilisant un algorithme de « running mean » et ceux utilisant un algorithme de « linear detrending ». Cette distinction se justifie puisque les différences entre les deux classes de logiciels atteignent 10%. Pour la classe « running mean », trois logiciels ont participé à l'élaboration des résultats de référence (dont EDISOL). GEDYSOFT fait partie des logiciels utilisant la « running mean ».

GEDYSOFT a été testé grâce à cet outil. Les résultats pour les flux de CO_2 et de chaleur latente sont donnés à la figure 4.2.1.

L'écart entre les flux obtenus par GEDYSOFT et les résultats de référence étant toujours inférieurs à la tolérance permise, les résultats donnés par GEDYSOFT sont considérés comme valides.

D'autre part, les résultats obtenus par GEDYSOFT peuvent être comparés aux résultats obtenus par EDISOL, le logiciel que nous utilisons actuellement à Vielsalm. La comparaison a été effectuée pour les flux de CO_2 sur une période de deux mois. Le résultat est proposé à la figure 4.2.2.a. L'accord général est moyen (pente de 0.95 et coefficient de régression R^2 de 0.98) et quelques demi-heures donnent des résultats très divergents. Si la même comparaison est effectuée en éliminant les demi-heures très divergentes, l'accord devient bon (pente de 0.98), figure 4.2.2.b). Ceci est probablement dû à la présence dans le logiciel EDISOL d'un filtre qui élimine les situations aberrantes (pics anormaux, par exemple). Une étude plus approfondie des demi-heures divergentes doit être faite. La mise au point d'un filtre de ce type et son inclusion dans GEDYSOFT doit être envisagée.

Actuellement, GEDYSOFT ne fonctionne que comme outil de post-traitement, sur base des fichiers de données brutes. A terme, nous le développerons de façon à pouvoir l'implanter comme logiciel de traitement en ligne sur le site de Vielsalm. Ceci nous permettra de devenir moins dépendant vis-à-vis de l'évolution du matériel (anémomètre et analyseur) et de pouvoir bénéficier d'une plus grande souplesse dans le traitement des données.

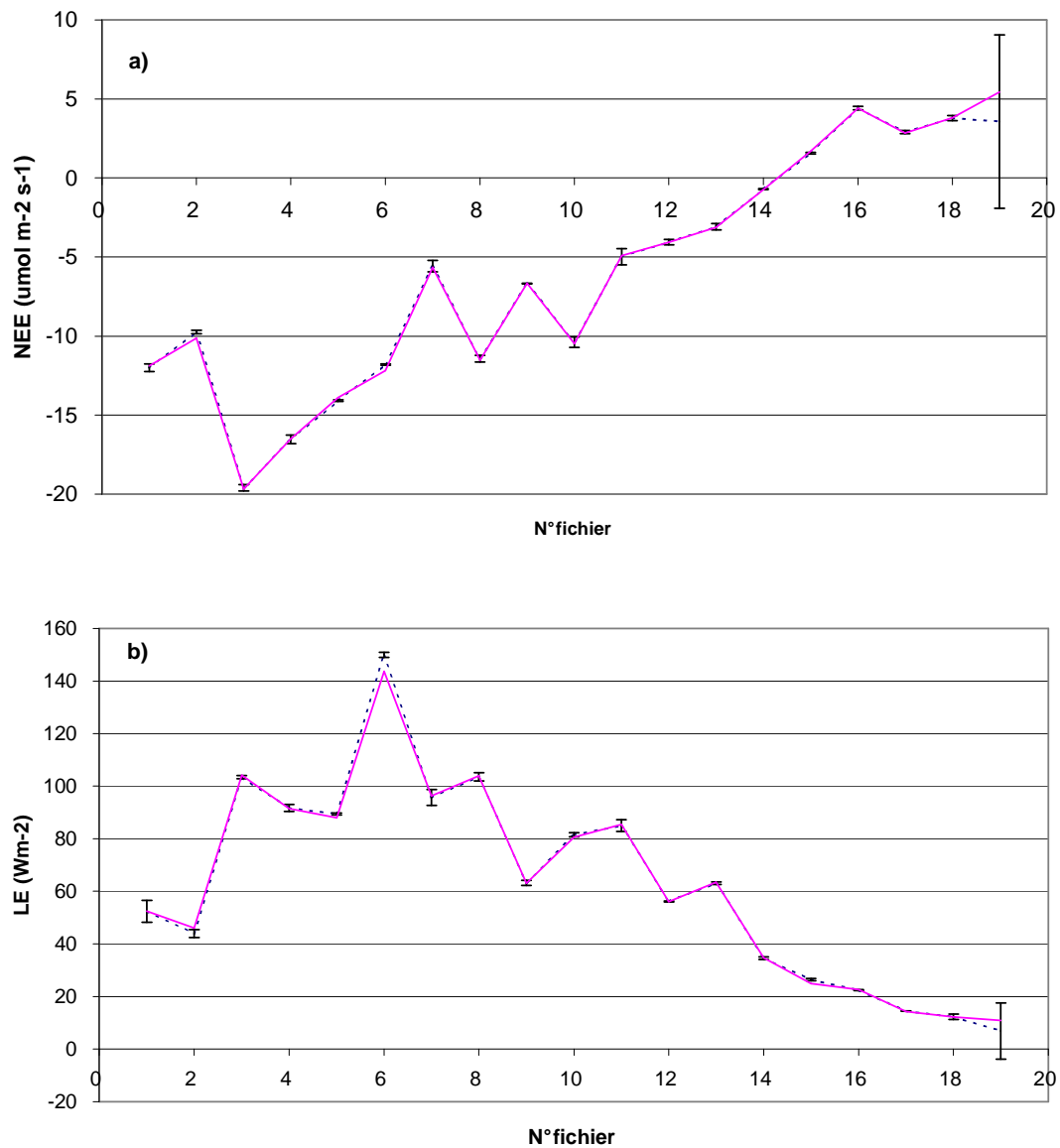


Figure 4.2.1 : Densités de flux de CO₂ (a) et de chaleur latente (b) obtenues par GEDYSOFT (courbe trait continu) comparées aux résultats de référence (courbe traits pointillés) pour les 19 fichiers de référence fournis. Les barres d'erreurs représentent ± 1 tolérance (définie comme l'écart maximum entre les logiciels utilisés pour établir la référence).

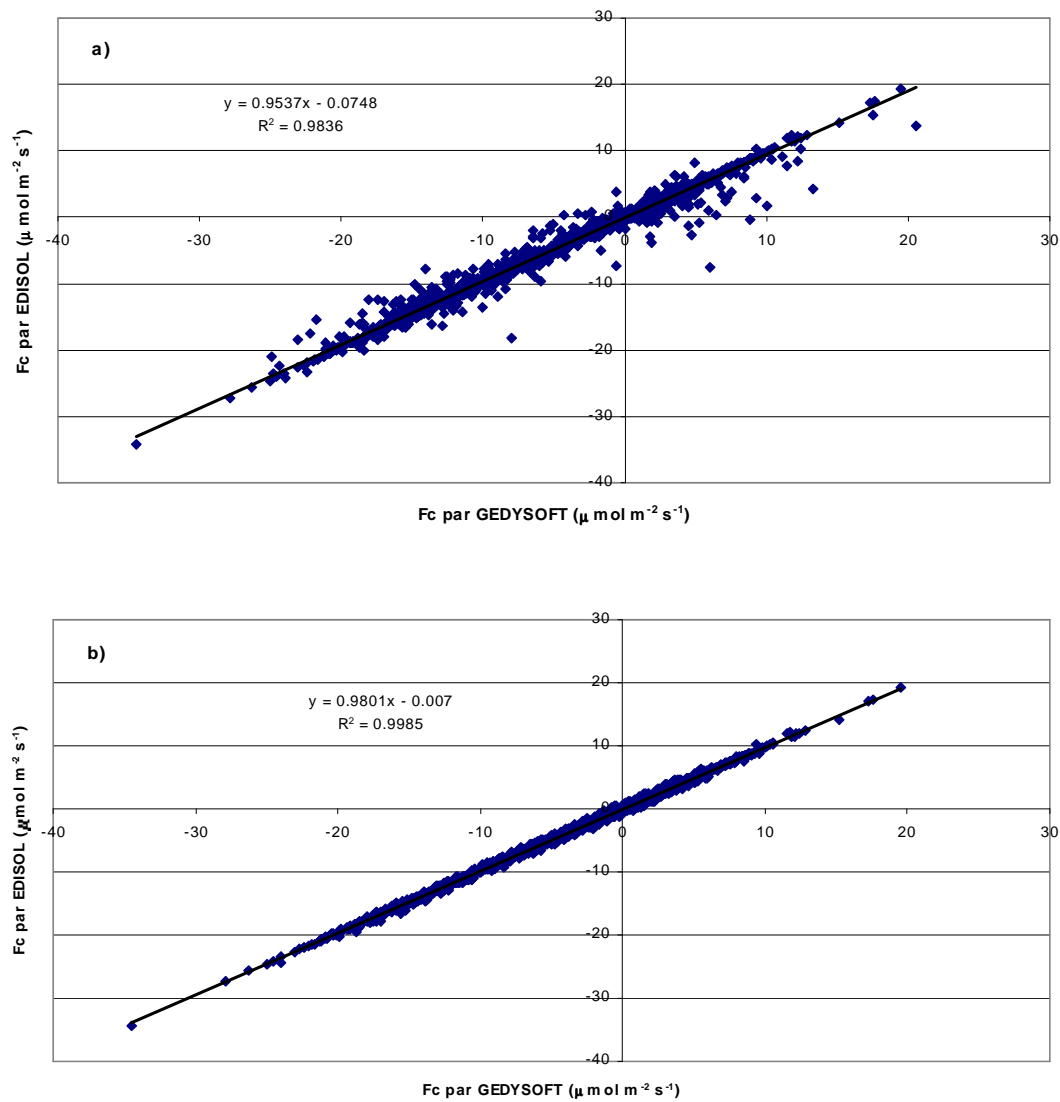


Figure 4.2.2. : Densités de flux de CO_2 obtenues par le logiciel EDISOL comparées à celles obtenues par le logiciel GEDYSOFT. Obtenu à partir des fichiers bruts des mois de juin et juillet 2000. (a) toutes les valeurs ; (b) seulement les valeurs pour lesquelles l'écart entre les deux logiciels est inférieur à $1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

4.3. Représentativité spatiale des flux mesurés

Une difficulté majeure lorsque l'on mesure au-dessus de terrains hétérogènes est de déterminer quelles sources sont responsables du flux mesuré. Les modèles de « footprints » apportent une réponse à cette question. Le cas du site de Vielsalm est particulièrement intéressant de ce point de vue, la forte hétérogénéité du site et sa répartition géographique laissant entrevoir la possibilité de dissocier les contributions des conifères et des feuillus au flux vertical.

Le modèle de « footprint » choisi est celui de Schuepp (Schuepp et al., 1990) essentiellement en raison de sa simplicité. La prise en compte des effets de la stabilité atmosphérique, non comprise dans le modèle de Schuepp, a été introduite par Lloyd (1995). Combiné avec une carte de la distribution de la végétation autour de la tour (obtenue à partir de la photographie aérienne donnée à la figure 3.2.B.), il a permis d'estimer la contribution de chaque classe de végétation au flux mesuré.

Trois classes de végétation ont été définies : les conifères, les feuillus et les pâtures.

Le modèle est utilisé pour calculer les contributions relatives de chaque classe de végétation pour chaque direction de vent pour les conditions instables, neutres et stables.

Sous conditions instables ($(h_m-d)/L = -1$), le footprint cumulé à 90% (distance en amont de la direction du vent dans laquelle 90% des sources sont localisées) se situe à 437m alors qu'il est de 1037m en conditions neutres et de 1800m, hors des limites de la carte, en conditions stables ($(h_m-d)/L = 0.06$).

Les résultats de l'étude de la représentativité spatiale des flux mesurés (Aubinet et al., 2001) nous apportent des informations essentielles pour interpréter nos données. En particulier, ils nous procurent un critère pour séparer la contribution des conifères de celle des hêtres pour les conditions de jour. Ce critère est basé sur la direction du vent. Le secteur 330-90° sera associé à la zone des conifères et les secteurs 90-150 et 190-310° seront associés à la zone des hêtres. Les autres données ne peuvent pas être attribuées de manière claire à l'une ou l'autre des classes de végétation. Ce critère est valable pour des conditions instables et dans une moindre mesure, pour des conditions neutres, donc, pour une grande majorité des conditions de jour. La nuit, par contre, il n'est pas applicable.

Il faut aussi rester conscient du fait que les secteurs identifiés à l'aide de ce critère ne sont pas parfaitement mono-spécifiques, le secteur hêtres contenant toujours quelques conifères et inversement.

4.4. Tests de qualité sur les flux

La qualité des mesures de flux dans la couche limite atmosphérique est difficile à évaluer en l'absence de méthode standard disponible pour calibrer un montage expérimental. Plusieurs sources d'erreur sont possibles, depuis l'impossibilité de satisfaire certaines hypothèses théoriques, dans certaines conditions météorologiques ou en raison de caractéristiques propres au site, jusqu'à des déficiences techniques du montage expérimental. Comme ces effets ne peuvent être quantifiés uniquement à partir des données de covariance de turbulence, une analyse classique d'erreur et de propagation d'erreur serait incomplète. Cependant, une analyse de qualité peut être effectuée en évaluant de manière empirique si les flux répondent à certains critères de plausibilité. Nous présentons brièvement ici le test basé sur les similitudes de couche limite, l'analyse spectrale et le test de fermeture du bilan énergétique d'un site.

4.4.1 Tests de similitude

Il est possible d'utiliser les relations de similitude, relations semi-empirique qui se veulent universelles, comme test de qualité pour les mesures de covariance de turbulence. En particulier, les relations de similitude pour les variances de la vitesse verticale et de la température sont utilisées. Elles sont données, en conditions instables et neutres (Kaimal et Finnigan, 1994) par

$$\begin{aligned}\frac{\sigma_w}{u_*} &= 1.25 \left(1 + 3 \left| \frac{h_m - d}{L} \right| \right)^{1/3} \\ \frac{\sigma_T}{T_*} &= 2 \left(1 + 9.5 \left| \frac{h_m - d}{L} \right| \right)^{-1/3}\end{aligned}\tag{4.4.1.}$$

où u_* est la vitesse de friction et $T_* = \frac{\overline{w'T'}}{u_*}$, $(h_m - d/L)$ constituant le paramètre de stabilité.

Ce test nous apprend si la turbulence est bien développée, selon les critères la théorie des similitudes pour les fluctuations turbulentes. Il nous donne des informations essentielles sur le site et sur le système de mesure. Par exemple, il peut nous permettre de détecter de la turbulence due à une forte hétérogénéité

dans la température de la surface ou de la turbulence mécanique additionnelle causée par un obstacle ou par la présence des senseurs.

Ce test ne peut cependant pas être utilisé pour les flux de scalaires en conditions neutres car le rapport $\frac{\sigma_T}{T_*}$ est affecté de trop grandes erreurs relatives.

Aubinet et al. (2001) ont appliqué ce test aux mesures de Vielsalm. La figure 4.4.1. montre la variation de $\frac{\sigma_T}{T_*}$ et de $\frac{\sigma_w}{u_*}$ en fonction de $(h_m-d)/L$ pour chacune des deux zones de végétation.

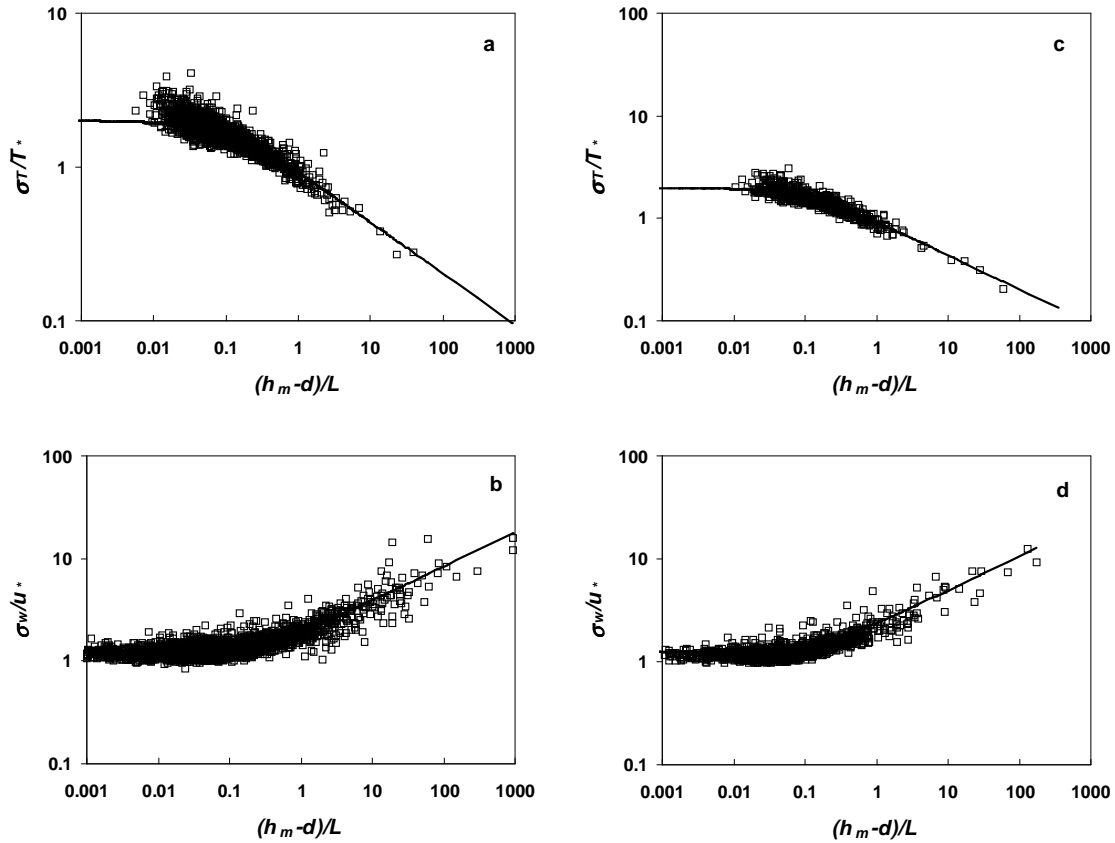


Figure 4.4.1. : Les déviations standard normalisées de la température, $\frac{\sigma_T}{T_*}$ et de la

vitesse de vent, $\frac{\sigma_w}{u_*}$, en fonction du paramètre de stabilité, $(h_m-d)/L$. (a et b) :

secteur Hêtres ; (c et d) : secteur conifères. Toutes les mesures (16 mois) sont

utilisées pour $\frac{\sigma_w}{u_*}$. Pour retirer les valeurs de $\frac{\sigma_T}{T_*}$ mesurées en conditions neutres,

seules les données pour lesquelles $H > 100 \text{ W m}^{-2}$, où H est la densité de flux de chaleur sensible, ont été reprises. Extrait de Aubinet et al., 2001.

L'accord entre les valeurs mesurées et les valeurs théoriques est satisfaisant. L'accord des valeurs pour la variance de la vitesse verticale nous indique qu'aucune turbulence mécanique additionnelle due à des obstacles ou à la présence des senseurs ne perturbe les mesures. L'accord des valeurs pour la variance de la température nous indique que l'hétérogénéité des conditions de température à la surface affecte peu les mesures.

Malgré l'hétérogénéité du site et la faible hauteur de mesure, les mesures sont donc valides et représentatives du site.

4.4.2 Analyse spectrale

L'écoulement turbulent dans la couche limite atmosphérique peut être considéré comme une superposition de tourbillons de différentes tailles. En un point de mesure, ils provoquent des fluctuations de vitesse et de concentration de scalaire (température et concentrations de CO_2 et de H_2O) à différentes fréquences. La distribution en fréquence de ces fluctuations est souvent décrite à l'aide de la densité co-spectrale. Dans le cas de flux turbulents de scalaires, la densité co-spectrale $C_{w\mathcal{R}}$ est liée à la covariance par (Stull, 1988; Kaimal et Finnigan, 1994) :

$$\overline{w'\mathcal{R}'} = \int_0^{\infty} C_{w\mathcal{R}}(f) df$$

où f est la fréquence.

En pratique, le domaine d'intégration est limité aux basses fréquences par la durée d'observation et par le filtre passe-haut que constitue l'établissement d'une moyenne courante et aux hautes fréquences par la capacité de réponse des instruments. En conséquence, la mesure des flux turbulents de scalaire peut être vue comme l'intégration sur les fréquences de la densité co-spectrale multipliée par une fonction de transfert qui caractérise le système.

$$\overline{w'\mathcal{R}'}_{meas} = \int_0^{\infty} TF(f) C_{w\mathcal{R}}(f) df$$

Les flux doivent alors être corrigés pour prendre en compte ces effets. Un facteur de correction est introduit comme le rapport du flux sans filtrage et du flux mesuré :

$$CF = \frac{\int_0^{\infty} C_{w\Re}(f) df}{\int_0^{\infty} TF(f) C_{w\Re}(f) df}$$

L'établissement de ce facteur de correction est détaillé dans Aubinet et al. (2000).

L'analyse spectrale des données collectées sur le site de Vielsalm a été réalisée par Aubinet et al (2001). La figure 4.4.2. montre le cospectre (non-corrigé) de la vitesse verticale et de la température, de la concentration en CO_2 et H_2O qui est obtenue pour des périodes ensoleillées. La pente de $-4/3$ aux hautes fréquences est celle prédite par Kaimal et al. (1972) qui ont proposé la description la mieux acceptée des spectres et co-spectres des couches limites atmosphériques. Le comportement du co-spectre de la chaleur sensible (càd sa décroissance aux hautes fréquences avec une pente de $-4/3$) confirme la bonne qualité des mesures. La décroissance plus importante avec la fréquence pour le co-spectre du CO_2 et de H_2O est due essentiellement à l'atténuation des fluctuations de hautes fréquences lors du transfert de l'air de l'endroit de prélèvement à l'analyseur. Le facteur de correction CF permet de corriger cette sous-estimation (Aubinet et al., 2001).

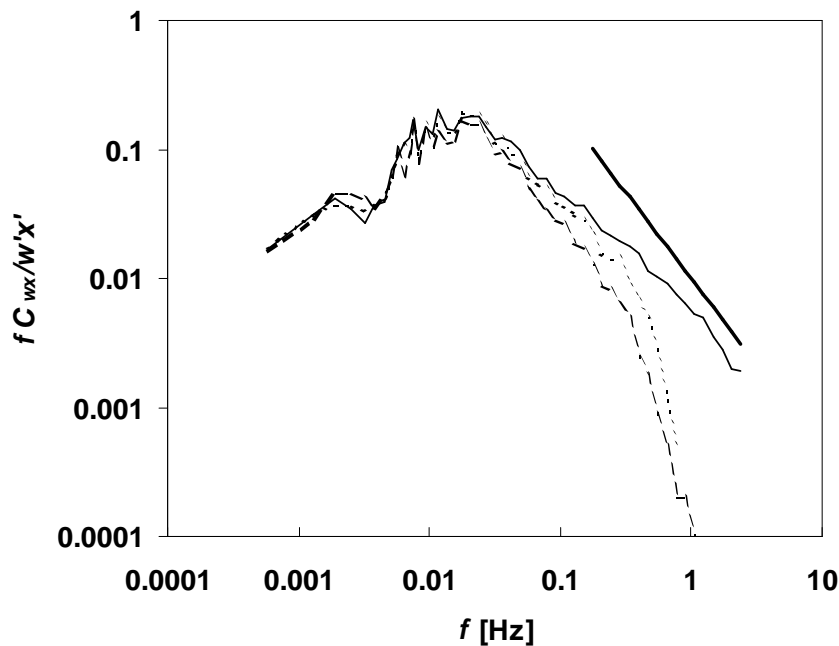


Figure 4.4.2. : Co-spectre (C_{wx} de la vitesse verticale et de la température (traits continus), de la concentration en CO_2 (traits pointillés continus), de la concentration en H_2O (traits pointillés) en condition ensoleillée (26 Septembre 1996). Le co-spectre est normalisé par le rapport $\frac{f}{\overline{w'x'}}$, où f est la fréquence et $\overline{w'x'}$ la covariance de w et de concentration x . La hauteur de mesure était de $h_m - d = 22\text{m}$ et la vitesse moyenne durant cette période valait $u = 2.2 \text{ ms}^{-1}$ de telle sorte que la fréquence adimensionnelle $n = (h_m - d)f/u = 10 f$. La période de mesure était de 4 h. La droite à une pente de $-4/3$.

4.4.3 Bilan énergétique

Une exigence qui devrait être rencontrée, quels que soient le type d'écosystème étudié ou les caractéristiques climatologiques du site, est la conservation de l'énergie dans le système, en accord avec le premier principe de la thermodynamique. Le test de fermeture du bilan énergétique est sans doute le plus utilisé pour évaluer la qualité des mesures de flux de chaleur latente et de chaleur sensible et, par similitude spectrale, de flux de CO_2 .

Il s'agit d'effectuer une comparaison des flux d'énergie mesurés par le système de covariance de turbulence (le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente λE) avec les flux d'énergie obtenus par d'autres méthodes indépendantes (radiation nette, R_n , et stockage de chaleur sensible dans l'air, S_a , de chaleur dans la biomasse S_b , de chaleur latente dans l'air S_w et de chaleur dans le sol G).

L'équation du bilan énergétique s'écrit (1er principe de la thermodynamique) :

$$H + \lambda E = A \equiv R_n - S_b - S_a - S_w - G \quad (4.4.2.)$$

où A sera appelé l'énergie disponible.

Pourtant, une non-fermeture du bilan énergétique est quelque chose de courant dans des mesures de covariance de turbulence au-dessus de forêts (Goulden et al., 1996 ; Aubinet et al., 2000 ; Goldstein et al., 2000). Les causes possibles sont :

- des erreurs dans les mesures de radiation et de stockage de chaleur ;
- un terrain en pente, provoquant une estimation biaisée, par le radiomètre horizontal, du flux réellement intercepté par la canopée en pente ;
- une différence de zone d'influence entre le système de mesure de covariance de turbulence et le radiomètre. En effet, le système de mesure de covariance de turbulence mesure des flux provenant de plusieurs centaines de mètres en amont de la direction du vent par rapport à la tour tandis que le radiomètre est situé sur la tour.

Il est cependant remarquable de constater que lors d'une non-fermeture du bilan énergétique, un déficit d'énergie disponible A par rapport aux flux d'énergie obtenus par covariance de turbulence n'a jamais été signalé. Il semble donc que la sous-estimation des flux d'énergie obtenus par covariance de turbulence est le problème principal rencontré dans le bilan énergétique des sites.

Aubinet et al. (2001) ont étudié le bilan énergétique du site de Vielsalm. Le radiomètre se situant au-dessus de la parcelle des hêtres, la fermeture du bilan énergétique ne peut donc être testée que lorsque le vent souffle en provenance des hêtres. La figure 4.4.2. donne la balance énergétique pour les mesures à la demi-heure, la densité de flux de chaleur latente étant corrigée pour les pertes aux hautes fréquences. Une forte corrélation est observée ($r^2 = 0.924$) mais la somme des flux par covariance de turbulence est systématiquement plus faible que l'énergie disponible puisque la pente de la régression est de 0.800 (+/- 0.018 , les incertitudes données ici représentant l'erreur-standard avec un intervalle de confiance de 95%).

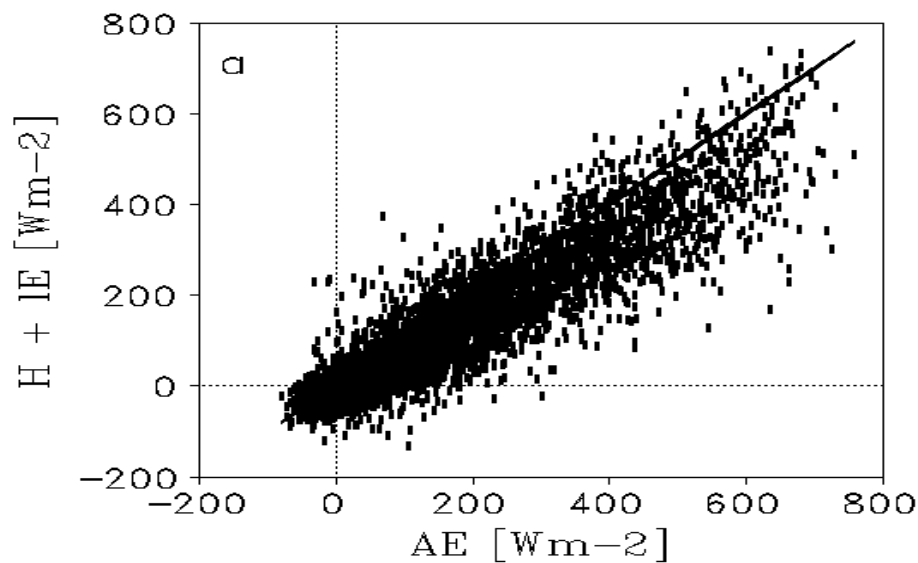


Figure 4.4.2. : Somme des mesures par covariance de turbulence des flux de chaleur sensible et latente en fonction de la somme du flux radiatif et des termes de stockage (A) pour le secteur des hêtres. Extrait de Aubinet et al., 2001.

Le déficit de fermeture est donc de l'ordre de 20%, valeur comparable à celles obtenues sur la plupart des sites forestiers.

Cette discussion nous alerte sur le fait que l'utilisation de la balance énergétique ne permet pas d'estimer l'erreur absolue sur les mesures de covariance de turbulence. Elle fournit, tout au plus, un critère de plausibilité. Elle peut être utilisée pour attirer l'attention sur des données trop distantes de la relation moyenne entre $H + \lambda E$ et A et donc suspectes (en condition de pluie, par exemple).

4.5. Procédure de sommation

Les flux obtenus à la fréquence de 20.8 Hz sont sommés pour obtenir une estimation de la séquestration annuelle de carbone. Cette procédure de sommation nécessite des séries de données complètes. Il faut donc remplacer les données manquantes (système de covariance de turbulence à l'arrêt) ou non valides (problèmes techniques ou problème des flux de nuits présenté à la section 2.2).

La procédure suivante est utilisée :

- pour le jour, lorsque l'on dispose de la densité de flux de photon photosynthétiquement actif (*PPFD*), la réponse du NEE au *PPFD* (Aubinet et al., 2001) est utilisée. Pour les données de nuit manquantes, lorsque l'on dispose de la température du sol, la réponse du NEE à la température de sol (voir section 2.2) est utilisée. Si le *PPFD* ou T_{sol} sont manquants, la donnée reste manquante.
- les données sont groupées par décade (10 jours) et les données manquantes sont interpolées sur base des valeurs de la décade; la période de groupement doit être suffisamment courte pour éviter les variations saisonnières mais suffisamment longue pour permettre une interpolation raisonnable;
- la série est alors complète et il ne reste qu'à sommer toutes les demi-heures pour obtenir la séquestration sur la période désirée.

4.6. Procédure de calcul de l'advection verticale

La formulation de l'équation de conservation du scalaire proposée par Lee (Lee, 1998) pour l'étude de l'impact de l'advection verticale sur le calcul du NEE et sur les densités de flux de chaleur (voir 2.3.3.) permet d'obtenir le terme représentant l'advection verticale sous la forme

$$V_i \equiv \overline{w_{h_{eco}}} \cdot (\overline{\mathfrak{R}_i}(h_{eco}) - \langle \overline{\mathfrak{R}_i} \rangle) \quad (4.6.1.)$$

Pour l'évaluation des concentrations de scalaires $\overline{\mathfrak{R}_i}$, nous possédons les valeurs mesurées sur un profil vertical avec des points de mesure à 9, 21 et 34 m de hauteur (voir fig 3.3.A.).

L'évaluation de la vitesse verticale moyenne est plus délicate.

Pour clarifier la discussion, nous introduisons les symboles suivant :

- $\overline{w_{h_{eco}}}$ est la vitesse verticale moyenne réelle ;
- $\overline{w_{h_{eco} mes}}$ est la vitesse verticale moyenne mesurée par l'anémomètre sonique tridimensionnel ;
- $\widehat{w_{h_{eco}}}$ est la partie de la vitesse verticale moyenne mesurée qui peut être attribuée à l'inclinaison du capteur par rapport à la surface du terrain, au sillage aérodynamique de la structure de la tour et à un signal trop faible qui peut être perturbé par une légère dérive dans l'électronique. Ce sont donc des effets purement instrumentaux.

De sorte que l'on peut écrire :

$$\overline{w}_{h_{eco}} = \overline{w}_{h_{eco} \text{ mes}} - \widehat{w}. \quad (4.6.2.)$$

Rappelons que les moyennes sont effectuées sur une demi-heure, base de temps de notre système de mesure.

L'angle ϕ est défini comme l'angle que fait le vecteur vent avec le plan horizontal dans le système de référence de l'anémomètre (ou angle vertical) et l'angle θ est l'angle azimutal (direction du vent) (voir figure 4.6.1.).

On peut écrire de la même manière que 4.6.2. :

$$\overline{\phi} = \overline{\phi}_{\text{mes}} - \widehat{\phi} \quad (4.6.3.)$$

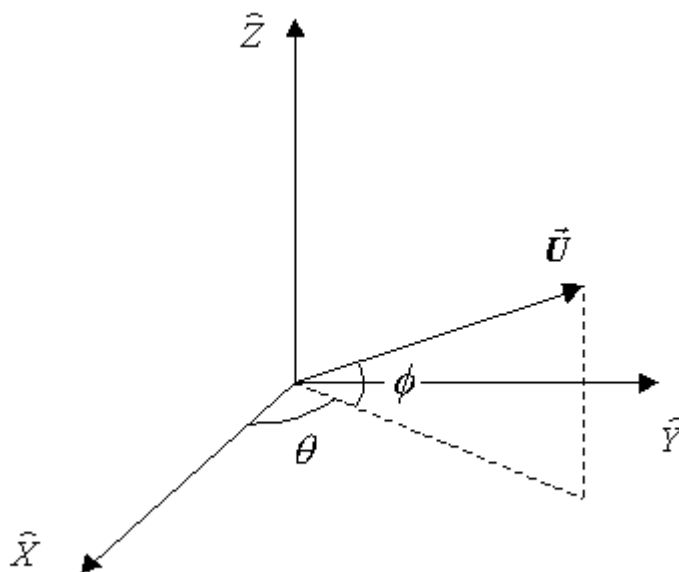


Figure 4.6.1. : Vecteur vitesse du vent (\vec{U}) dans le référentiel de l'anémomètre.

Dans la procédure standardisée proposée par EUROFLUX et appliquée à Vielsalm, on fait l'hypothèse d'une vitesse verticale nulle à tout moment ($\overline{w}_{h_{eco}} = 0$). Dès lors, toute valeur de la vitesse verticale non nulle est attribuée uniquement aux effets instrumentaux ($\overline{w}_{h_{eco} \text{ mes}} = \widehat{w}$) et est corrigée automatiquement par une rotation d'axes qui est réajustée toutes les demi-heures (voir annexe 1).

Dans l'approche suivie ici, on ne considère pas que la vitesse verticale doit s'annuler nécessairement à tout moment. De fait, on n'exclut pas la possibilité d'un flux vertical d'advection. La mesure de la vitesse verticale moyenne ($\overline{w}_{h_{eco} \text{ mes}}$) est alors considérée comme étant composée d'une part des différentes perturbations citées plus haut (\hat{w}) et d'autre part, de la vitesse verticale moyenne réelle $\overline{w}_{h_{eco}}$. Le terme correctif \hat{w} doit alors être évalué sur une période la plus longue possible. Une fois la correction établie, l'équation 4.6.2. est appliquée aux mesures à la demi-heure pour obtenir la vitesse verticale moyenne réelle $\overline{w}_{h_{eco}}$. Les effets instrumentaux sont ainsi gommés de façon à mettre en évidence d'éventuels mouvements verticaux moyens d'air au niveau de la tour.

Pour établir cette correction, Lee (1998) fait l'hypothèse que la vitesse verticale moyenne $\overline{w}_{h_{eco}}$ doit être distribuée aléatoirement, c'est-à-dire qu'elle doit être nulle en moyenne sur une longue période temporelle. Deux méthodes générales, décrites par Paw U (PawU et al., 2000), sont alors possibles.

La première méthode consiste à établir la relation entre l'angle vertical ϕ et l'angle azimutal θ (direction du vent).

$$\overline{\phi}_{mes} = fct(\theta)$$

De cette relation peut être déduit le terme correctif $\hat{\phi}$ de l'équation 4.6.3. En effet, une variation sinusoïdale de l'angle vertical ϕ en fonction de la direction du vent mettrait en évidence une inclinaison de l'anémomètre par rapport à la surface plane du terrain ou, plus précisément, par rapport aux lignes d'écoulement de l'air, parallèles à la surface plane du terrain. Une relation non-sinusoïdale s'expliquerait par une surface du terrain non-plane ou par une perturbation de l'écoulement par la structure de la tour ou de l'anémomètre.

La deuxième méthode consiste à établir la relation entre la vitesse verticale moyenne, mesurée dans le système de référence de l'anémomètre, et les composantes horizontales de la vitesse moyenne dans les directions x et y, avant toute transformation angulaire.

$$\overline{w}_{h_{eco} \text{ mes}} = fct(u, v)$$

Si cette régression bi-dimensionnelle est plane, ce plan peut aisément être visualisé comme la surface inclinée que l'anémomètre "voit". L'équation de la régression fournit un moyen rapide pour évaluer la partie de la vitesse verticale moyenne mesurée qui résulte de l'effet combiné de l'écoulement qui suit le terrain et de l'inclinaison de l'anémomètre. Pour un terrain plus complexe ou pour

prendre en compte l'influence de la tour ou de la géométrie des senseurs, une régression non-linéaire doit être utilisée.

La première méthode utilisant les données angulaires et la seconde méthode utilisant les composantes des vitesses sont équivalentes d'un point de vue conceptuel mais pas d'un point de vue poids statistique des mesures. En effet, pour des faibles vitesses de vent, l'angle vertical ϕ peut être très variable. Une telle demi-heure interviendra de manière plus forte dans le calcul de l'angle $\hat{\phi}$ que dans la régression bi-dimensionnelle donnant \hat{w} . La répartition des données par classes de direction de vent dans la première méthode peut encore accroître ce phénomène puisqu'elle réduit le nombre de demi-heures à partir desquelles sera établie cette correction.

Il est nécessaire pour établir cette correction de disposer de mesures à suffisamment long terme. On choisira donc la plus grande période temporelle possible avec la contrainte que l'anémomètre ne doit pas avoir été déplacé au cours de cette période de sorte que les caractéristiques instrumentales responsables de $\hat{w}_{h_{eco}}$ n'aient pas été modifiées au cours de la période choisie. Nous avons choisi la période s'étalant de juin 1999 à février 2001, soit 21 mois de mesures.

Pour établir la correction nécessaire à l'évaluation de la vitesse verticale moyenne réelle, nous utilisons la méthode des angles décrite à la section 4.6 (équation 4.6.3.).

Lee propose d'inclure toutes les mesures de la période temporelle choisie. Cependant, Finnigan (Finnigan, 1999) suggère de n'inclure dans les régressions que les périodes de mesures où l'atmosphère est en stratification neutre, c'est-à-dire les périodes de vent fort. En effet, puisque la correction vise à s'affranchir d'effets géométriques qui perturbent la mesure (inclinaison de l'anémomètre,...), il est préférable de ne pas encore ajouter les effets thermiques (atmosphère instable ou stable) aux mesures utilisées pour établir la correction. Nous adopterons la suggestion de Finnigan en sélectionnant uniquement les données pour lesquelles $U > 2 \text{ ms}^{-1}$.

Bien entendu, si les mouvements d'air sur le site ont une direction verticale préférentielle, mettant ainsi en défaut l'hypothèse d'une vitesse verticale nulle en moyenne sur une longue période, la procédure de correction va introduire un biais systématique. De telles situations devraient se marquer dans la première méthode par une sinusoïde qui n'est plus centrée sur une valeur d'angle vertical nul et dans la deuxième méthode par un plan qui n'est plus centré sur une vitesse verticale nulle. Si de telles circulations d'air sont détectées, il est alors possible

de modifier la procédure de correction en ne tenant pas compte de l'hypothèse de distribution aléatoire de la vitesse verticale moyenne proposée par Lee.

CHAPITRE 5 : Résultats

5.1. Procédure de correction pour la vitesse verticale moyenne

L'angle vertical du vecteur vent dans le référentiel de l'anémomètre, calculé par le logiciel de calcul des flux par covariance de turbulence, est présenté à la figure 5.1.1.a. Les valeurs d'angle vertical élevées (en valeurs absolues) correspondent en général à des périodes de vent faibles. En effet, si l'on sélectionne uniquement les données par vent fort (figure 5.1.1.b.), la dispersion des angles verticaux diminue. L'impact de l'utilisation des angles plutôt que des vitesses dans la procédure de correction (méthodes décrites à la section 4.6) est ici mis en évidence. En ne sélectionnant que les périodes de vent fort (atmosphère en stratification neutre) pour établir la correction, on s'affranchit de ce problème.

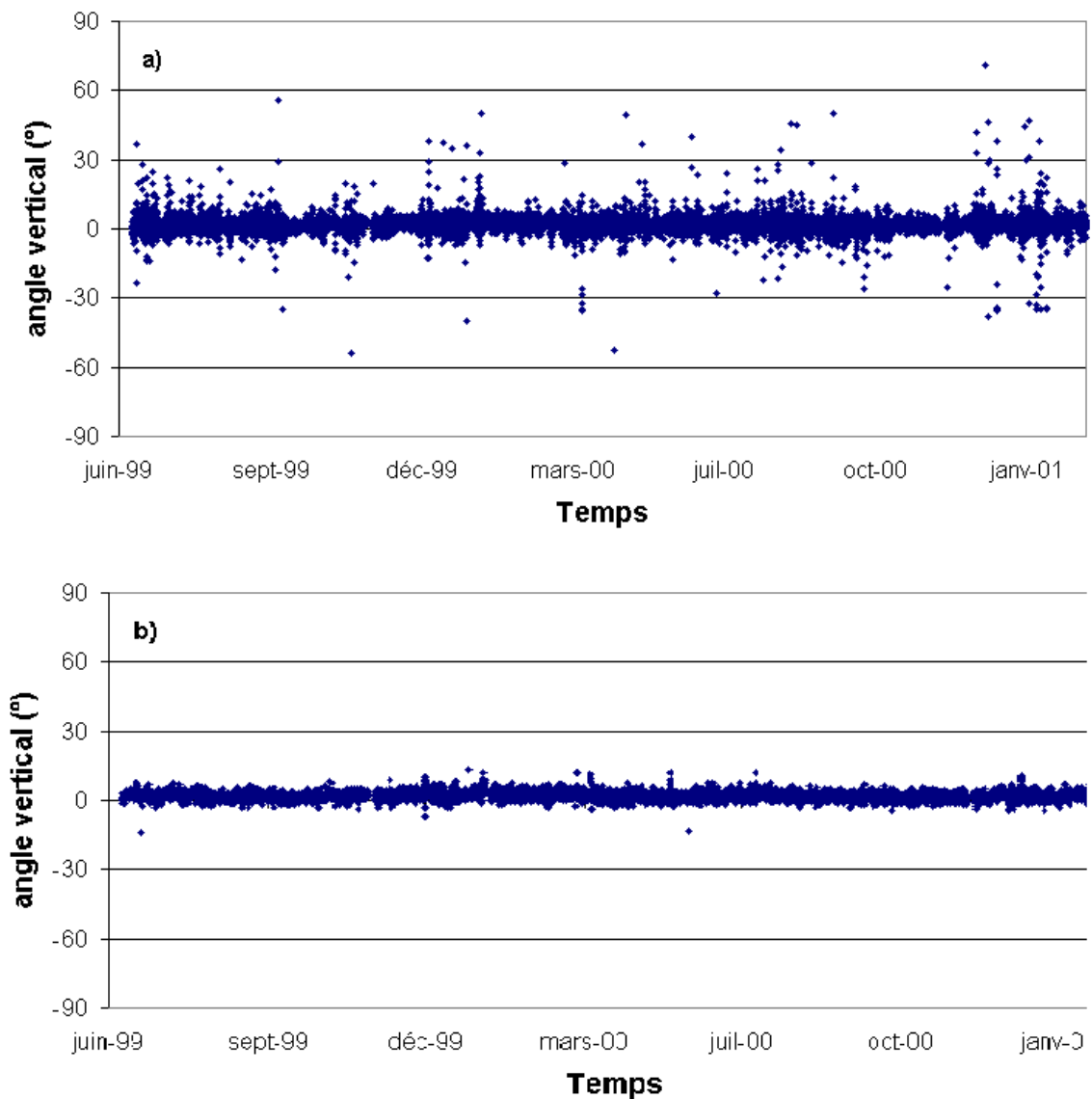


Figure 5.1.1. : Angle vertical du vecteur vent en fonction du temps pour la période 06/1999-02/2001. (a) toutes les demi-heures et (b) uniquement les demi-heures pour lesquelles $u > 2 \text{ ms}^{-1}$.

L'évolution de l'angle vertical en fonction de l'angle azimutal au cours de cette période est donnée à la figure 5.1.2. Les valeurs sont moyennées par classes de 5° d'angle azimutal. Nous n'avons sélectionné que les périodes de vent fort ($u > 2 \text{ ms}^{-1}$).

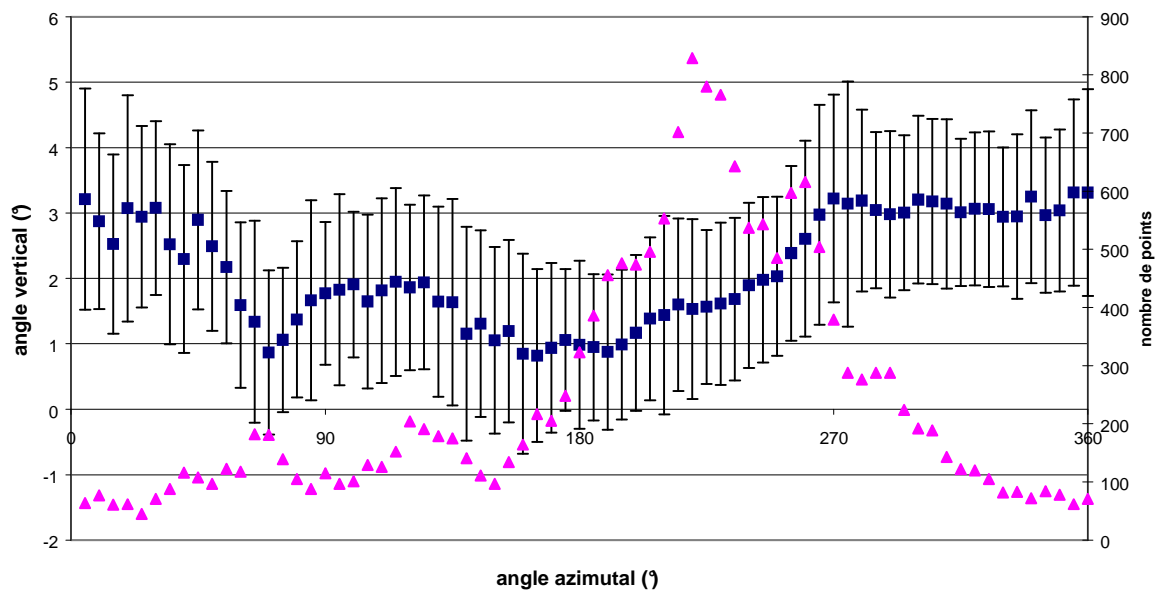


Figure 5.1.2. : Evolution de l'angle vertical en fonction de l'angle azimutal pour les demi-heures où $u > 2 \text{ ms}^{-1}$. Les données sont triées par classes de 5° . Les carrés représentent la moyenne pour chaque classe d'angle azimutal. Les barres d'erreur représentent \pm ou $-$ 1 déviation standard. Les triangles représentent le nombre de mesure dans chaque classe.

La relation sinusoïdale de l'angle vertical en fonction de l'angle azimutal apparaît clairement. Elle résulte probablement de l'inclinaison du plan de l'anémomètre sonique par rapport aux lignes d'écoulement d'air. L'interpolation par une sinusoïde est proposée à la figure 5.1.3.

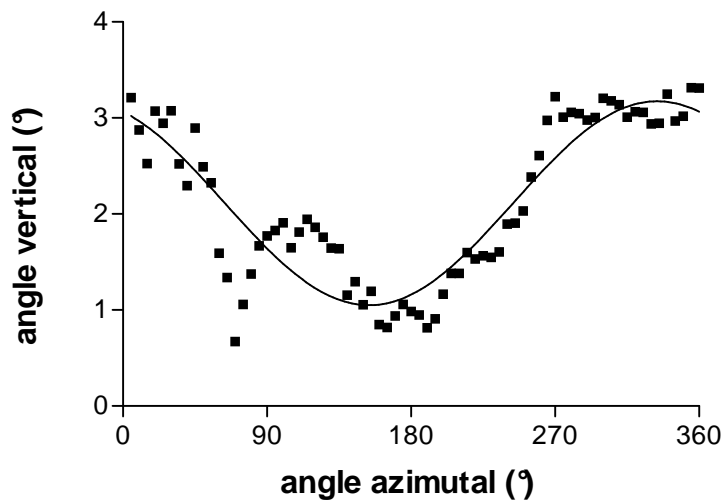


Figure 5.1.3. : Interpolation de la relation angle vertical-angle azimutal par une sinusoïde.

L'équation de cette sinusoïde est :

$$y = A + B.\sin(C * x + D) \quad (5.1)$$

avec

$$A = 2.11$$

$$B = 1.06$$

$$C = 2\pi/360$$

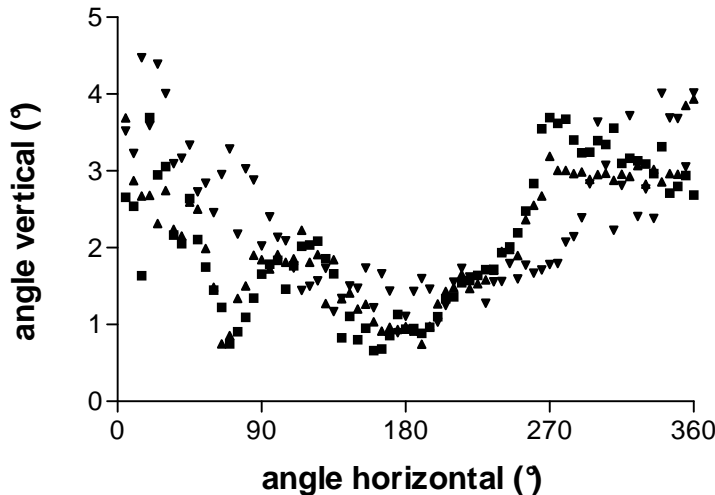
$$D = 8.31$$

Cela suggère que l'inclinaison du plan de l'anémomètre sonique par rapport aux lignes d'écoulement d'air est de l'ordre du degré.

On remarque une perturbation dans le secteur azimutal 60-140°. Cette perturbation pourrait provenir de la présence de hauts conifères tout près de la tour, qui perturbent l'écoulement d'air. Rappelons que l'anémomètre se trouve à une hauteur de 40 m alors que le sommet de la canopée est estimé à 27 m pour les feuillus et à 35 m pour les conifères (voir chapitre 3.3). Cependant, on n'observe pas une plus grande dispersion des mesures pour ce secteur angulaire. La présence de la tour elle-même ne peut pas expliquer cet écart puisque l'anémomètre est placé au-dessus de la tour et non à côté comme c'est parfois le cas sur d'autres sites.

L'angle vertical moyen n'est pas nul (décalage de cette sinusoïde vers les angles verticaux positifs). Un angle vertical positif correspond à une vitesse verticale moyenne vers le haut. Cela signifierait que, en moyenne au niveau de la tour et pour toutes les directions incidentes de vent, de l'air quitte la forêt pour

l'atmosphère. Nous sommes ici en contradiction avec l'hypothèse de Lee selon laquelle la vitesse verticale est nulle en moyenne sur une longue période. L'établissement d'une telle circulation d'air paraît difficilement explicable. D'une part elle ne peut être expliquée par la topographie du site (appareil placé à mi-pente du versant d'une vallée, pente relativement faible). D'autre part, si cette cellule convective avait une origine thermique (différence d'albédo des surfaces ou différence d'ensoleillement dû à la pente, par exemple), elle devrait être complètement modifiée pendant la nuit. La figure 5.1.4 montre la relation angle vertical-angle azimutal pour les données de nuit, les données par temps moyennement ensoleillé et par temps fortement ensoleillé. Les différences sont minimales et cet angle vertical reste tout le temps positif. Remarquons de plus que la possibilité d'établissement d'une cellule convective d'origine thermique était déjà limitée, vu la sélection des données par vent fort. Cependant, la même



conclusion s'impose si l'on sélectionne toutes les données, sans tri sur la force du vent.

Figure 5.1.4 : Relation angle vertical-angle azimutal . Carrés : données de nuit, triangles : données $5 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1} < \text{PPFD} < 800 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$, triangles inversés : données $\text{PPFD} > 800 \mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$.

Ceci nous suggère que ce décalage de 2° des angles verticaux vers les valeurs positives serait plutôt un effet instrumental, à ce jour inexpliqué. Si cette hypothèse est correcte, il faut corriger ce terme pour obtenir la composante verticale réelle de la vitesse de vent. Dans ce cas, le terme correctif dans l'équation 4.6.3. s'écrirait :

$$\hat{\phi} = A + B.\sin(C * \theta + D) \quad (5.2)$$

Par contre, si cette hypothèse est fautive, nous ne pouvons pas exclure que le terme correctif de l'équation 4.6.3. s'écrive :

$$\hat{\phi} = B.\sin(C * \theta + D) \quad (5.3)$$

Dans la suite, les deux types de corrections seront testées pour estimer les densités de flux de CO_2 . Nous parlerons de la correction 1 lorsque nous utiliserons l'équation 5.2 et de la correction 2 lorsque nous utiliserons l'équation 5.3.

5.2. Vitesse verticale moyenne réelle

Muni d'une fonction de correction à appliquer pour obtenir l'angle réel $\bar{\phi}$ entre le vecteur vitesse du vent et le plan horizontal, nous pouvons estimer, pour chaque demi-heure, la vitesse verticale moyenne réelle au sommet de la tour $\bar{w}_{h_{eco}}$.

La série temporelle choisie pour appliquer la procédure de correction doit évidemment être prise au sein de la période temporelle qui a servi à l'établir. Nous avons sélectionné 4 mois, de juin 1999 à septembre 1999. Cette période est caractérisée par des flux importants (saison de végétation) et a déjà été utilisée pour l'étude du phénomène d'advection horizontale sur notre site. Dans une phase ultérieure de notre travail, une étude de l'interaction advection horizontale-advection verticale pourrait ainsi être menée.

Les deux fonctions de correction 5.2 et 5.3 ont été appliquées.

Le $\bar{w}_{h_{eco}}$ ainsi obtenu pour la période de 4 mois est donné à la figure 5.2.1. Il est compris entre -20 et $+20 \text{ cms}^{-1}$ pour la correction 1 et entre -10 et $+30 \text{ cms}^{-1}$ pour la correction 2.

La figure 5.2.2 montre la distribution de fréquence de $\bar{w}_{h_{eco}}$ pour différents états de stabilité de l'atmosphère.

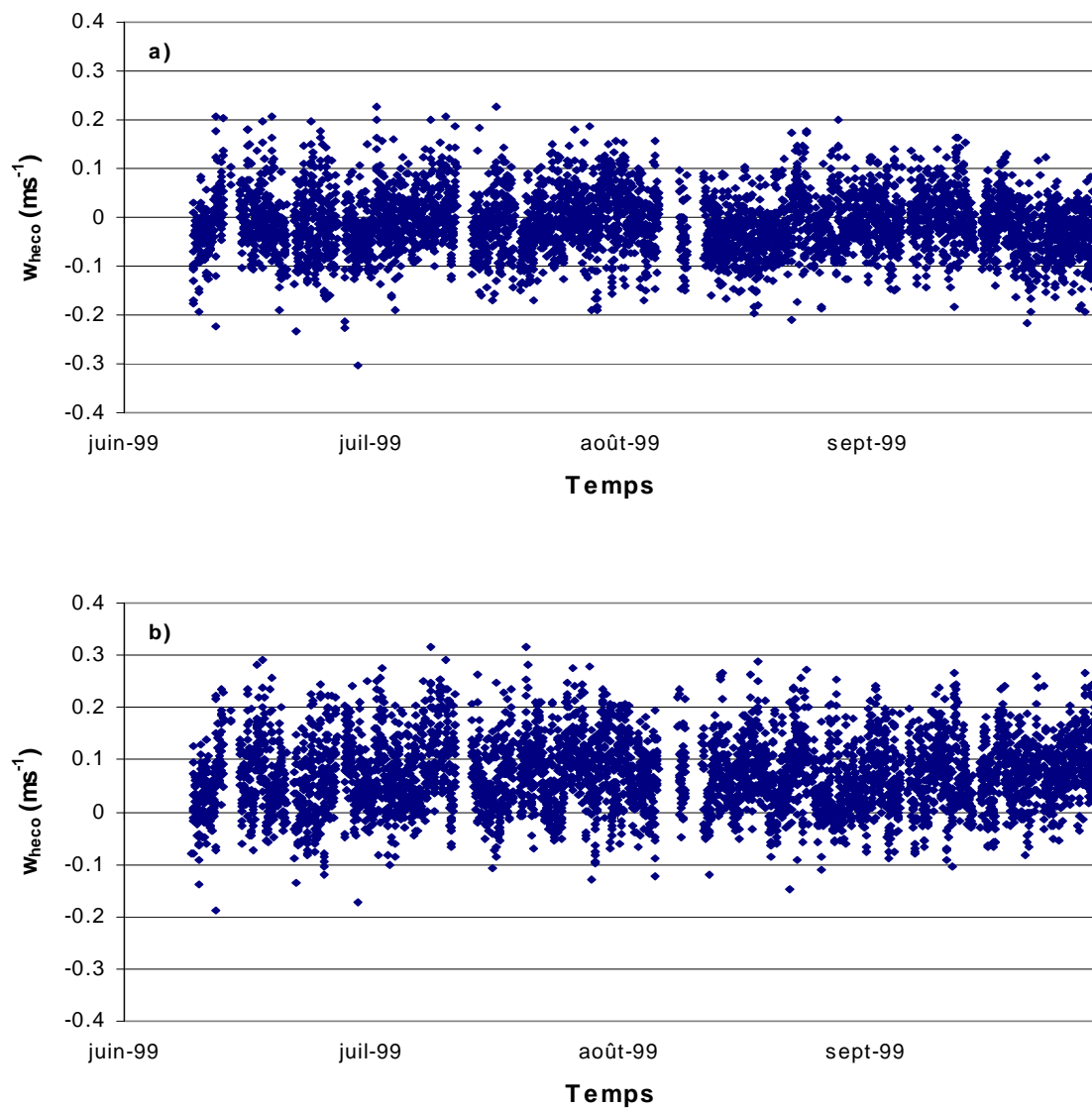


Figure 5.2.1 : Vitesse verticale moyenne réelle en fonction du temps. Valeurs semi-horaires obtenues à l'aide (a) de la correction 1 (b) de la correction 2.

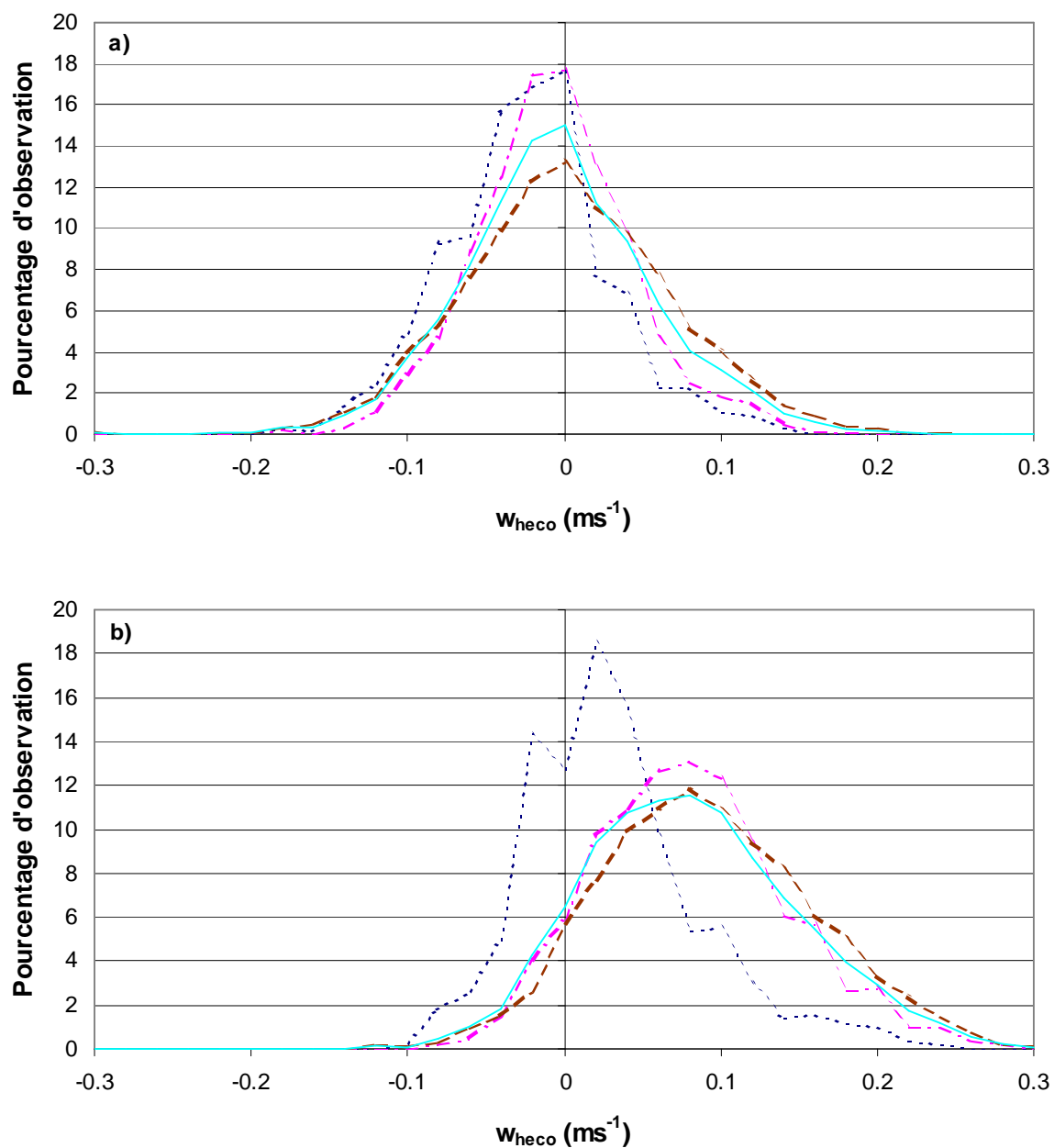


Figure 5.2.2 : Distribution de w_{heco} obtenue (a) avec correction 1 (b) avec correction 2. Courbe trait plein : toutes les données; courbe trait pointillés : nuits calmes (demi-heures pour lesquelles $z/L > 1$); courbe trait pointillés-continus : nuits turbulentes (demi-heures pour lesquelles $z/L < 1$); courbe trait pointillés longs : jour. Les % d'observation sont calculés sur des intervalles de 0,1 cms⁻¹.

Pour la correction 1, un décalage de la distribution des $\overline{w_{h_{eco}}}$ pour les nuits calmes vers les valeurs négatives est observé. En effet 78% des valeurs de $\overline{w_{h_{eco}}}$ sont négatives pour les nuits calmes contre 65% pour les nuits turbulentes et 56% pour le jour.

Ceci pourrait traduire l'établissement d'un écoulement d'air dit de drainage le long de la pente lors des nuits pendant lesquelles la vitesse horizontale de vent est faible. En effet, par l'équation de continuité 2.1.3., la divergence le long de la pente due à l'accélération de la pesanteur doit être compensée par un mouvement d'air vers le bas ($\overline{w_{h_{eco}}} < 0$).

Pour la correction 2, ce décalage entre les $\overline{w_{h_{eco}}}$ lors des nuits calmes d'une part et les $\overline{w_{h_{eco}}}$ lors des nuits turbulentes et du jour d'autre part s'observe aussi mais l'ensemble des $\overline{w_{h_{eco}}}$ est positif.

5.3. Profil vertical de concentration de CO_2

Le flux d'advection verticale de CO_2 s'exprimant comme le produit de la vitesse verticale moyenne $\overline{w_{h_{eco}}}$ et du gradient vertical de concentration de CO_2 $\delta c = \overline{c_i(h_{eco})} - \langle c_i \rangle$ (équation 4.6.1.), nous nous attachons à décrire ce gradient δc .

Si nous voulons créer des classes en fonction de la stabilité de l'atmosphère, il est judicieux de travailler avec des blocs de nuits plutôt que de trier les valeurs à la demi-heure. En effet, un gradient vertical de CO_2 peut mettre plusieurs heures à s'établir. Une nuit sera classée comme calme (atmosphère stable) si le paramètre de stabilité z/L est supérieur à 1 pendant au moins 80% de la durée de la nuit. Dans le cas contraire, la nuit est classée comme turbulente. Ce critère, appliqué sur notre série temporelle de 4 mois, nous permet de sélectionner 13 nuits calmes.

La figure 5.3.1. présente le comportement journalier moyen de δc observé à Vielsalm, toujours sur la même période allant du 06/1999 au 09/1999.

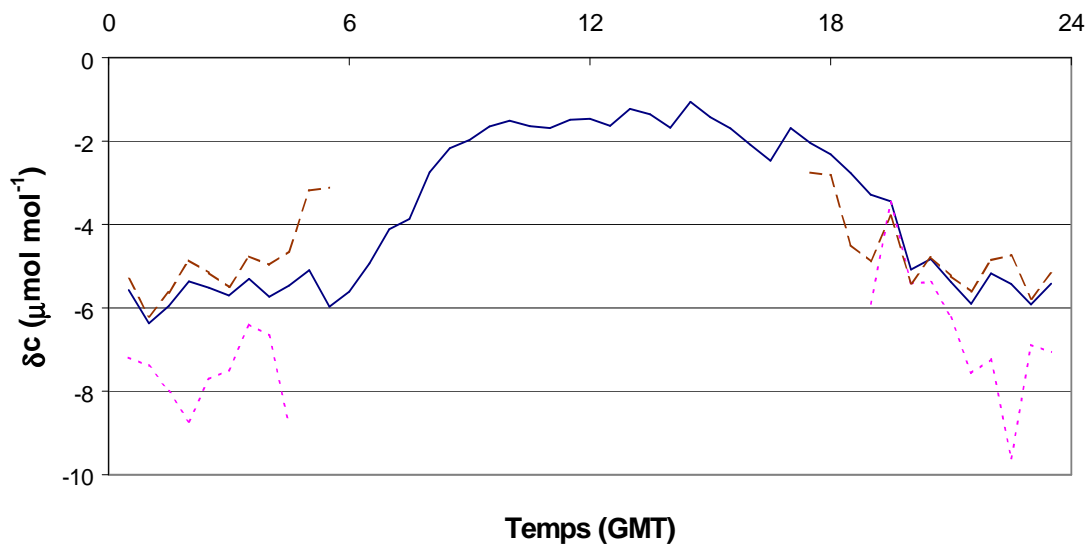


Figure 5.3.1. : Moyennes semi-horaires du gradient de concentration de CO_2

$$\delta c = \bar{c}_i(h_{eco}) - \langle \bar{c}_i \rangle. \text{ Moyennes établies sur la période 06/99-09/99. Courbe trait}$$

continu : toutes les mesures ; courbe traits pointillés : uniquement les nuits calmes ($z/L > 1$ pendant au moins 80% de la nuit) ; courbe trait semi-pointillés : nuits turbulentes.

Rappelons qu'un δc négatif correspond à une concentration en CO_2 plus importante au niveau du sol que dans la canopée.

Le δc moyen est de l'ordre de $-5 \mu\text{mol mol}^{-1}$ pendant la nuit. Il est plus grand en valeur absolue pour les nuits calmes où il peut atteindre jusqu'à $-10 \mu\text{mol mol}^{-1}$. En effet, le sol est la principale source de CO_2 de l'écosystème. Si le niveau de turbulence est faible, le CO_2 émis par le sol n'est pas évacué vers l'atmosphère et un fort gradient vertical de concentration de CO_2 peut ainsi s'établir au cours de la nuit.

Pendant la journée, le δc moyen n'est plus que de l'ordre de $-1 \mu\text{mol mol}^{-1}$, la turbulence uniformisant les concentrations de CO_2 dans l'air du couvert.

5.4. Flux d'advection vertical de CO_2

Les moyennes semi-horaires des flux de masse de CO_2 (V_c , équation 4.6.1.) obtenus par les deux méthodes de correction (5.2 et 5.3) sont présentées à la figure 5.4.1. La classification en terme de stabilité de l'atmosphère est identique à celle utilisée au chapitre 5.3.

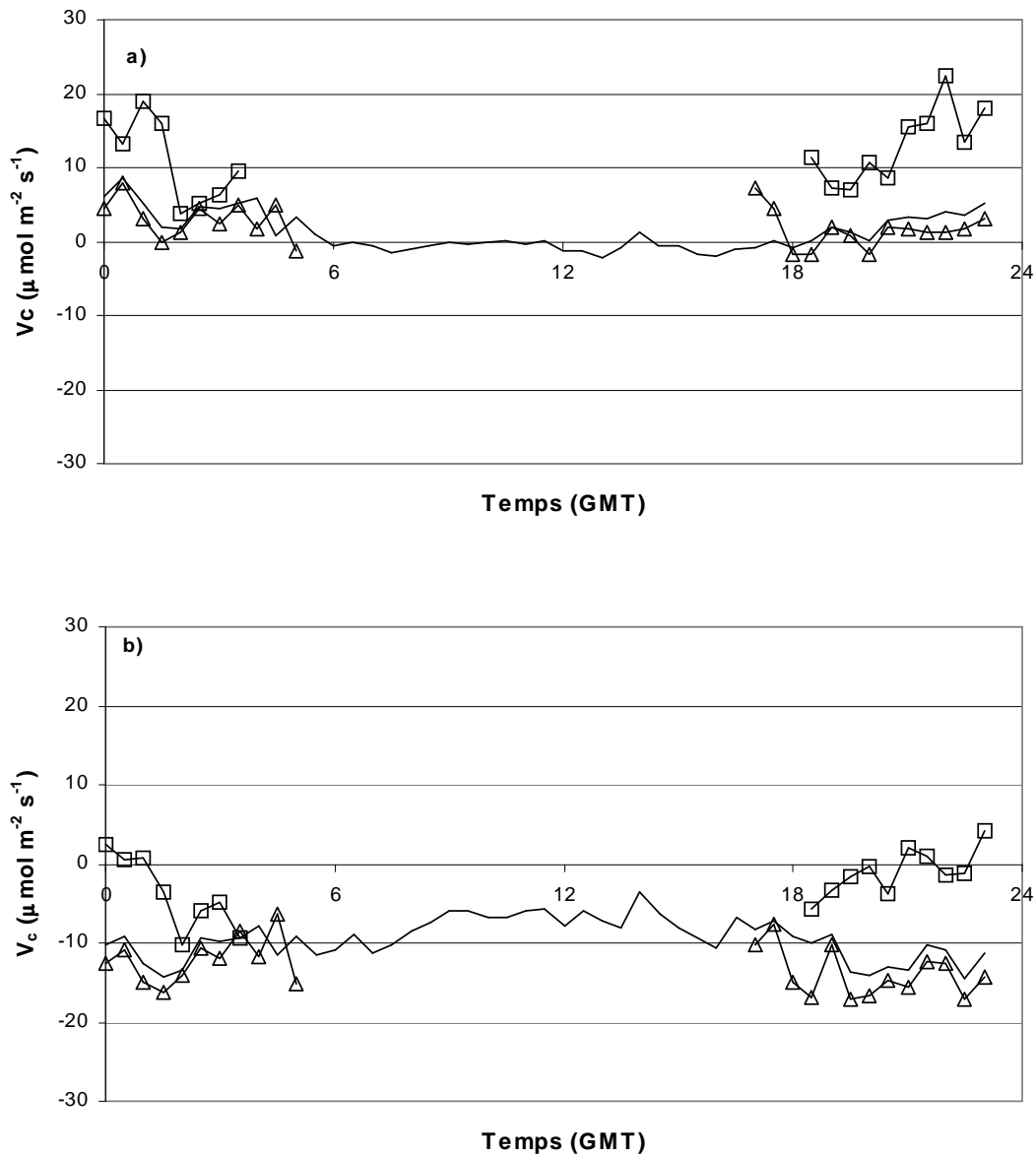


Figure 5.4.1. : Moyennes semi-horaires des flux de masse de CO_2 (V_c) obtenus (a) avec correction 1 et (b) avec correction 2. Pas de marqueurs : tout; triangles : nuits turbulentes; carrés : nuits calmes.

Pour la correction 1, V_c moyen est quasiment nul pendant la journée, en raison d'un faible gradient de concentration de CO_2 associé à une faible vitesse verticale. La nuit, V_c moyen est positif et est plus important lors des nuits calmes où il peut atteindre $20 \mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$.

Pour la correction 2, V_c moyen est toujours négatif puisque $\overline{w_{h_{eco}}}$ moyen est largement positif (voir figure 5.2.2) et δc moyen est toujours négatif. La journée, V_c moyen est compris entre -5 et -10 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$. Lors des nuits calmes, V_c moyen est compris entre 0 et -10 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$.

L'impact de la prise en compte des flux d'advection verticaux de CO_2 sur le NEE est donné à la figure 5.4.2. Le comportement journalier moyen de la densité de flux de CO_2 obtenue sans inclusion du flux vertical d'advection (NEE) est comparé au comportement journalier moyen de la densité de flux de CO_2 obtenue en incluant le terme d'advection vertical calculé à l'aide de la correction 1 ($NEE + V_{c1}$) ou en incluant le terme d'advection vertical calculé à l'aide de la correction 2 ($NEE + V_{c2}$).

Les moyennes semi-horaires de la densité de flux de CO_2 obtenu sans inclusion du flux vertical d'advection (NEE) sont comprises entre 2 et 3 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la nuit et atteignent -15 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ la journée.

Le flux obtenu en tenant compte du flux d'advection vertical calculé à l'aide de la correction 1 ($NEE + V_{c1}$) est compris entre 4 et 11 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la nuit et est identique au NEE pendant la journée.

Le flux obtenu en tenant compte du flux d'advection vertical calculé à l'aide de la correction 2 ($NEE + V_{c2}$) est compris entre -5 et -12 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la nuit et atteint -21 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la journée.

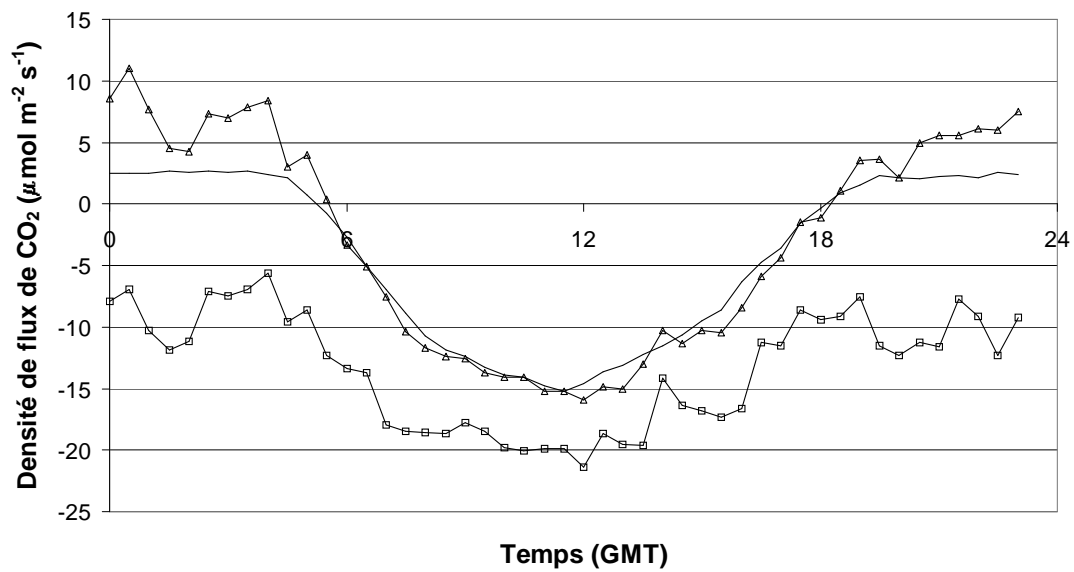


Figure 5.4.2. : Moyennes semi-horaires des densités de flux de CO₂. Pas de marqueurs : sans prise en compte de l'advection verticale (NEE) ; triangle : avec prise en compte de l'advection verticale à l'aide de la correction 1 ($NEE + V_{c1}$) ; carrés : avec prise en compte de l'advection verticale à l'aide de la correction 2 ($NEE + V_{c2}$).

CHAPITRE 6 : Discussion

Les deux procédures de correction auxquelles nous aboutissons sont :

$$\text{Correction 1 : } \hat{\phi} = A + B \cdot \sin(C * \theta + D) \quad \text{avec } A \cong 2^\circ$$

$$\text{Correction 2 : } \hat{\phi} = B \cdot \sin(C * \theta + D)$$

La correction 1 respecte l'hypothèse émise par Lee (1998) que le $\overline{w_{h_{eco}}}$ est distribué aléatoirement, c'est-à-dire est nul sur une longue période temporelle. Il faut alors trouver une explication purement instrumentale à la mesure d'un angle vertical $\overline{\phi}_{mes}$ d'environ 2° pour toutes les directions incidentes de vent, l'effet sinusoïdal étant lui expliqué par l'inclinaison de l'anémomètre par rapport au plan horizontal.

Une explication possible est liée à la calibration de l'anémomètre sonique. Selon Grelle (1997), les senseurs de l'anémomètre sonique provoquent une perturbation de l'écoulement qu'ils sont censés mesurer. Cela a pour conséquence une modification du vecteur vent avec notamment l'apparition d'un angle vertical ϕ ("vertical deflection"). Le fabricant (Gill Instruments, Lymington, UK) propose une procédure de correction de cet effet. Cependant, Grelle a montré que la correction proposée par Gill n'était pas adaptée et que cette déviation du vecteur vent pouvait atteindre des angles ϕ de 2° à 3° . La solution proposée par Grelle est de calibrer chaque anémomètre sonique en soufflerie, ce qui n'a pas été réalisé pour l'anémomètre sonique utilisé à Vielsalm. Cependant, cette déviation du vecteur vent due à la structure de l'anémomètre lui-même présente une dépendance sinusoïdale vis-à-vis de l'angle azimutal (direction du vent) et ne peut donc pas expliquer un angle ϕ constant de 2° .

Le choix de la correction 2 implique l'existence d'un mouvement persistant d'air vers le haut au niveau de la tour.

Une telle circulation pourrait être provoquée par la topographie du lieu si la tour se trouvait sur un promontoire par exemple. Ce n'est pas le cas puisque le site se situe sur le versant d'une vallée avec un terrain aux alentours qui présente une pente uniforme de 3° .

Une circulation locale à l'échelle de la vallée pourrait être imaginée. En effet, le versant de la vallée sur lequel se trouve le site étant le moins ensoleillé, une

cellule pourrait s'établir pendant la journée mais elle provoquerait plutôt un mouvement d'air vers le bas au niveau de la tour.

De plus, si cette circulation était d'origine thermique, l'angle vertical $\bar{\phi}$ devrait présenter une dépendance vis-à-vis de l'éclairement, ce qui n'est pas le cas au vu de la figure 5.1.4.

Rappelons encore que la tour est située à la lisière entre deux canopées de hauteurs différentes (35m pour les conifères et 27m pour les feuillus), provoquant sans doute une perturbation de l'écoulement d'air dans la zone de mesure de l'anémomètre sonique (40m) qui est très proche du sommet de ces canopées.

Les deux équipes scientifiques (Lee, 1998; Paw U et al, 2000) ayant publié des résultats sur l'application de cette procédure de correction observent un angle vertical $\bar{\phi}$ distribué aléatoirement, conformément à l'hypothèse de Lee mais ils n'excluent pas l'existence de mouvements d'air persistants sur certains sites.

Il existe cependant un argument important en faveur du choix de la procédure 1 lors du calcul de la vitesse verticale moyenne $\bar{w}_{h_{eco}}$ et du calcul de la densité de flux d'advection verticale V_c qui en découle.

En effet, la procédure 2 aboutit à des ordres de grandeur de V_c moyen qui ne sont pas réalistes. Rappelons que les valeurs de NEE calculées sans tenir compte de la densité de flux d'advection verticale sont considérées comme valables lors de la journée et des nuits turbulentes alors qu'elles sont clairement sous-estimées lors des nuits calmes (voir chapitre 2.2). Si la prise en compte du terme d'advection verticale (équation 2.3.3.) permettait de résoudre, au moins partiellement, ce problème, V_c devrait être positif lors des nuits calmes et nul lors de la journée et des nuits turbulentes. Or, si la procédure 2 est appliquée, le V_c moyen obtenu est négatif lors des nuits calmes, aggravant ainsi la sous-estimation du NEE constatée lors de ces nuits calmes. On obtient même un flux $NEE + V_{c2}$ fortement négatif (de -5 à -12 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$) pendant la nuit, situation totalement irréaliste puisque l'écosystème ne peut être qu'une source de CO_2 en l'absence de photosynthèse. Pendant la journée et les nuits turbulentes, le V_c moyen est compris entre -5 et -15 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$.

D'autre part, l'utilisation de la procédure 1 donne des ordres de grandeurs de V_c moyen beaucoup plus réalistes puisqu'il est compris entre 5 et 20 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ lors des nuits calmes et est nul ou faible lors des nuits turbulentes et de la journée.

On aboutit alors à un flux $NEE + V_{CI}$ de 5 à 10 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la nuit et atteignant -15 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant la journée.

La procédure de correction 1 semble donc la mieux adaptée pour l'obtention de la vitesse verticale $\overline{w}_{h_{eco}}$ même si nous ne pouvons expliquer la mesure par l'anémomètre sonique d'une vitesse verticale non nulle à long terme.

CHAPITRE 7 : Conclusions

Au cours de ce travail, nous avons d'abord présenté la méthode de mesure des flux de CO_2 , de chaleur sensible et de chaleur latente par la méthode de la covariance de turbulence ainsi que l'ensemble de la procédure qui aboutit au calcul de la séquestration annuelle de carbone.

La méthode de covariance de turbulence présente des lacunes évidentes lors des nuits présentant un faible niveau de turbulence (peu de vent). Lors de ces nuits, le flux de CO_2 est clairement sous-estimé. Ce problème étant une erreur sélective systématique, il peut amener à une mauvaise estimation de la séquestration annuelle de carbone par l'écosystème. De plus, notre site de mesure de Vielsalm semble particulièrement affecté par ce phénomène.

Plusieurs explications ont été avancées pour expliquer cette déficience de la méthode de covariance de turbulence. L'une d'entre elles est la présence possible de mouvements d'advection verticaux d'air au niveau de la tour de mesure (ce phénomène d'advection verticale étant d'autant plus importants que le couvert est haut). L'inclusion de ce terme de flux d'advection verticale de CO_2 dans le calcul du NEE ("Net Ecosystem Exchange") sur base d'une formulation théorique proposée par Lee (1998) a été effectuée. A cette fin, nous avons dû développer notre propre programme de calcul des flux par covariance de turbulence (nommé GEDYSOFT).

La présence d'une advection verticale se traduit par la mesure d'une vitesse verticale moyenne (sur une période d'une demi-heure) non nulle par l'anémomètre sonique placé au sommet de la tour. Cette mesure étant très sensible et polluée par des effets de positionnement de l'anémomètre, une procédure de correction (Lee, 1998; Paw U et al, 2000) doit être appliquée pour obtenir la vitesse verticale moyenne réelle.

L'établissement de cette correction sur 21 mois de mesures effectuées sur le site de Vielsalm a mis en évidence une vitesse verticale non-nulle (dirigée vers le haut) à long terme, ce qui constitue une situation originale par rapport aux publications de Lee et de Paw U. En effet, ils constatent que la vitesse verticale moyenne $\overline{w_{h_{eco}}}$ obtenue après correction, même si elle est non nulle à l'échelle de la demi-heure, se distribue aléatoirement. Autrement dit, même si $\overline{w_{h_{eco}}}$ est non nul à l'échelle de la demi-heure, il est nul à long terme. Il n'existe donc pas de mouvements persistants d'air vers le haut ou vers le bas. De notre côté, le $\overline{w_{h_{eco}}}$ obtenu après correction des effets instrumentaux cités par Lee est positif à

long terme, traduisant ainsi un mouvement d'air persistant vers le haut au niveau de la tour de mesure. Nous manquons d'arguments théoriques ou expérimentaux pour tenter de justifier ou d'infirmer l'existence d'une telle cellule de circulation d'air. En conséquence, nous avons conservé deux variantes dans la procédure de correction : ou bien la vitesse verticale moyenne positive à long terme est considérée comme un effet purement instrumental non expliqué et elle doit donc être gommée (correction 1) ou bien cette circulation existe vraiment et la procédure de correction ne doit pas la gommer (correction 2).

L'application de cette procédure de correction sur 4 mois de mesure à l'aide du programme GEDYSOFT nous a permis d'évaluer le flux d'advection vertical V_c à l'échelle de la demi-heure. Celui-ci présentant un comportement assez erratique, nous avons étudié le comportement moyen journalier pour obtenir un ordre de grandeur de la correction que l'advection verticale pourrait apporter au calcul du *NEE*.

Nous constatons que l'application de la variante 2 dans la procédure de correction de la vitesse verticale moyenne, donne des ordres de grandeurs de V_c non plausibles. En effet, étant négatif pendant les nuits calmes, la sous-estimation du flux pendant ces épisodes serait encore aggravée tandis qu'il imposerait des corrections de l'ordre -5 à -15 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ pendant les nuits turbulentes et pendant la journée, donnant ainsi des flux de CO_2 négatifs la nuit (absorption par l'écosystème) et anormalement élevés (en valeurs négatives) la journée. Par contre, l'application de la variante 1 dans la procédure de correction de la vitesse verticale moyenne, donne des ordres de grandeurs de V_c tout à fait plausibles. Compris entre 0 et 20 $\mu\text{mol m}^2 \text{s}^{-1}$ lors des nuits calmes, il pourrait apporter une réponse à la sous-estimation du flux pendant ces épisodes. Nul ou faible lors des nuits turbulentes et de la journée, il n'affecterait pas de manière significative l'évaluation du *NEE* considérée comme correcte pendant ces périodes.

Pour la suite de notre recherche, plusieurs pistes peuvent être suivies.

Nous devons acquérir une meilleure compréhension des circulations d'air au niveau de notre site. Pour cela, une revue de littérature sera nécessaire. Nous devons de plus trouver des arguments expérimentaux nous permettant de valider l'une des variantes de la procédure de correction de la mesure de la vitesse verticale moyenne.

Un calcul d'erreur sur chacun des termes intervenant dans le calcul du flux d'advection vertical V_c doit être effectué et une procédure de lissage des flux

V_c obtenus à la demi-heure doit être tentée (de la même manière quelle est effectuée pour le calcul du stockage) pour gommer le comportement erratique de ces résultats.

Une prise en compte des flux d'advection verticaux de chaleur sensible et de chaleur latente dans le bilan énergétique pourrait peut-être amener une amélioration du taux de fermeture de ce bilan énergétique.

Enfin, l'étude de l'advection horizontale et de l'advection verticale sont les deux principales solutions avancées pour l'amélioration des mesures de flux par covariance de turbulence lors des nuits peu turbulentes. Une étude du couplage entre ces deux phénomènes devrait être tentée.

Annexe 1 : Calcul des moyennes semi-horaires, des (co-)variances et des flux non-corrigés

Calcul des moyennes et des moments du second ordre

Les données d'entrée sont les valeurs instantanées des trois composantes de la vitesse du vent (u, v, w [ms^{-1}]), de la vitesse du son (U_{son} [ms^{-1}]) et des concentrations de CO_2 et de H_2O (c [μmolmol^{-1}], h [mmolmol^{-1}]). Dans cette annexe, les variables, de manière générale, seront désignées par ξ or η et les concentrations de scalaires par s .

La moyenne de ξ et les moments du second ordre de ξ et η sont calculés par :

$$\bar{\xi} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} \xi_k$$

et :

$$\overline{\xi' \eta'} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} \xi'_k \eta'_k$$

où n_s est le nombre de mesure. Les fluctuations (ξ'_k) autour de la moyenne à l'étape k ($\bar{\xi}_k$) sont calculées par :

$$\xi'_k = \xi_k - \bar{\xi}_k$$

La moyenne courante $\bar{\xi}_k^c$ est calculée par (McMillen, 1986, 1988, Baldocchi et al., 1988, Kaimal et Finnigan, 1994) :

$$\bar{\xi}_k^c = e^{-\Delta t / \tau_f} \bar{\xi}_{k-1}^c + (1 - e^{-\Delta t / \tau_f}) \xi_k$$

où Δt est l'intervalle temporel de mesure et τ_f est la constante de temps de la moyenne courante. Comme $\Delta t \ll \tau_f$, la moyenne courante peut aussi s'écrire (après un développement de Taylor limitée au premier ordre) :

$$\bar{\xi}_k = (1 - \frac{\Delta t}{\tau_f}) \bar{\xi}_{k-1} + \frac{\Delta t}{\tau_f} \xi_k$$

Cette moyenne courante $\bar{\xi}_k$ ne doit pas être confondue avec la moyenne $\bar{\xi}$ qui est calculée sur l'ensemble des données.

Une autre façon de calculer $\bar{\xi}_k$ est celle utilisée par les algorithmes de "linear detrending". $\bar{\xi}_k$ est calculé à l'aide d'une régression des moindres carrés comme (Gash et Culf, 1996) :

$$\bar{\xi}_k = \bar{\xi} + b(t_k - \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} t_k)$$

où t_k est le temps au pas k et b est la pente de la partie linéaire de l'échantillon.

Il est calculé comme :

$$b = \frac{\sum_{k=1}^{n_s} \xi_k t_k - \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} \xi_k \sum_{k=1}^{n_s} t_k}{\sum_{k=1}^{n_s} t_k t_k - \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} t_k \sum_{k=1}^{n_s} t_k} .$$

Les transformations non-linéaires de variables doivent être appliquées avant les calculs de moyenne et de moment du second ordre. C'est le cas de la température sonique T_s [K] qui doit être déduite de la vitesse du son (U_{son}) par (Kaimal et Gaynor, 1991) :

$$T_{son} = \frac{U_{son}^2}{403}$$

Pour le calcul de $\overline{w'c'}$ ou $\overline{w'h'}$, les séries temporelles de w_k' doivent être retardées par rapport à c_k' ou h_k' pour prendre en compte le temps pris par l'air pour parcourir le tube de prélèvement et atteindre l'analyseur. Cette opération affecte très fort les performances du programme. Si la pompe n'est pas associée à un régulateur de débit, comme c'est le cas sur notre site, il est préférable de ne pas utiliser un décalage temporel ("time lag") constant mais plutôt de fixer un intervalle temporel sur lequel le maximum des co-variances sera cherché. En pratique, ce décalage temporel ne varie pas beaucoup et la fourchette peut être limitée à ± 1 s. Ceci permet un traitement plus rapide et

une réduction des erreurs, surtout quand les flux sont faibles et que le maximum des covariances est difficile à détecter.

Rotation des axes

Les rotations des axes sont appliquées aux moyennes brutes et aux moments du second ordre.

Les deux premières rotations alignent u parallèlement à la vitesse moyenne du vent et annulent v et w . Elles sont effectuées dans le but d'éliminer une éventuelle vitesse verticale qui est attribuée à une inclinaison de l'anémomètre par rapport au terrain ou à une perturbation de l'écoulement d'air par les senseurs ou par la structure de la tour. Cette rotation n'est judicieuse que dans le cadre de l'hypothèse d'une vitesse verticale moyenne nulle. Elle gomme donc l'impact d'une éventuelle advection verticale (voir section 2.3 et 4.6).

La conséquence du changement d'axe sur les composantes de la vitesse moyenne et sur les covariances, y compris les concentrations de scalaires, peut s'exprimer sous forme matricielle (Mc Millen, 1986, Kaimal et Finnigan, 1994, Grelle, 1996) :

$$\begin{aligned}\overline{u_{2,i}} &= \sum_j A_{02,i,j} \cdot \overline{u_{0,j}} \\ \overline{s'u'_{2,i}} &= \sum_j A_{02,i,j} \cdot \overline{s'u'_{0,j}}\end{aligned}$$

où l'indice numérique (n) fait référence à la rotation appliquée aux moyennes et aux covariances, $A_{02i,j}$ sont les éléments (i ème ligne, j ème colonne) de la matrice de rotation et $u_{n,j}$ est la j ème composante du vecteur vitesse. En particulier, la vitesse moyenne du vent est $U = \overline{u_{2,1}}$. L'expression de A_{02} en fonction des composantes de la vitesse du vent avant rotation peut être trouvée dans Aubinet et al., 2000.

Les deux premières rotations s'appliquent aux variances et aux covariances suivant :

$$M_2 = A_{02} M_0 A_{02}^T$$

où : A_{02}^T est la matrice transposée de A_{02} et M_n est la matrice de (co)variance définie par :

$$M_n = \begin{pmatrix} \overline{u_n' u_n'} & \overline{u_n' v_n'} & \overline{u_n' w_n'} \\ \overline{v_n' u_n'} & \overline{v_n' v_n'} & \overline{v_n' w_n'} \\ \overline{w_n' u_n'} & \overline{w_n' v_n'} & \overline{w_n' w_n'} \end{pmatrix}$$

La troisième rotation s'effectue autour de l'axe des x pour annuler le densité de flux de quantité de mouvement latérale (covariance $\overline{v'w'}$). En effet, ce terme est nul au-dessus de surfaces planes et doit être très faible au-dessus de terrains légèrement vallonnés. Une justification plus complète de ce point peut être trouvée dans Kaimal et Finnigan (1994). McMillen (1988) précise que cette rotation n'est pas bien définie par vents faibles et recommande de l'appliquer avec prudence, notamment de la limiter à 10°. Le changement de coordonnées pour les moyennes et les covariances, y compris les scalaires, s'exprime par :

$$\begin{aligned} \overline{u_{3,i}} &= \sum_j A_{23,i,j} \cdot \overline{u_{2,j}} \\ \overline{s'u'_{3,i}} &= \sum_j A_{23,i,j} \cdot \overline{s'u'_{2,j}} \end{aligned}$$

L'expression de A_{23} en fonction des composantes des vitesses de vent après les deux premières rotations sont données dans Aubinet et al. (2000). Pour les variances et les covariances, le changement de coordonnées est :

$$M_3 = A_{23} M_2 A_{23}^T$$

Remarquons que comme le calcul des éléments de la matrice A_{23} nécessitent le calcul des variances et des covariances après deux rotations, il n'est pas possible de combiner A_{23} et A_{02} pour construire une matrice unique pour les trois rotations.

Conversions et corrections

La température moyenne de l'air \overline{T}_a [K] est déduite de la température sonique en utilisant (Kaimal et Gaynor, 1991, Schotanus et al., 1983) :

$$\overline{T}_a = \frac{\overline{T}_{son}}{1 + 3.210^{-4} h}$$

Les flux de CO_2 (F_c , $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$) et de H_2O (F_w , $\text{mmolm}^{-2}\text{s}^{-1}$) sont directement déduits des covariances après rotations par :

$$F_s = \frac{P_a}{\mathcal{R}T_{son}} \overline{w_3' s'}$$

où : P_a est la pression atmosphérique et \mathcal{R} est la constante des gaz parfaits ($8.314 \text{ J K}^{-1}\text{mol}^{-1}$).

Le flux de chaleur latente est défini par $\lambda M_w F_w / 1000$ où M_w est la masse molaire de l'eau ($0.0180153 \text{ kg mol}^{-1}$) et λ (Jkg^{-1}) est la chaleur latente de vaporisation de l'eau qui varie avec la température comme :

$$\lambda = (3147.5 - 2.37T_a)10^3$$

Finalement, le flux de chaleur sensible, H , est donné par :

$$H = \rho_m C_m \overline{w_3' T_a'} = \frac{P_a M_d}{\mathcal{R}T_{son}} C_d \left(\overline{w_3' T_{son}'} - 3.210^{-4} \overline{T_{son}} \overline{w_3' h'} + \frac{2U \overline{u_3' w_3'}}{403} \right)$$

où M_d est la masse molaire de l'air sec ($0.028965 \text{ kg mol}^{-1}$), ρ_m et C_m sont les masses volumiques et les chaleurs spécifiques de l'air humide (qui sont pratiquement les mêmes pour l'air humide et l'air sec, i.e. moins de 0.5% de différence dans le domaine météorologique).

Le deuxième terme entre parenthèses prend en compte la différence entre la température sonique et réelle. Le troisième terme corrige la vitesse du son pour les perturbations du flux de quantité de mouvement latéral (Schotanus et al., 1983, Kaimal et Gaynor, 1991). De manière stricte, il est seulement applicable lorsque la vitesse du son est mesurée sur un chemin vertical. Cette correction dite de Schotanus n'est pas appliquée par GEDYSOFT.

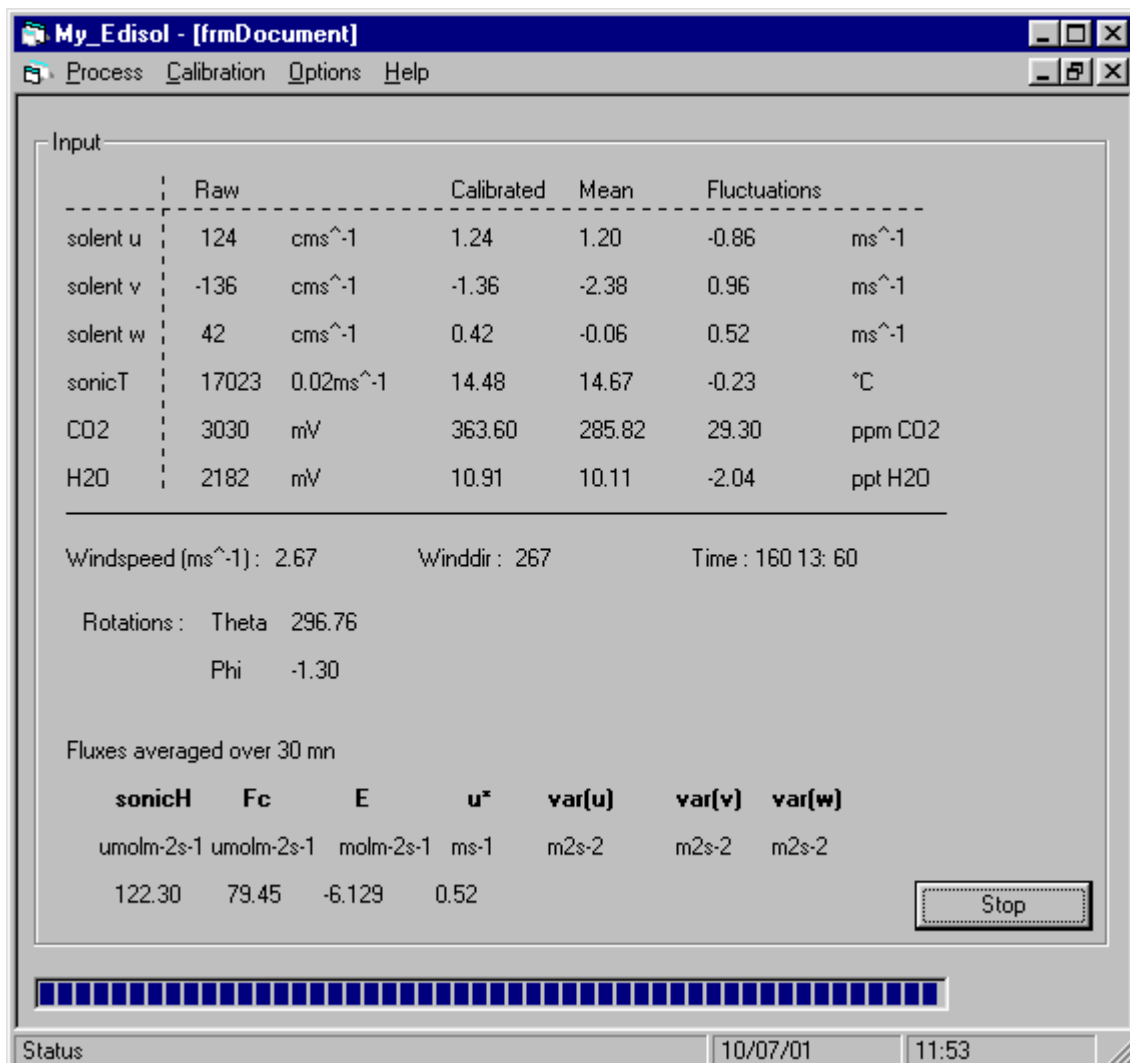
Annexe 2 : Présentation de GEDYSOFT

Gedysoft exécutable

Taille : 156 K

Programme écrit en Visual Basic 6.0.

Ecran principal :



Choix du fichier de calibration

ce choix s'effectue par une fenêtre de type Explorer. Le fichier de calibration est un fichier texte qui contient les informations nécessaires pour calibrer les

six canaux (u, v, w, U_{son} , $[CO_2]$, $[H_2O]$) ainsi que la fourchette temporelle pour l'estimation du timelag sur les canaux 5 et 6. Les colonnes a, b et c sont les coefficients d'une polynôme du second degré $ax^2 + bx + c$ où x est la donnée du canal 1-6. Les colonnes Min et Max sont les bornes de la fourchette temporelle.

Chan#	Name	a	b	c	Raw Units	Calib units	Min	Max	Delay(s)
1	Solent u,	0.0,	0.01,	0.00,	cms ⁻¹ ,	ms ¹ ,	0.0,	0.0	
2	Solent v,	0.0,	0.01,	0.00,	cms ⁻¹ ,	ms ¹ ,	0.0,	0.0	
3	Solent w,	0.0,	0.01,	0.00,	cms ⁻¹ ,	ms ¹ ,	0.0,	0.0	
4	Solent t,	9.9256e-7,	0.00,	-273.15,	0.02ms ⁻¹ ,	deg C,	0.0,	0.0	
5	Licor CO2,	0.0,	0.12,	0.00,	mV,	ppm CO2,	2.5,	3.5	
6	Licor H2O,	0.0,	0.005,	0.00,	mV,	ppt H2O,	3.0,	4.0	
7	Empty,	0.0,	1.0,	0.00,	mV,		0.0,	0.0	
8	Empty,	0.0,	1.0,	0.00,	mV,		0.0,	0.0	
9	Empty,	0.0,	1.0,	0.00,	mV,		0.0,	0.0	

Options

Ecran :

Number of axes to rotate :

Voir annexe A. Les choix sur la rotation 2 font référence aux types de corrections possibles dans l'évaluation de la vitesse verticale (voir section xx)

Sample rate : fréquence de mesure (en Hz).

Atmospheric pressure : pression atmosphérique (en Pa).

Moving average time constant : constante de temps utilisée dans le calcul de la moyenne courante (en s).

Input file : Le choix sur les fichiers de données brutes permet de lire deux types de format

- Les fichiers d'extension "SLT" (pour Solent) sont les fichiers de données brutes en format hexadécimal créés par le logiciel EDISOL. Le choix Manual permet de sélectionner les fichiers avec une fenêtre de type Explorer tandis

que le choix Interval permet de sélectionner les fichiers avec la fenêtre suivante

The screenshot shows a dialog box titled "SLTInterval". It has two rows of time selection fields. The first row is for "Start" with "Day" (153), "Hour" (00), and "Mn" (00). The second row is for "End" with "Day" (154), "Hour" (00), and "Mn" (00). Below these is a "File prefix :" field with the value "S". At the bottom is a "Path :" field with the value "d:\". An "OK" button is located at the bottom right of the dialog.

- Les fichiers d'extension "raw" sont les fichiers de données brutes en format texte utilisés pour l'intercomparaison des logiciels proposés par EUROFLUX (voir section 4.2)

Year : le nom des fichiers de données brutes permet de recomposer le jour et la demi-heure mais pas l'année. Pour permettre de donner en sortie une échelle de temps complète, il faut que l'utilisateur précise l'année à laquelle ces fichiers se rapportent.

Continuous time scale : Dans les fichiers de données brutes, des demi-heures peuvent manquer. Cette option permet de recomposer en sortie une échelle de temps continue avec des lignes vides (hormis la date) pour les demi-heures manquantes.

Fichier résultat

Le format du fichier résultat est le suivant :

		VARIABLE	UNITE	Description
1	A	Date	Jours-siècle	
2	B	Hour	Jjjhhmm	
3	C	Minute	Non-utilisé	Non-utilisé
4	D	H	Wm ⁻²	
5	E	LE	Non-utilisé	Non-utilisé
6	F	E	Mmolm ⁻² s ⁻¹	

7	G	C	$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$	
8	H	Momentum flux	Non-utilisé	Non-utilisé
9	I	U*	ms^{-1}	
10	J	M-O	Non-utilisé	Non-utilisé
11	K	var u	m^2s^{-2}	Après rotation(s)
12	L	var v	m^2s^{-2}	Après rotation(s)
13	M	var w	m^2s^{-2}	Après rotation(s)
14	N	var t	$^{\circ}\text{C}^2$	
15	O	var c	$(\mu\text{mol mol}^{-1})^2$	
16	P	var h	$(\text{mmol mol}^{-1})^2$	
17	K	Av u	ms^{-1}	Avant rotation(s)
18	R	Av v	ms^{-1}	Avant rotation(s)
19	S	Av w	ms^{-1}	Avant rotation(s)
20	T	Av t	$^{\circ}\text{C}$	
21	U	Av c	$\mu\text{mol mol}^{-1}$	
22	V	Av h	Mmol mol^{-1}	
23	W	Winspeed	ms^{-1}	
24	X	Windir	$^{\circ}\text{N}$	
25	Y	Théta	$^{\circ}$	Angle rotation 1
26	Z	Béta	$^{\circ}$	Angle rotation 2
27	AA	Phi	$^{\circ}$	Angle rotation 3
28	AB	CO ₂ lag	Nombre d'enregistrement	Position du maximum de la covariance (pour convertir en seconde, multiplier par la fréquence de mesure; 20.8 Hz).
29	AC	H ₂ O lag	Idem	Idem
30	AD	File length	Byte	Taille du fichier de données brutes
31	AE	u final	ms^{-1}	Après rotation(s)
32	AF	v final	ms^{-1}	Après rotation(s)
33	AG	w final	ms^{-1}	Après rotation(s)

Les colonnes non-utilisées sont présentes pour faciliter la comparaison avec les fichiers résultats de EDISOL.

Bibliographie

- Arya, S. P. (1988). Introduction to micrometeorology. Academic Press Inc., San Diego, 307p.
- Aubinet, M., A. Grelle, et al. (2000). "Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology." Adv. Ecol. Research **30**: 113-175.
- Aubinet, M., B. Chermanne, et al. (2001). "Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes." Agric. For. Meteorol. **108**: 293-315.
- Baldocchi, D. D. and T. P. Meyers (1991). "Trace gas exchange above the floor of a deciduous forest. 1. Evaporation and CO₂ efflux." J. Geophys. Res. **96 (4)**: 7271-7285.
- Baldocchi, D. D., R. Valentini, et al. (1996). "Strategies for Measuring and Modelling Carbon Dioxide and Water Vapour Fluxes over Terrestrial Ecosystems." Global Change Biology **2 (3)**: 159-168.
- Berger, A. (1992). Le climat de la Terre. De Boeck-Université, Bruxelles, 479p.
- Black, T. A., G. den Hartog, et al. (1996). "Annual Cycles of Water Vapour and Carbon Dioxide Fluxes in and Above a Boreal Aspen Forest." Global Change Biology **2(3)**: 219-229.
- Coppin, P. A. and K. J. Taylor (1973). "A Three-Component Sonic Anemometer/Thermometer System for General Micrometeorological Research." Boundary Layer Meteorol. **27**: 27-42.
- Falge, E., D. D. Baldocchi, et al. (2001). "Gap filling strategies for long term energy flux data sets." Agric. For. Meteorol. **107**: 71-77.
- Finnigan, J. (1999). "A comment on the paper by Lee (1998): On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation." Agric. For. Meteorol. **97**: 55-64.
- Goldstein, A. H., N. E. Hultman, et al. (2000). "Effects of climate variability on the carbon dioxide, water and sensible heat fluxes above a ponderosa pine." Agric. For. Meteorol. **101**: 113-129.
- Goulden, M. L., J. W. Munger, et al. (1996). "Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: Response to interannual climate variability." Science **271**: 1576-1578.

Grace, J., Y. Malhi, et al. (1996). "The Use of Eddy Covariance to Infer the Net Carbon Dioxide Uptake of Brazilian Rain Forest." Global Change Biology **2(3)**: 209-217.

Greco, S. and D. Baldocchi (1996). "Seasonal Variations of CO₂ and Water Vapour Exchange Rates over a Temperate Deciduous Forest." Global Change Biology **2(3)**: 183-197.

Grelle, A. (1997). "Long-Term Water and Carbon Dioxide Fluxes from a Boreal Forest." .

Hollinger, D. Y. (1994). "Carbon dioxide exchange between an undisturbed old-growth temperate forest and the atmosphere." Ecology **75(1)**: 134-150.

Kaimal, J. C. and J. J. Finnigan (1994). Atmospheric boundary-layer flows : their structure and measurements. Oxford University Press, New York, 289p.

Laitat, E., B. Chermanne, et al. (2000). Biomass, carbon and nitrogen allocation in open top chambers under ambient and elevated CO₂ and in a mixed forest stand. A tentative approach for scaling up from the experiments of Vielsalm. Forest Ecosystem Modelling, Upscaling and Remote Sensing. The Hague, The Netherlands, Academic Publishing: 33-60.

Lee, X. (1998). "On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation." Agric. For. Meteorol. **91**: 39-49.

Lee, X. (1999). "Reply to the comment by Finnigan On micrometeorological observations of surface-air exchange over tall vegetation." Agric.For.Meteorol. **97**: 65-67.

Lloyd, C. R. (1995). "The Effect of Heterogeneous Terrain on Micrometeorological Flux Measurements: a Case Study from HAPEX - SAHEL." Agric. For. Meteorol. **73**: 209-216.

Lloyd, J. and J. A. Taylor (1994). " On the temperature dependence of soil respiration." Funct. Ecology **8**: 315-323.

Moncrieff, J. B., Y. Malhi, et al. (1996). "The Propagation of Errors in Long-term Measurements of Land Atmosphere Fluxes of Carbon and Water." Global Change Biology **2(3)**: 231-240.

Moncrieff, J. B., J. M. Massheder, et al. (1997). "A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapour and carbon dioxide." J. Hydrol. **188-189**: 589-611.

Paw U, K. T., D. D. Baldocchi, et al. (2000). "Correction of eddy-covariance measurements incorporating both advective effects and density fluxes." Boundary-Layer Meteorology **97**: 487-511.

Raupach, M. R., W. S. Weng, et al. (1995). "Temperature and humidity fields and fluxes over low hills." *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **118**: 191-225.

Schimel, S. D. (1995). "Terrestrial ecosystems and the global carbon cycle." *Global Change Biology* **1**: 77-91.

Schuepp, P. H., M. Y. Leclerc, et al. (1990). "Footprint Prediction of Scalar Fluxes from Analytical Solutions of the Diffusion Equation." *Boundary Layer Meteorol.* **50**: 355-373.

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

Swinbank, W. C. (1951). "The Measurement of Vertical Transfer of Heat and Water Vapor by Eddies in the Lower Atmosphere." *J. Meteorol.* **8**: 135-145.

Valentini, R., G. Scarascia Mugnozza, et al. (1991). "An Experimental Test of the Eddy Correlation Technique over a Mediterranean macchia Canopy." *Plant, Cell and Environment* **14**: 987-994.

Valentini, R., P. De Angelis, et al. (1996). "Seasonal net Carbon Dioxide Exchange of a Beech Forest with the Atmosphere." *Global Change Biology* **2(3)**: 199-207.

Valentini, R., G. Matteucci, et al. (2000). "Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests." *Nature* **404**: 861-865.

Vermetten, A. W. M., L. Ganzeveld, et al. (1994). "CO₂ Uptake by a Stand of Douglas Fir: Flux Measurements Compared with Model Calculations." *Agric. For. Meteorol.* **72**: 57-80.