

Communauté française de Belgique

**FACULTE UNIVERSITAIRE DES SCIENCES AGRONOMIQUES
DE GEMBLoux**

Conception et mise au point d'un système de mesure
des flux de CO₂ échangés par une culture agricole

Année académique :
2003-2004

Promoteur :
Prof. Marc Aubinet

Mémoire de fin d'études
présenté par :
Christine Moureaux

En vue de l'obtention du
Diplôme d'Etudes Approfondies
en Sciences agronomiques et
Ingénierie biologique

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	1
2. Théorie de la covariance de Turbulence	6
2.1 Equations de base	6
2.1.1 Equation de conservation d'un scalaire	6
2.1.2 Calcul des moyennes semi-horaires et des covariances.....	8
2.2 Procédure de traitement	10
2.3 Corrections à appliquer aux mesures des flux turbulents	12
2.3.1 Correction de Schotanus	12
2.3.2 Correction de fréquence.....	12
2.3.2.1 Estimation du facteur de correction à partir de la fonction exponentielle	14
2.3.2.2 Estimation du facteur de correction à partir de la fonction de 1 ^{er} ordre.....	15
2.4 Tests de qualité	15
2.4.1 Analyse statistique des données brutes	16
2.4.2 Test de stationnarité.....	17
2.4.3 Test de similarité.....	17
2.4.4 Bilan énergétique	18
3. Matériel et méthodes	20
3.1 Description du site de mesure	20
3.1.1 Localisation du site	20
3.1.2 Description de l'environnement du site.....	21
3.1.3 Historique du site	22
3.2 Système de mesure de covariance de turbulence	22
3.2.1 Anémomètre sonique	22
3.2.2 Analyseur de gaz par absorption infrarouge	23
3.2.3 Description du système de mesure des flux turbulents.....	23
3.3 Description des mesures météorologiques	23
3.4 Acquisition et traitement des données	25
3.4.1 Description de EDDY Software.....	25
3.4.2 Acquisition des données	26
3.4.3 Traitement des données.....	26
3.4.4 Tests de qualité	28
3.4.4.1 Analyse statistique des données brutes	28
3.4.4.2 Test de stationnarité.....	29
3.4.4.3 Test de similarité.....	29

4. Résultats	30
4.1 Tests de qualité	30
4.1.1 Test de stationnarité.....	30
4.1.2 Test de similarité.....	31
4.1.3 Bilan énergétique.....	33
4.2 Correction de fréquence	36
4.2.1 Détermination de la fonction transfert.....	36
4.2.2 Comparaison des fonctions de transfert.....	39
4.3 Évolution journalière des variables météorologiques	41
4.3.1 Température de l'air et températures du sol.....	41
4.3.2 Humidité de sol et précipitations.....	42
4.3.3 Rayonnements global, net et photosynthétiquement actif.....	43
4.3.4 Rose des vents.....	45
4.4 Concentrations et flux de CO₂	45
4.4.1 Evolution journalière des concentrations.....	45
4.4.2 Evolution saisonnière des flux.....	46
4.4.3 Réponse du flux diurne de CO ₂ au rayonnement.....	48
4.4.4 Flux nocturnes de CO ₂	50
4.4.4.1 Réponse à la température.....	50
4.4.4.2 Réponse à la turbulence.....	51
4.4.4.3 Evolution de la respiration normalisée à 10°C.....	52
4.4.5 Evolution du flux journalier moyen de CO ₂ au cours de la saison.....	53
5. Conclusions et perspectives	55

1. INTRODUCTION

Le dioxyde de carbone a un impact déterminant à la fois sur le climat de la planète et sur la vie sur terre. En effet, d'une part le CO₂ est un gaz à effet de serre, c'est-à-dire qu'il a la propriété d'absorber et de réémettre le rayonnement infrarouge, ce qui lui permet d'influencer la température de la surface de la planète. En l'absence de gaz à effet de serre dans l'atmosphère terrestre, celle-ci serait inférieure de 30 K par rapport à sa valeur actuelle. D'autre part, en l'absence du cycle biochimique du carbone, la vie sur terre telle que nous la connaissons ne serait pas possible : la fixation du CO₂ par la photosynthèse convertit l'énergie solaire en énergie chimique qui est utilisée pour la croissance, la maintenance et la reproduction des végétaux qui sont à la base des chaînes trophiques.

Cependant, depuis plusieurs siècles, la composition chimique de l'atmosphère subit des changements majeurs. La concentration atmosphérique en CO₂ ([CO₂]) croît continûment et les mesures paléoclimatiques montrent que cette croissance est la plus forte jamais observée : estimée à 280 ppm avant la révolution industrielle, la [CO₂] valait près de 360 ppm en 2000 (IPCC, 2001).

Pour comprendre cette évolution, l'étude du cycle global du carbone, de ses sources, (combustion de fuels fossiles, respiration des plantes et des micro-organismes) et de ses puits, (photosynthèse, échanges avec l'océan) est nécessaire (Berger, 1992). Cependant les composantes du cycle global du carbone ne sont pas encore parfaitement quantifiées. Le bilan 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, seuls 40 à 60 % du CO₂ d'origine anthropique sont stockés dans l'atmosphère (Tans *et al*, 1990 ; Conway *et al*, 1994) et nous ne savons pas de manière précise comment l'autre moitié du carbone émis est stocké dans les océans, dans les sols et dans la biomasse. Les connaissances actuelles du cycle du carbone ne permettent pas de localiser ce puits "manquant" de carbone ni de prédire l'évolution des concentrations atmosphériques en CO₂. Nous ne savons également pas quelles peuvent être les implications des accroissements de la température et de la [CO₂] sur le cycle du carbone lui-même.

Une meilleure connaissance du cycle du carbone et plus particulièrement la compréhension des échanges entre les écosystèmes terrestres et l'atmosphère constitue, aujourd'hui, un défi majeur.

Dans l'optique de mieux comprendre ces échanges, des mesures directes et continues des flux de CO₂ à l'échelle des écosystèmes ont été initiées et un réseau de mesure européen s'est constitué en 1996 (Valentini et al., 2000). Ce réseau a connu un développement considérable : comportant 16 sites à l'origine, il regroupe actuellement plus de 100 sites et est intégré dans un réseau mondial regroupant plus de 300 sites (Baldocchi, 2003). De plus, la volonté est apparue récemment de diversifier les types d'écosystèmes étudiés : consacré à l'origine aux seuls écosystèmes forestiers, le réseau s'attache désormais à décrire le plus de types d'écosystèmes terrestres possible. En particulier, un intérêt pour les sites de prairie et les sites de culture se développe actuellement.

Les sites de culture revêtent un intérêt particulier en Belgique. En effet, plus de 45% du territoire belge est couvert par des terres agricoles et les échanges de carbone avec ces écosystèmes influent significativement sur le bilan carboné à l'échelle nationale. Les objectifs principaux de ces mesures sont de quantifier les flux de CO₂ échangés entre la culture et l'atmosphère, d'identifier la part des échanges se réalisant avec les plantes et le sol, d'étudier la réponse de ces flux aux facteurs climatiques et non climatiques et d'estimer la quantité de carbone qui est émise ou séquestrée annuellement par l'écosystème.

L'unité de Physique des Biosystèmes gère depuis 1996 un site de mesure des échanges de CO₂ entre une forêt et l'atmosphère à Vielsalm en Ardenne belge (Aubinet *et al.*, 2001, 2002). La technique de mesure utilisée est basée sur la covariance de turbulence. Même si les objectifs principaux et la technique de mesure sont identiques pour des sites forestiers et agricoles, le fait d'effectuer ces mesures au-dessus d'une parcelle agricole présente des spécificités dont les principales sont :

- la grande variabilité au cours de l'année de la couverture du sol, de l'indice foliaire et des stades de développement de la culture qui implique que les flux mesurés ne sont pas uniquement fonction de variables climatiques mais également de variables non climatiques (Soegaard, 2003) ;
- la plus grande homogénéité d'une parcelle agricole par rapport à une parcelle forestière qui facilitera les mesures et leur interprétation à l'échelle de la parcelle ;
- la plus grande hétérogénéité des régions agricoles par rapport aux régions forestières qui rendra le bilan carboné à l'échelle régionale plus difficile à réaliser (Soegaard, 2003) ;
- la rotation des cultures qui rendra l'analyse de la variabilité interannuelle plus complexe car elle devra tenir compte à la fois de la variabilité climatique et culturelle ;
- l'occurrence d'interventions culturales et d'apports de matières organiques et minérales qui influenceront significativement le bilan carboné de la culture. Il est donc essentiel de pouvoir mesurer les flux échangés pendant ces courtes périodes.

D'autre part, une culture offre davantage la possibilité d'établir des bilans carbonés à différentes échelles spatiales et temporelles. Il est dès lors possible de comparer et de recouper les résultats obtenus.

Le projet "Bilan carboné des grandes cultures" dans lequel s'inscrit ce travail a pour objectif d'estimer le bilan carboné de la culture à différentes échelles spatiales et temporelles. Avant de décrire les mesures qui peuvent être effectuées à ces différentes échelles, il est important de définir les termes utilisés pour identifier les différents flux de carbone échangés par un écosystème et l'atmosphère (Figure 1).

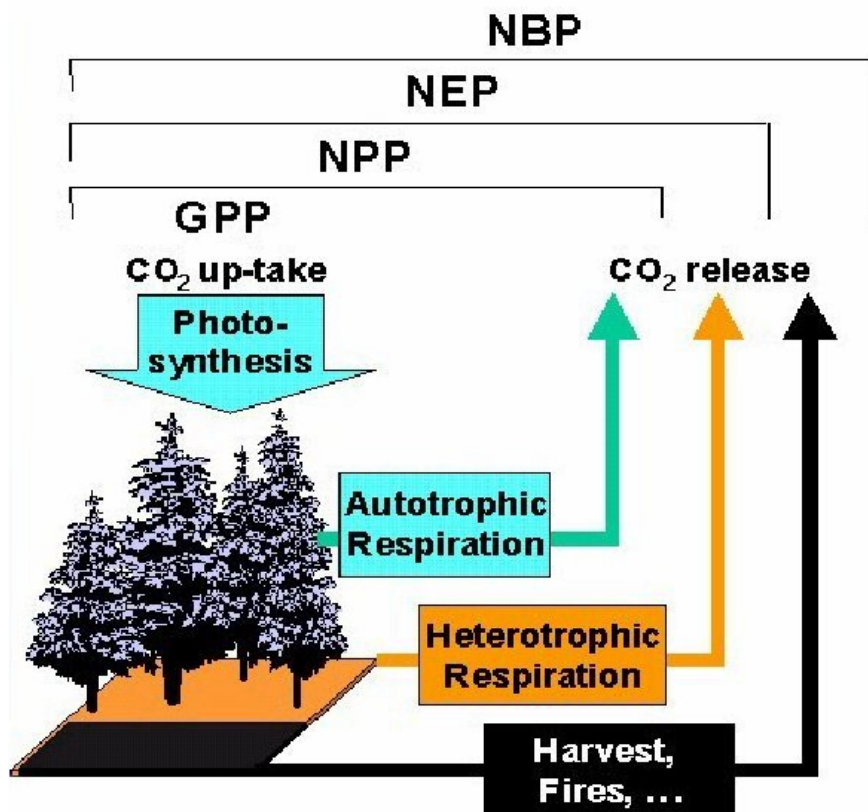


Figure 1 : Représentation des différents flux de carbones échangés entre un écosystème et l'atmosphère (d'après J.F. Soussana, communication personnelle)

La *production primaire brute* (GPP = *Gross Primary Production*) représente la quantité de CO₂ que les végétaux absorbent par photosynthèse.

Les plantes utilisent une partie de ce CO₂ pour leur développement et le stockent dès lors dans leurs tissus et elles relâchent l'autre partie via la respiration. Cette émission de CO₂ par la plante est appelée *respiration autotrophe* et peut être scindée en *respiration autotrophe des parties aériennes* et *respiration autotrophe des parties souterraines*.

La différence entre la GPP et la respiration autotrophe est appelée la *production primaire nette* (NPP = *Net Primary Production*).

Des parties aériennes et souterraines des végétaux meurent en cours de saison et sont décomposées, dans ou sur le sol, par des microorganismes. De cette décomposition résulte une émission de carbone appelée *respiration hétérotrophe*.

La *production nette de l'écosystème* (NEP = *Net Ecosystem Production*) représente la quantité de carbone nette séquestrée par l'écosystème. Elle peut être obtenue en soustrayant la respiration de l'écosystème (respiration autotrophe et respiration hétérotrophe) à la GPP. C'est ce flux qui est mesuré au-dessus de l'écosystème par la technique de covariance de turbulence. Il se nomme également "*échange net de l'écosystème*" (NEE = *Net Ecosystem Exchange*).

La Figure 2 schématise les mesures prévues par le projet "Bilan carboné des grandes cultures", les échelles spatiales et temporelles auxquelles elles sont envisagées et les résultats attendus.

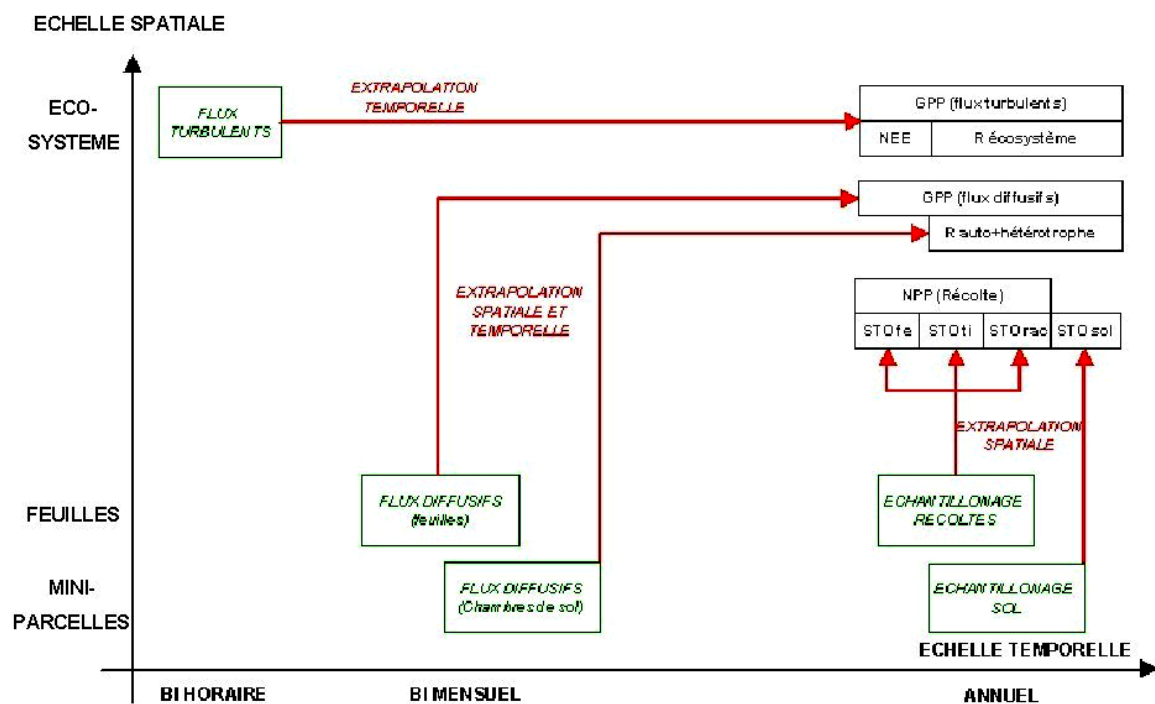


Figure 2 : Diagramme du projet "Bilan carboné des grandes cultures" présentant les mesures prévues et les résultats escomptés

A l'échelle temporelle de la demi-heure et à l'échelle spatiale de l'écosystème (de l'ordre de l'hectare), les flux turbulents de CO₂ au-dessus de l'écosystème sont mesurés en continu par la technique de la covariance de turbulence. Au terme d'une année de mesure, les flux nets de carbone pourront être sommés et fourniront une estimation de la NEE. Une analyse

approfondie de celle-ci devrait permettre d'en déduire la respiration totale de l'écosystème et sa GPP.

Parallèlement, des campagnes de mesure de flux diffusifs seront menées toutes les deux semaines. Elles s'effectueront à l'échelle de la feuille et de la mini-parcelle de sol (quelques cm²) et permettront de connaître l'assimilation nette des feuilles et la respiration du sol. Ces résultats seront extrapolés afin d'obtenir une estimation de la GPP et de la respiration totale de l'écosystème. Pour cela, il est impératif d'étudier la variabilité spatiale de ces flux afin d'effectuer une extrapolation à l'ensemble de la parcelle et leurs réponses aux variables climatiques pour permettre une extrapolation temporelle des résultats.

Enfin, chaque année, au moment de la récolte, des échantillons des parties aériennes et souterraines des végétaux seront analysés afin de déduire le contenu en carbone des feuilles, des tiges et des racines. L'extrapolation des contenus en carbone de ces échantillons à l'ensemble des végétaux présents sur la parcelle permettra d'estimer la NEP. A partir des échantillons de sol, une estimation du stockage de carbone dans le sol sera également tentée.

Ce travail s'inscrit dans ce projet de recherche et s'intéresse plus particulièrement aux mesures de flux turbulents par la technique de la covariance de turbulence.

Le chapitre 2 présente la théorie de la covariance de turbulence.

Le chapitre 3 décrit le site de mesure, le matériel utilisé ainsi que la procédure d'acquisition de données, les tests de qualité qui leur sont appliqués et les traitements qui permettent d'obtenir des valeurs de flux nets à l'échelle de la demi-heure.

Le chapitre 4 présente les résultats des 6 premiers mois de mesures.

Les conclusions sur le début de cette recherche ainsi que les perspectives constituent le chapitre 5.

2. THÉORIE DE LA COVARIANCE DE TURBULENCE

2.1 Equations de base

2.1.1 Equation de conservation d'un scalaire

La technique de la covariance de turbulence, appelée *eddy-covariance* en anglais, est utilisée dans le but de mesurer les densités de flux vertical de dioxyde de carbone, de chaleur sensible et de vapeur d'eau échangées entre un écosystème et l'atmosphère.

Le développement des équations de base, ainsi que les sections concernant la procédure de traitement (Section 2.2), les corrections appliquées aux flux (Section 2.3) et les tests de qualité (Section 2.4) sont adaptés de Aubinet *et al*, 2000 et concernent les systèmes de mesures équipés d'analyseur de gaz par absorption infrarouge à chambre fermée.

Les échanges de CO₂, de chaleur sensible et de chaleur latente entre écosystèmes et atmosphère sont régis par l'équation de conservation qui s'écrit de manière générale pour un scalaire quelconque :

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} + u \frac{\partial \rho_s}{\partial x} + v \frac{\partial \rho_s}{\partial y} + w \frac{\partial \rho_s}{\partial z} = S + D \quad (1)$$

où ρ_s est la concentration du scalaire s [mol m⁻³], u , v et w sont les composantes de la vitesse de vent respectivement dans la direction moyenne du vent (x), dans la direction horizontale perpendiculaire à celle-ci (y) et dans la direction perpendiculaire à la surface du sol (z) [m s⁻¹], S représente le taux de production ou d'absorption du scalaire [mol m⁻² s⁻¹] et D est le terme de diffusion moléculaire [mol m⁻² s⁻¹].

En appliquant aux différentes variables la décomposition de Reynolds selon $u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v'$, $w = \bar{w} + w'$ et $\rho_s = \bar{\rho}_s + \rho_s'$ où les grandeurs surmontées d'une barre horizontale représentent les grandeurs moyennes et celles avec l'exposant prime caractérisent les fluctuations autour de cette moyenne, en intégrant sur la hauteur de mesure h_m , en adoptant l'hypothèse d'absence de divergence du flux turbulent horizontal et en négligeant le terme de diffusion moléculaire et les gradients latéraux $v \frac{\partial \rho_s}{\partial y}$ qui sont plusieurs ordres de grandeur plus petits que les autres termes, l'Equation (1) devient :

$$\int_0^{h_m} S dz = \underbrace{\overline{w' \rho_s'}}_I + \underbrace{\int_0^{h_m} \frac{\partial \overline{\rho_s}}{\partial t} dz}_{II} + \underbrace{\int_0^{h_m} \overline{u} \frac{\partial \overline{\rho_s}}{\partial x} dz}_{III} + \underbrace{\int_0^{h_m} \overline{w} \frac{\partial \overline{\rho_s}}{\partial z} dz}_{IV} \quad (2)$$

Tous les termes de l'Equation (2) s'expriment en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Le terme I représente la densité de flux produit ou absorbé par les sources ou les puits de scalaire. Il correspond à l'échange net de l'écosystème NEE si le scalaire est le CO_2 , et à l'évapotranspiration de l'écosystème E si le scalaire est la vapeur d'eau.

Le terme II représente la densité de flux turbulent mesuré à une hauteur h_m par le système de covariance de turbulence. Il est noté F_c dans le cas où le scalaire est le CO_2 et F_w s'il s'agit de la vapeur d'eau.

Lorsque les conditions de stationnarité atmosphérique et d'homogénéité horizontale sont respectées, les termes suivants (III, IV et V) peuvent être négligés. Le flux turbulent mesuré correspond alors exactement à l'échange net de l'écosystème. Cependant, ces conditions ne sont pas toujours rencontrées et ces simplifications ne peuvent alors pas être appliquées.

Le terme III représente le stockage du scalaire dans l'air sous le point de mesure. Le stockage de CO_2 , S_c , est typiquement petit le jour et les nuits venteuses. Il peut avoir une valeur positive significative les nuits peu venteuses lorsque le CO_2 produit par la respiration de l'écosystème s'accumule au-dessus du sol. Des valeurs négatives importantes peuvent être observées le matin, lorsque le CO_2 accumulé la nuit est évacué de l'écosystème par le vent ou assimilé par les végétaux via la photosynthèse (Grace *et al*, 1996 ; Goulden *et al*, 1996). La moyenne journalière de ce terme est nulle de telle sorte que, sur de longues périodes, il peut être négligé et que la NEE peut être estimée par la seule mesure du flux turbulent (Equation 2). Le stockage de vapeur d'eau S_w est faible la nuit, l'écosystème transpirant peu pendant cette période.

Les termes IV et V représentent les flux dus à l'advection horizontale et verticale, V_c et V_w respectivement pour le CO_2 et la vapeur d'eau. Ces termes sont importants lorsque sont présents simultanément une vitesse moyenne de vent et un gradient de concentration de scalaire dans la même direction. Cette situation se présente le plus souvent lorsque le terrain est hétérogène ou la nuit sur des terrains en pente lorsque le CO_2 produit par la respiration de l'écosystème est drainé le long de celle-ci (Heinesch, 2001, Aubinet *et al.*, 2003).

Finalement, il apparaît qu'excepté les nuits calmes, la production (absorption) de CO₂ ou de vapeur d'eau par un écosystème peut être correctement estimée par la somme des mesures du flux turbulent vertical et du flux de stockage sous le point de mesure de ces flux.

En utilisant les notations qui viennent d'être introduites, l'Equation (2) peut se réécrire :

$$NEE = F_c + S_c + V_c \quad (3)$$

pour le CO₂ et

$$E = F_w + S_w + V_w \quad (4)$$

pour la vapeur d'eau.

2.1.2 Calcul des moyennes semi-horaires et des covariances

Les variables instantanées mesurées par le système de covariance de turbulence sont les composantes de la vitesse du vent (u , v , w [$m s^{-1}$]), la vitesse du son (U_{son} [$m s^{-1}$]), les concentrations atmosphériques de CO₂ et de vapeur d'eau (c [$\mu mol mol^{-1}$] et h [$mmol mol^{-1}$]). Dans cette section, les variables, de manière générale, seront désignées par ξ ou η et les concentrations des scalaires par s .

La moyenne de ξ et le moment de second ordre de ξ et η sont calculés par :

$$\bar{\xi} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} \xi_k \quad (5)$$

et

$$\overline{\xi' \eta'} = \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} \xi'_k \eta'_k \quad (6)$$

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

$$\xi'_k = \xi_k - \bar{\xi}_k \quad (7)$$

La moyenne peut être calculée à partir de l'ensemble des données ("block averaging") ou à partir d'une partie seulement des données. La moyenne peut alors être calculée sur le principe de la moyenne courante ("running mean") ou à partir des algorithmes de "détendance" ("linear detrending"). La moyenne courante s'exprime (McMillen, 1986, 1988 ; Baldocchi *et al.*, 1988 ; Kaimal et Finnigan, 1994) :

$$\bar{\xi}_k = e^{-\Delta t / \tau_f} \bar{\xi}_{k-1} + (1 - e^{-\Delta t / \tau_f}) \xi_k \quad (8)$$

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 s'écrire, après un développement de Taylor limité au premier ordre :

$$\bar{\xi}_k = \left(1 - \frac{\Delta t}{\tau_f}\right) \bar{\xi}_{k-1} + \frac{\Delta t}{\tau_f} \xi_k \quad (9)$$

La moyenne calculée à l'aide de l'algorithme de détendance s'exprime (Gash et Culf, 1996) :

$$\bar{\xi}_k = \bar{\xi} + b \left(t_k - \frac{1}{n_s} \sum_{k=1}^{n_s} t_k \right) \quad (10)$$

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

Les transformations non-linéaires de variables doivent être appliquées avant les calculs de moyenne et de moment de 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) :

$$T_{son} = \frac{U_{son}^2}{403} \quad (11)$$

Pour le calcul de $\overline{w'c'}$ ou $\overline{w'h'}$, les séries temporelles w'_k doivent être retardées par rapport à c'_k ou h'_k pour tenir compte du temps que met l'air pour parcourir le tube de prélèvement et atteindre l'analyseur. Lorsque le circuit de prélèvement d'air n'est pas équipé d'un régulateur de débit, il est conseillé de rechercher le décalage temporel ("*time lag*") qui maximise la corrélation des deux séries temporelles.

Les covariances $\overline{w'c'}$, $\overline{w'h'}$ et $\overline{w'T'_{son}}$ sont reliées aux flux turbulents par les relations suivantes :

$$F_c = \frac{\rho}{m_a} \overline{w'c'} \quad (12)$$

$$E = \frac{\rho}{m_a} \overline{w'h'} \quad (13)$$

$$LE = 10^{-3} L_v \cdot E \quad (14)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T'} \quad (15)$$

où F_c est le flux turbulent de CO_2 [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], ρ la masse volumique de l'air [kg m^{-3}], m_a la masse molaire de l'air [kg mol^{-1}], E le flux de vapeur d'eau [$\text{mmol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], LE le flux de chaleur latente [Wm^{-2}], L_v la chaleur latente molaire de vaporisation [J mol^{-1}], H le flux de

chaleur sensible [Wm^{-2}] et c_p la capacité thermique massique de l'air à pression constante [$\text{J K}^{-1}\text{kg}^{-1}$].

2.2 Procédure de traitement

L'obtention d'une mesure de flux à l'échelle de la demi-heure nécessite le traitement de plus de 250 000 mesures instantanées. La procédure de traitement de ces données est complexe et est basée sur de nombreuses hypothèses.

Les premières mesures de flux turbulents concernaient la chaleur sensible et la vapeur d'eau. La première procédure de traitement date de 1986 (McMillen, 1986). Par la suite, les évolutions technologiques ont permis d'étudier les flux de CO_2 . Le premier logiciel de traitement de données a été créé en 1997 (Moncrieff, 1997). En 1996, un réseau européen de mesure des flux de CO_2 a vu le jour. Il s'appelle aujourd'hui CARBOEUROPE-IP. La première procédure standardisée de traitement des données a été publiée en 2000 (Aubinet *et al.*, 2000). Une réactualisation de cette procédure a été réalisée par Massman et Lee en 2002.

La Figure 3 représente la procédure générale standardisée d'acquisition et de traitement des données qui a été adoptée par l'ensemble des groupes dans le cadre des réseaux européens. Elle a été reprise de Aubinet *et al.*, 2000.

Tous les vingtièmes de seconde, les valeurs instantanées des trois composantes de la vitesse de vent, de la vitesse du son et des fractions molaires du CO_2 et de la vapeur d'eau sont collectées et stockées.

Les valeurs moyennes, les variances et les covariances sont calculées, a posteriori, par le logiciel EDDYFLUX (EDDY Software, Jena, D). Les covariances sont proportionnelles aux densités de flux nets de CO_2 ($\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$) (Eq. 12), de chaleur latente (W m^{-2}) (Eq. 14) et de chaleur sensible (W m^{-2}) (Eq. 15). Ce logiciel effectue, sur les données brutes, une détection de pics (cf. 2.4.1) et applique les tests de similarité (cf. 2.4.2) et de stationnarité (cf. 2.4.3). Il corrige également les valeurs de flux à la demi-heure de la perte en hautes fréquences (cf. 2.3.3).

En plus de la détection de pics du logiciel EDDYFLUX, d'autres analyses statistiques peuvent être appliquées aux données brutes (cf. 2.4.1) afin de détecter d'éventuels comportements anormaux des appareils de mesure et du système de transmission et d'acquisition des données.

Dans le but d'estimer la qualité du système de mesure, le bilan énergétique est examiné. Ce bilan fait l'objet de la Section 2.4.4.

Après s'être assuré de la qualité des données brutes et du respect des hypothèses de bases, les valeurs semi-horaires des flux ("*corrected fluxes*") et les données météorologiques sont stockées et envoyées à la base de données du réseau européen CARBOEUROPE-IP.

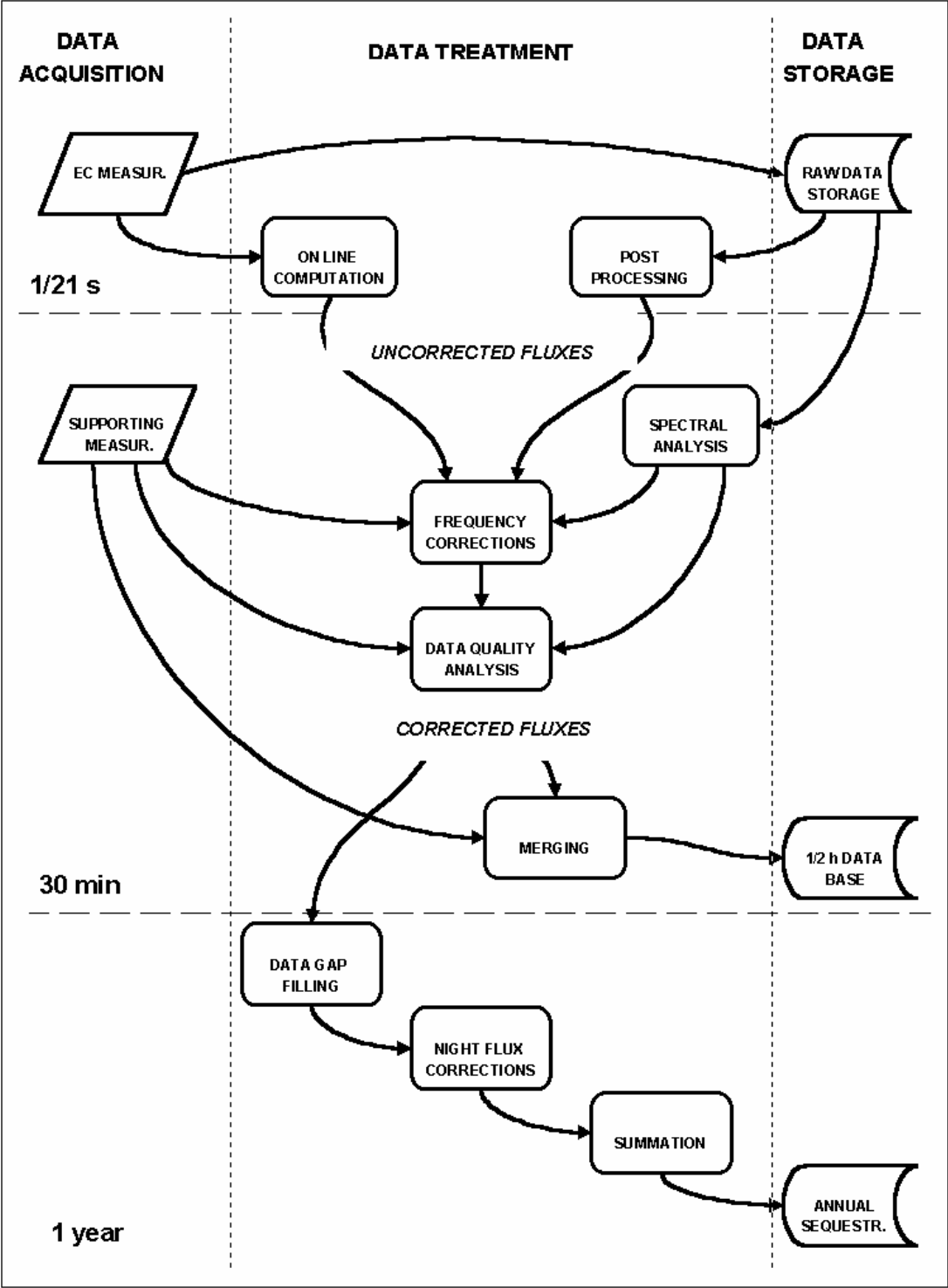


Figure 3 : Organigramme décrivant les procédures d'Acquisition et de traitement des données (Aubinet *et al.*, 2000)

Après une année de mesure, il est possible, en sommant les flux nets, d'estimer la quantité de carbone qui est annuellement séquestrée ou émise par l'écosystème. Pour faire cette somme, il est tout d'abord nécessaire d'estimer les données manquantes ("*gap filling*") qui correspondent à des phases d'arrêt ou de dysfonctionnement des appareils de mesure et d'examiner les flux nocturnes afin de vérifier que les hypothèses de départ (cf. 2.1.1) sont respectées. Dans le cas contraire, ces flux sont corrigés.

2.3 Corrections à appliquer aux mesures des flux turbulents

2.3.1 Correction de Schotanus

Schotanus *et al.* (1993) et Liu *et al.* (2001) ont proposé de corriger le flux de chaleur sensible pour tenir compte, d'une part, de la différence existant entre la température sonique, obtenue à partir de mesures de la vitesse du son, et la température de l'air et d'autre part de la distorsion de la température sonique due au flux latéral de quantité de mouvement

2.3.2 Correction de fréquence

Le flux turbulent dans la couche limite atmosphérique est généré par des tourbillons de différentes tailles. En un point de mesure, ceux-ci génèrent des fluctuations de vitesse et de concentration de scalaires à différentes fréquences. Comme décrit à la Section 2.1.2, les flux turbulents sont calculés à partir de la covariance de ces fluctuations : $\overline{w's'}$.

Il est courant de décrire la répartition en fréquence du produit des fluctuations de w et de s par l'analyse des co-spectres. Le co-spectre est la partie réelle du spectre croisé de deux variables, dans ce cas w' et s' . La raison pour laquelle le co-spectre est utilisé est que la somme sur les fréquences (f) de toutes les densités co-spectrales $Co_{ws}(f)$ est égale à la covariance de w et s (Stull, 1988 ; Kaimal and Finnigan, 1994) :

$$\overline{w's'} = \int_0^{\infty} Co_{ws}(f) df \quad (16)$$

Cependant, le signal mesuré par le système de covariance de turbulence est filtré, à la fois dans les basses et dans les hautes fréquences. Par conséquent, le flux turbulent mesuré d'un scalaire $\overline{w's'_{meas}}$ peut être considéré comme le résultat de l'intégration, sur toute la gamme de fréquence, du produit des densités co-spectrales et d'une fonction de transfert $FT(f)$ qui caractérise le dispositif de mesure :

$$\overline{w's'_{meas}} = \int_0^{\infty} FT(f) Co_{ws}(f) df \quad (17)$$

La perte des basses fréquences est fonction de la période sur laquelle les flux sont calculés, dans notre cas, une demi-heure. La filtration passe-bas résulte de la résolution insuffisante du système pour les petits tourbillons. Elle provoque une sous-estimation du flux turbulent mesuré qui doit dès lors être corrigé. Le facteur de correction FC introduit est le rapport entre le flux idéal, c'est-à-dire non filtré, et le flux mesuré (Moore, 1986) :

$$FC = \frac{\int_0^{\infty} Co_{ws}(f) df}{\int_0^{\infty} FT(f) Co_{ws}(f) df} \quad (18)$$

La fonction de transfert d'un système de covariance de turbulence est considérée comme le produit de fonctions individuelles décrivant, chacune, un effet instrumental particulier :

- la réponse en fréquence de l'anémomètre sonique et de l'IRGA qui est fonction des caractéristiques de ces appareils ainsi que de la vitesse de vent ;
- la séparation spatiale du point de prélèvement de l'air et de la mesure des composantes de la vitesse du vent ;
- l'atténuation des fluctuations des concentrations des scalaires à travers le tube d'échantillonnage.

Tous ces effets ne dépendent que de la configuration du système de mesure et de la vitesse du vent. Le plus important est celui dû à l'atténuation des fluctuations des concentrations des scalaires le long du tube d'échantillonnage et il domine les autres.

La fonction de transfert peut être estimée de manière théorique (Leuning et Moncrieff, 1990 ; Leuning et King, 1992 ; Leuning et Judd, 1996 ; Moncrieff *et al.*, 1997). Elle ne dépend que de la vitesse du vent et des caractéristiques du système de mesure : la longueur et le diamètre du tube, le débit massique dans le tube, la distance séparant le point d'échantillonnage et l'anémomètre sonique et la hauteur de mesure h_m par rapport à la hauteur de déplacement d ($h_m - d$). La fréquence de coupure ainsi calculée est généralement surestimée et par conséquent, la correction sous-estimée.

La fonction de transfert et le facteur de correction à appliquer aux flux mesurés peuvent également être estimés de manière expérimentale. A cette fin, six demi-heures consécutives correspondant à une période ensoleillée durant laquelle le critère de stationnarité (cf. 2.4.2) est respecté et la zone d'influence des capteurs est incluse dans la parcelle sont sélectionnées. La période de temps choisie est longue dans le but de réduire les incertitudes sur la partie basse fréquence du spectre.

Le co-spectre idéal peut être estimé de manière théorique à partir de l'Equation (19) donnée par Kaimal *et al.* (1972) lorsque les conditions sont instables ou neutres :

$$\frac{f Co_{w,SL=0}(f)}{w's'L=0} = \begin{cases} 10.53n/(1+13.3n)^{1.75}, & n \leq 1.0 \\ 4.21n/(1+3.8n)^{2.4}, & n \geq 1.0 \end{cases}, \quad -2 \leq \zeta \leq 0 \quad (19)$$

où $n = f \cdot (h_m - d) / \bar{u}$ et \bar{u} la vitesse de vent horizontale moyenne.

Si on suppose que l'essentiel de l'amortissement des hautes fréquences provient de l'atténuation des fluctuations de concentration par le tube et de la séparation des capteurs, le co-spectre idéal peut alors être estimé par le co-spectre mesuré de la chaleur sensible Co_{wT}^{exp} .

La fonction de transfert est alors calculée comme le rapport du co-spectre mesuré Co_{ws} au co-spectre idéal. Elle doit être égale à 1 aux basses fréquences et décroître jusqu'à zéro aux hautes fréquences suivant une sigmoïde. Deux types de fonctions peuvent y être ajustées.

2.3.2.1 Estimation du facteur de correction à partir de la fonction exponentielle

D'une part la fonction de transfert $FT(f)$ peut être estimée par une fonction sigmoïde à un paramètre (Aubinet *et al.*, 2001) :

$$FT(f) = \exp\left\{-\ln(2) \frac{f^2}{f_{co}^2}\right\} \quad (20)$$

dans laquelle f_{co} est la fréquence de coupure. Cette fréquence ne dépend que de la configuration du système.

Par définition, la fonction de transfert $FT(f)$ est le rapport du co-spectre théorique au co-spectre expérimental (Equation 17). Elle peut se réécrire :

$$FT^{\text{exp}}(f) = \frac{N_T}{N_s} \frac{Co_{ws}^{\text{exp}}(f)}{Co_{wT}^{\text{exp}}(f)} \quad (21)$$

où $FT^{\text{exp}}(f)$ est la fonction de transfert calculée et N_T/N_s est un facteur de normalisation. Dans le cas où l'on suppose l'absence d'atténuation de la température et la similarité des processus d'échanges de chaleur sensible, de chaleur latente et de CO_2 , ce facteur s'exprime :

$$\frac{N_T}{N_s} = \frac{\int_0^{f_0} Co_{ws}^{\text{exp}}(f) df}{\int_0^{f_0} Co_{wT}^{\text{exp}}(f) df} \quad (22)$$

où f_0 est une fréquence choisie suffisamment basse pour que l'effet de la filtration des hautes fréquences soit négligeable mais suffisamment élevée pour que le nombre de points utilisés dans le calcul de l'intégrale soit suffisant et que les incertitudes soient faibles.

Si $FT(f)$ est calculée pour des périodes durant lesquelles les conditions météorologiques diffèrent, les valeurs obtenues sont stables et aucune évolution significative de la fréquence de coupure n'a été observée (Aubinet *et al.*, 2001).

Lorsque la fonction de transfert a été calculée, le facteur de correction peut être déterminé à partir de l'Equation (18).

2.3.2.2 Estimation du facteur de correction à partir de la fonction de premier ordre

D'autre part, la fonction de transfert utilisée peut être, décrite par la fonction de premier ordre caractérisant un filtre passe-bas composé d'une bobine de self induction et d'une résistance unitaire (Eugster et Senn, 1995) :

$$FT(f) = \frac{1}{1 + 4\pi^2 f^2 L_{self}^2} \quad (23)$$

où L_{self} représente l'inductance du circuit.

La valeur de L_{self} est celle qui fait le mieux correspondre le co-spectre mesuré du scalaire Co_{ws}^{wsp} au produit du co-spectre de la température et de la fonction de transfert

$$\frac{1}{1 + 4\pi^2 f^2 L_{self}^2} Co_{wT}.$$

De même, une fois la fonction de transfert calculée, le facteur de correction est obtenu en utilisant l'Equation (18).

2.4 Tests de qualité

La qualité des flux mesurés par la méthode de covariance de turbulence est difficile à estimer car il n'existe pas d'autre méthode effectuant des mesures à la même échelle spatiale et temporelle. De plus, les sources d'erreurs sont multiples et peuvent être dues aussi bien au mauvais fonctionnement d'un appareil de mesure qu'au non-respect des hypothèses théoriques sous-tendant la mesure. Quatre critères sont alors proposés pour déterminer la qualité des données. Ces critères se réfèrent aux caractéristiques statistiques des mesures instantanées (Section 2.4.1), à la stationnarité du processus de mesures (Section 2.4.2), à la similarité de la

couche atmosphérique limite (Section 2.4.3) et à la fermeture du bilan énergétique (Section 2.4.4).

2.4.1 Analyse statistique des données brutes

Cette analyse permet de mettre en évidence les erreurs instrumentales ou les erreurs dues au transfert des données avant leur traitement. Un logiciel (Vickers et Mahrt, 1997) effectue les différents tests statistiques discutés dans cette section.

Les mesures de flux turbulents sont effectuées dans la couche atmosphérique limite qui est la part de la troposphère qui est directement influencée par la présence de la surface terrestre et dans laquelle les échanges de quantité de mouvement, de chaleur ou de scalaires avec la surface terrestre se font à une échelle de temps comprise entre quelques heures et un jour (Arya, 1988). Bien que les composantes de la vitesse du vent, de la température et des concentrations de scalaires soient extrêmement variables, les propriétés des distributions de ces variables sont bien connues. L'objectif de ces tests est de repérer les mesures qui s'écartent de ces distributions, suite à des erreurs instrumentales ou de transmission de données.

Le premier test appliqué aux différentes séries temporelles est une détection de pics. Ils peuvent être imputables à des erreurs aléatoires dans les transmissions et les enregistrements de données ou à la stagnation d'eau sur les capteurs de l'anémomètre sonique pendant les épisodes pluvieux. Le test est basé sur une estimation de l'écart type des distributions des variables instantanées. Les valeurs considérées comme des pics sont remplacées par des valeurs interpolées linéairement. Si une demi-heure de données contient plus de 2.5 % de pics, cette demi-heure est marquée.

Les autres tests statistiques sont appliqués aux séries temporelles épurées de pics. Ces tests consistent à :

- détecter les valeurs aberrantes ;
- vérifier qu'au sein d'une demi-heure de mesure, la dissymétrie et/ou la dispersion des distributions en fréquence des variables (moments statistiques d'ordre trois et quatre) est en cohérence avec les valeurs attendues au sein de la couche atmosphérique limite ;
- examiner qu'il n'apparaît pas de discontinuité anormale dans les séries temporelles ;
- s'assurer que les variances minimales et maximales ne dépassent pas certaines valeurs limites.

2.4.2 Test de stationnarité

Lors de l'établissement de l'équation de conservation des scalaires (Equation 2), différentes hypothèses ont été prises parmi lesquelles la stationnarité des mesures. Ce test s'assure du respect de cette hypothèse.

Le principe du test de stationnarité (Foken et Wichura, 1996) est de comparer une valeur moyenne de la covariance $\overline{w's'}$ calculée à partir de l'ensemble des données d'une demi-heure à une moyenne des $\overline{w's'}$ calculés pour des périodes de 5 minutes.

Lorsque la différence entre ces deux valeurs de la covariance est inférieure à 30 %, les mesures sont considérées comme étant stationnaires et la qualité des mesures est considérée comme bonne. Lorsqu'elle est comprise entre 30 et 50 %, les mesures restent considérées comme acceptables.

2.4.3 Test de similarité

Lors de l'établissement de l'équation de conservation des scalaires (Equation 2), en plus de l'hypothèse de stationnarité, une hypothèse concernant l'homogénéité horizontale du terrain a été posée. Ce test compare les caractéristiques de la turbulence mesurées par le système de covariance de turbulence à celles prévues par la théorie de similarité des fluctuations turbulentes. Une différence entre les mesures et la théorie peut indiquer la présence d'une turbulence mécanique additionnelle causée par le système de mesure lui-même ou par un obstacle ou des inhomogénéité du terrain (De Bruin *et al*, 1991 ; Foken et Wichura, 1996). En pratique, cela se traduit par des valeurs mesurées des caractéristiques de la turbulence supérieures aux valeurs théoriques. Les caractéristiques de l'intégrale de la composante verticale du vent prévues par la théorie de similarité sont :

$$\frac{\sigma_w}{u_*} = \alpha_1 [\varphi_m(\zeta)]^{b_1} \quad (24)$$

et celles de la température sont :

$$\frac{\sigma_T}{T_*} = \alpha_2 [\zeta \varphi_m(\zeta)]^{b_2} \quad (25)$$

où σ_w et σ_T sont les écart-types de la composante verticale de la vitesse du vent et de la température, φ_m est la fonction de similarité de la couche limite, u_* est la vitesse de friction

[ms^{-1}] et ζ est le paramètre de stabilité défini comme $(h_m - d)/L$, où L est la longueur d'Obukhov¹ définie par :

$$L = \frac{T}{kg} \frac{\overline{w'u'}^{3/2}}{\overline{w'T'}} \quad (26)$$

Les valeurs des coefficients empiriques α_1 , α_2 , b_1 et b_2 ont été établis expérimentalement. Elles sont proposées notamment par Arya (1988), Stull (1988) ou Foken (Foken *et al.*, 1997). La vitesse de friction u_* est la vitesse tangentielle des tourbillons. Elle indique si la turbulence est bien développée.

En pratique, lorsque la différence entre les caractéristiques mesurées de l'intégrale turbulente et les valeurs calculées est inférieure à 20 – 30 %, la qualité des données est considérée comme bonne.

2.4.4 Bilan énergétique

Un autre moyen de vérifier la qualité des mesures par covariance de turbulence est d'examiner la fermeture du bilan énergétique. Vu le premier principe de la thermodynamique, la somme des densités de flux échangés par l'écosystème doit être nulle. On doit donc avoir :

$$LE + H = R_n - G - S - Q \quad (27)$$

où H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente, R_n le rayonnement net, G le flux de chaleur dans le sol, S le flux de stockage dans l'écosystème, et Q la somme des autres sources et/ou puits d'énergie. Tous les termes de l'Equation (27) sont exprimés en W m^{-2} . En général, Q est négligé. Dans le cas d'une culture, le terme de stockage de chaleur dans l'écosystème peut également être négligé (Wilson *et al.*, 2002).

Ce test permet de comparer la somme des flux de chaleur mesurés par covariance de turbulence avec les autres flux de chaleur. La non compensation des termes $(LE + H)$ et $(R_n - G)$ peut indiquer une inexactitude des flux turbulents mesurés. Bien que ce test ne s'intéresse qu'aux flux de chaleur latente et de chaleur sensible et non au flux de CO_2 , il peut donner une indication sur ce dernier, les mécanismes de transport de chaleur sensible, de chaleur latente et de CO_2 étant les mêmes.

¹ La turbulence atmosphérique peut être provoquée par convection thermique ou par le frottement mécanique de l'air en mouvement moyen sur la surface de la terre. La longueur d'Obukhov représente la hauteur au-dessus de la surface à laquelle la turbulence d'origine thermique est plus importante que celle d'origine mécanique. Elle s'exprime en mètre.

Il faut remarquer toutefois que de nombreux facteurs peuvent contribuer à un déséquilibre du bilan énergétique. En particulier : (i) les zones d'influence des capteurs mesurant les termes de l'Equation (27) peuvent être différentes, (ii) les mesures peuvent présenter un biais systématique, (iii) d'autres sources et/ou puits d'énergie peuvent être significatifs, (iv) le système de mesure peut provoquer la perte des hautes et des basses fréquences des flux turbulents, (v) d'autres modes d'échange de chaleur peuvent être négligés. Si la sous-estimation des flux mesurés de chaleur sensible et de chaleur latente est causée par la différence des zones d'influence des capteurs, par la présence d'un biais systématique ou par le fait de négliger d'autres sources et/ou puits d'énergie, cela n'implique pas que les flux de CO₂ soient incorrects. Par contre, si la sous-estimation résulte de la perte en fréquence du système de covariance de turbulence ou de la présence d'autres modes de transfert, il est possible que la mesure du flux de CO₂ soit affectée par la même erreur (Wilson *et al.*, 2002). En examinant les caractéristiques du site et les conditions météorologiques durant lesquelles le bilan n'est pas clos, il est possible de savoir si les mesures de flux de CO₂ sont fiables.

Généralement, on a trouvé que sur les sites forestiers, le bilan n'était pas clos, la somme des flux mesurés ($LE + H$) étant sous-estimée de 10 à 30 % par rapport aux autres termes (Wilson *et al.*, 2002). Cette sous-estimation est moindre lorsque le terrain est plat, homogène et que la végétation est basse (Stannart *et al.*, 1994 ; Mahrt, 1998 ; Twine *et al.*, 2000).

3. MATÉRIEL ET MÉTHODES

3.1 Description du site de mesure

3.1.1 Localisation du site

Le système de mesure a été installé sur une parcelle agricole de 11.8 hectares. Cette parcelle est localisée en province de Namur, dans la commune de Gembloux, au lieu dit "Argenton". Cette région de grandes cultures est caractérisée par un climat tempéré océanique. La température moyenne de l'air est de 10°C et les précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm. Le sol de la parcelle est un Luvisol.

Les coordonnées géographiques du système de mesure sont 50°33'08'' de latitude Nord et 4°44'42'' de longitude Est. Il se trouve à une altitude de 165 mètres. La parcelle présente une pente maximale de 1.2 %. La rotation des cultures est une rotation betteraves – céréales – pommes de terre – céréales. Le semis de betteraves a été effectué fin mars. Le rendement attendu est supérieur à 10 tonnes de sucre par hectare.

La Figure 4 montre le positionnement de la parcelle (en hachuré) par rapport à la ville de Gembloux, la Figure 5 présente la parcelle et son environnement de manière plus détaillée.

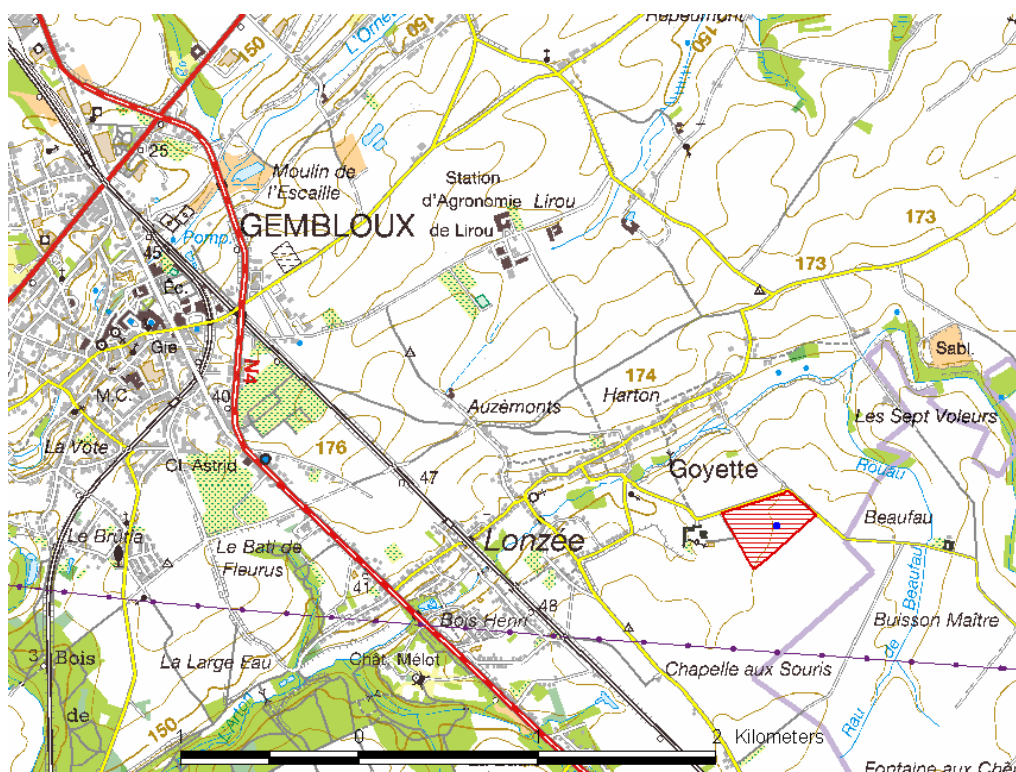


Figure 4 : Positionnement de la parcelle (en hachuré) par rapport à la ville de Gembloux (carte IGN 1/50000)

3.1.2 Description de l'environnement du site

La parcelle a la forme d'un quadrilatère. La distance entre le système de mesure et la lisière du champ est de 240 mètres dans la direction des vents dominants (Sud-Ouest). Le champ est longé au Nord-Ouest par une route peu fréquentée bordée de hêtres. Dans cette direction, on rencontre ensuite une pâture et des cultures. Au Nord-Est, la parcelle est également longée par une route. Au-delà de cette route, se trouvent des champs jusqu'à une distance supérieure à 900 m du système de mesure, distance à laquelle se trouvent une route et quelques habitations. Au Sud-Est, la parcelle est bordée d'autres parcelles agricoles jusqu'à la nationale N4 qui se trouve à 1300 m. Vers le Sud-Ouest, les champs s'étendent sur plusieurs centaines de mètres, la première route de campagne est à 700 m.

Outre l'exploitation elle-même qui est située à 450 m au Sud-Est du point de mesure, les habitations les plus proches sont situées à 850 m au Nord-Ouest de la parcelle.

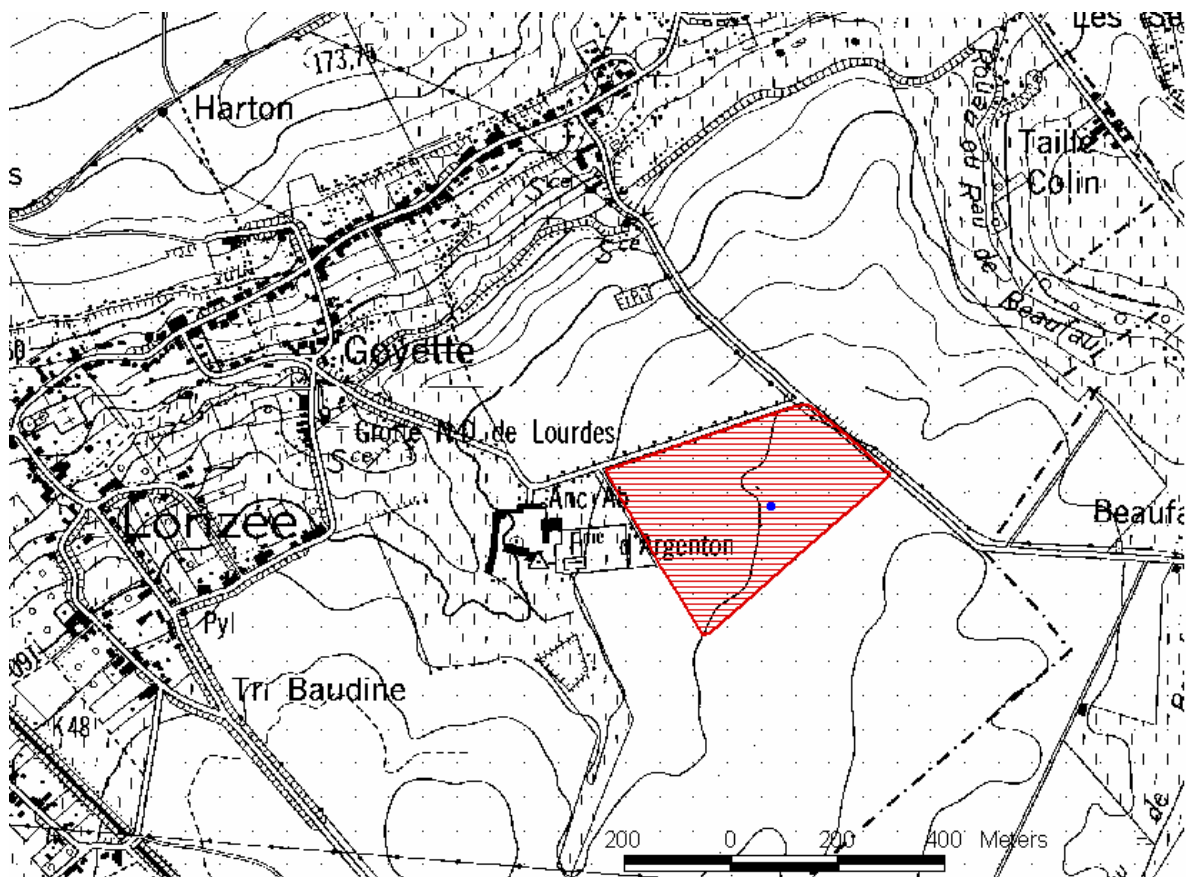


Figure 5 : Parcelle (en hachuré) et positionnement du système de mesure (carte IGN 1/10000)

3.1.3 Historique du site

La parcelle est cultivée par cette exploitation depuis 1933. Les 5 dernières années, elle a subi la même rotation qu'actuellement : betteraves, froment, pommes de terre, froment.

3.2 Système de mesure de covariance de turbulence

Les quantités de CO₂, de vapeur d'eau et de chaleur sensible produites ou absorbées par un écosystème correspondent aux densités de flux verticaux turbulents au sommet du couvert auxquelles il faut additionner le stockage sous le système de mesure (cf. Section 2.1.1).

Les densités de flux vertical turbulent sont mesurées par la méthode de la covariance de turbulence. Cette méthode nécessite la mesure, à haute fréquence, de la composante verticale de la vitesse du vent, de la concentration en CO₂, de la concentration en vapeur d'eau et de la température, en un point situé au-dessus du couvert végétal. Le système de mesure comprend un anémomètre sonique tridimensionnel (Solent Research R3, Gill Instruments, Lymington, UK), un analyseur de gaz infrarouge (LI-COR 7000, LI-COR, Lincoln, NE, USA) et un ordinateur comprenant un programme d'acquisition, d'analyse et de traitement des données (EDDY Software).

3.2.1 Anémomètre sonique

L'anémomètre sonique R3 fournit les valeurs des 3 composantes de la vitesse du vent et du son à une fréquence de 20 Hz.

Il possède également 6 entrées analogiques de résolution égale à 14 bits et pouvant recevoir des signaux compris entre - 5 et + 5 Volts. Ces entrées sont échantillonnées à une fréquence de 10 Hz et permettent d'acquérir des mesures simultanées de capteurs analogiques ainsi que leur digitalisation et leur intégration aux signaux de l'anémomètre. Deux des canaux analogiques sont utilisés pour les mesures des concentrations en vapeur d'eau et en CO₂ de l'air effectuées par l'analyseur de gaz par absorption infrarouge. Les autres ne sont pas utilisés mais pourraient être raccordés, par exemple, à des capteurs de température de l'air, du débit ou de la température de l'air traversant l'analyseur infrarouge.

La conception de la tête de l'anémomètre le rend omnidirectionnel. Le support et la tête de l'anémomètre sont peu encombrants et provoquent peu de distorsion (< 5% sur les flux de scalaires ; Grelle et Lindroth, 1994).

3.2.2 Analyseur de gaz par absorption infrarouge

Les concentrations en vapeur d'eau et en CO₂ de l'air sont mesurées par un analyseur de gaz par absorption infra-rouge (IRGA) à chambre fermée, le LI-7000. L'IRGA est un analyseur différentiel qui compare l'absorption d'un rayonnement infrarouge par la vapeur d'eau et le CO₂ entre une chambre de mesure traversée par l'air échantillonné à proximité de l'anémomètre sonique et une chambre de référence contenant de l'azote pur.

L'étalonnage de l'analyseur est effectué tous les 15 jours.

3.2.3 Description du système de mesure des flux turbulents

L'anémomètre sonique est positionné sur un mât à 2.70 m du sol soit à plus de deux mètres au-dessus de la végétation. Une prise d'air est placée à proximité de celui-ci. L'échantillon d'air est amené à l'analyseur de gaz via un tuyau de 12.40 m de long, isolé et chauffé afin d'éviter tout risque de condensation. La pompe (NO22 AN18, KNF Neuberger, D) qui aspire l'air est placée après l'analyseur, également dans le but de limiter les risques de condensation.

A la prise d'air, l'échantillon traverse un premier filtre (ACRO 50 PTFE 1 µm, GELMAN, USA) qui est changé toutes les une à deux semaines. Un second filtre se trouve à l'entrée de l'analyseur et est changé moins fréquemment.

Vu la longueur des tubes, la mesure de la concentration en CO₂ et en vapeur d'eau par l'IRGA s'effectue avec un certain retard par rapport à la mesure de vitesse de vent. Ce retard doit être pris en compte lors de l'estimation des covariances. Une estimation théorique du retard à partir de la longueur et du diamètre intérieur du tuyau de prélèvement et du débit peut être effectuée mais on constate qu'en pratique elle est toujours inférieure à la réalité. En effet, elle ne prend pas en compte l'influence des deux filtres et le temps de réponse de l'analyseur. C'est pourquoi on préfère estimer ce délai en recherchant le maximum de corrélation entre les séries temporelles des variations de la vitesse verticale du vent w' et des variations de concentration du scalaire s' . Les valeurs obtenues sont 1.50 secondes pour le CO₂ et 2.00 secondes pour la vapeur d'eau.

3.3 Description des mesures météorologiques

Outre les mesures de flux par covariance de turbulence, des mesures de variables météorologiques sont effectuées afin de connaître les conditions dans lesquelles se font les échanges et d'étudier les réponses des flux aux conditions météorologiques. Les données

météorologiques sont également indispensables pour la réalisation de certains tests de qualité et certaines corrections (Sections 2.3 et 2.4).

La liste complète des variables et des flux mesurés ainsi que les capteurs utilisés est donnée au Tableau 1. La Figure 6 permet de visualiser l'ensemble du dispositif expérimental. Ces capteurs fournissent une mesure par demi-heure, à l'exception des capteurs 1 et 2 qui fournissent 20 valeurs par seconde.

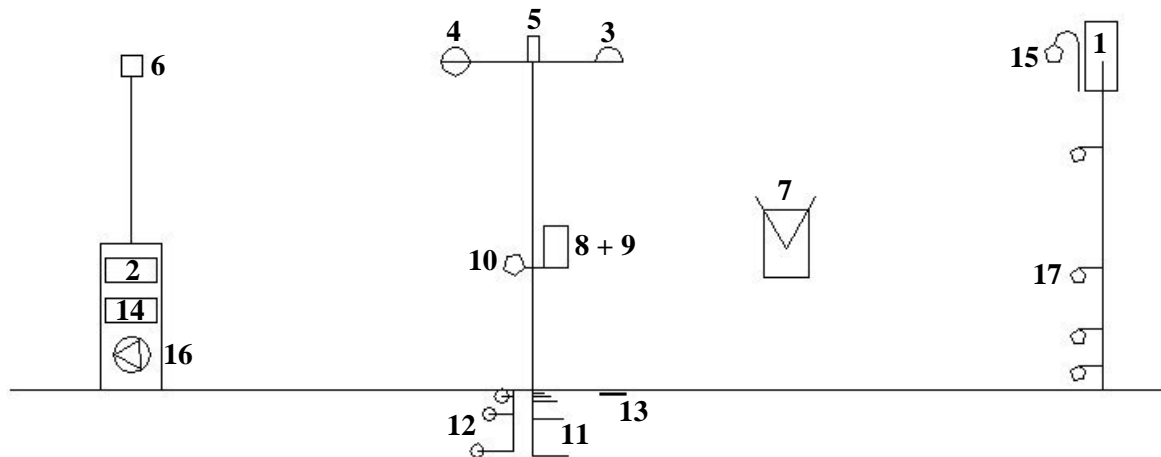


Figure 6 : Schéma des positions des instruments de mesure du site de Lonzée

L'anémomètre sonique (1) est placé sur un mât à 2.70 m du sol. Le point de prélèvement d'air (15) est relié à l'analyseur de gaz par absorption infrarouge (2) via un tube en téflon de 12.40 m de longueur et 4 mm de diamètre. L'anémomètre sonique est situé à 8 mètres de l'armoire contenant l'analyseur et la pompe (16). Sur ce mât, quatre prises d'air (17) sont placées à 0.2, 0.5, 1 et 1.8 mètres et reliées à un analyseur de gaz par absorption infrarouge (14). Ces mesures permettent d'observer l'évolution des concentrations à différentes hauteurs.

Le pyranomètre (3), le pyrromètre (4) et le capteur de rayonnement photosynthétiquement actif (5) sont placés entre l'armoire et l'anémomètre sonique à 2.70 m de hauteur. Sur le même mât, à 1 mètre du sol, se trouvent le capteur de pression atmosphérique (10) et le thermo-hygromètre (8 + 9). Les profils de température de sol (12) et d'humidité de sol (11) ainsi que la mesure du flux de chaleur (13) dans le sol sont positionnés au pied du mât. Cinq mesures de température sont effectuées à des profondeurs égales à 3, 5.5, 9, 26 et 56 cm. Les trois mesures d'humidité de sol se font à 5, 20 et 40 cm. La plaque de mesure de flux de chaleur dans le sol a été placée 6 cm de profondeur.

Le capteur de rayonnement photosynthétiquement actif global et diffus (6) est positionné au-dessus de l'armoire, à 2.70 m du sol.

Tableau 1 : Liste des grandeurs mesurées et des appareils de mesures sur le site de Loncée

	<i>Grandeurs mesurées</i>	<i>Capteur</i>	<i>Références</i>
1	Vitesse du vent	Anémomètre sonique	Solent Research R3, Gill Instruments Lymington, UK
2	Concentration en CO ₂ et en vapeur d'eau	Analyseur de gaz par absorption infrarouge	LI-7000, LI-COR Lincoln, NE, USA
3	Rayonnement global	Pyranomètre	CM21, KIPP EN ZONEN Delft, NL
4	Rayonnement net	Pyrradiomètre	Q*7.1, REBS Seattle, USA
5	Rayonnement photosynthétiquement	Cellules photo-réceptrices	PAR Quantum sensor SKP 215 Skye Instruments Limited, UK
6	Rayonnement photosynthétiquement actif global et diffus	Cellules photo-réceptrices	Sunshine sensor type BF3 Devices Ltd Cambridge, UK
7	Precipitation	Collecteur et auget basculant	
8	Température de l'air	Thermohygromètre	RHT2, Delta-T Devices Ltd Cambridge, UK
9	Humidité de l'air	Thermohygromètre	RHT2, Delta-T Devices Ltd Cambridge, UK
10	Pression atmosphérique	Baromètre	MPX4115A, Motorola Phoenix, AR, USA
11	Température du sol	Résistance platine	pt100 Jumo
12	Contenu en eau du sol	Sonde de mesure de la constante diélectrique	ThetaProbe, Delta-T Devices Ltd Cambridge, UK
13	Flux de chaleur dans le sol	Plaque de flux de chaleur	HFP01 Hukseflux, Delft, NL
14	Concentration en CO ₂	Analyseur de gaz par absorption infrarouge	Gascard II Edinburgh Sensors Ltd, UK

3.4 Acquisition et traitement des données

3.4.1 Description de EDDY Software

EDDY Software comporte un logiciel d'acquisition de données EDDYMEAS et plusieurs logiciels de traitement de données parmi lesquels : EDDYCORR, EDDYSPEC et EDDYFLUX.

EDDYMEAS est utilisé pour l'acquisition des données de l'anémomètre sonique et de l'analyseur de gaz. Il offre une interface qui permet de visualiser les valeurs brutes des composantes de la vitesse du vent, de la température sonique et des concentrations en CO₂ et en vapeur d'eau ainsi qu'une estimation des flux turbulents non corrigés.

EDDYFLUX est le logiciel qui, à partir des données brutes, calcule les valeurs des flux turbulents. Il applique les corrections de Schotanus (cf. 2.3.1) et de fréquence (cf. 2.3.2) et effectue les tests de qualité suivant : détection de pics (cf. 2.4.1), test de stationnarité (cf. 2.4.2 et 4.1.1) et test de similarité (cf. 2.4.3 et 4.1.2)

EDDYCORR permet le calcul des corrélations entre deux séries temporelles. Il est utilisé pour déterminer le décalage temporel entre w et les concentrations en CO_2 et vapeur d'eau (cf. 3.4.3).

EDDYSPEC est utilisé pour le calcul des co-spectres des séries temporelles nécessaires à la détermination du facteur de correction de la correction de fréquence (cf. 2.3.2 et 4.2).

3.4.2 Acquisition des données

Le logiciel utilisé pour l'acquisition des données est EDDYMEAS. Les trois composantes de la vitesse du vent, ainsi que les concentrations en CO_2 et en vapeur d'eau, sont transmises par l'anémomètre sonique à l'ordinateur. Les concentrations sont mesurées par l'IRGA et transmises à l'anémomètre via deux de ses six entrées analogiques. Le signal analogique varie entre 0 et 5 V. Les concentrations correspondant à ces valeurs extrêmes sont 300 et 800 $\mu\text{mol mol}^{-1}$ pour le CO_2 et 0 et 30 mmol mol^{-1} pour la vapeur d'eau.

Le logiciel crée et stocke des fichiers contenant une demi-heure de mesures. EDDYMEAS permet le traitement des données en ligne mais cette option n'est pas utilisée à Lonzée où les flux sont calculés a posteriori.

3.4.3 Traitement des données

Le logiciel EDDYFLUX calcule, à partir des fichiers contenant les données brutes, les valeurs à la demi-heure des flux. Le nombre minimum de données que doit contenir le fichier pour être traité par EDDYFLUX est fixé à 30 000, ce qui correspond à 25 minutes de mesure en continu.

Une procédure de détection de pic est incluse dans le programme (cf. 3.4.4.1). Les valeurs considérées comme des pics sont éliminées et remplacées par une interpolation linéaire. Ce sont les séries temporelles épurées qui sont utilisées pour le reste du traitement.

Le décalage temporel entre w d'une part et les concentrations en CO_2 et en vapeur d'eau d'autre part a été estimé à l'aide du logiciel EDDYCORR lors de périodes ensoleillées durant

lesquelles les valeurs de flux sont grandes. Les valeurs de décalage les plus fréquentes sont de 1.50 et 2.00 secondes pour le CO₂ et la vapeur d'eau respectivement. EDDYFLUX recherche le maximum de corrélation entre les deux séries temporelles pour des décalages variant de 1.25 s (25 mesures) autour de la valeur la plus fréquente, précisée par l'utilisateur.

Les composantes de la vitesse du vent subissent deux rotations afin d'aligner u sur la vitesse moyenne du vent et d'annuler v et w .

Le logiciel applique la correction de fréquence aux flux. Il utilise la fonction de transfert décrite par Eugster et Senn (1995) (cf. 2.3.2). Les valeurs de l'impédance L_{self} utilisées sont, pour le CO₂, 0.1 Ohm et pour la vapeur d'eau, 0.4 Ohm. La manière dont elles ont été obtenues est décrite à la Section 4.2.1.

EDDYFLUX applique également la correction de Schotanus aux valeurs de flux de chaleur sensible pour tenir compte de la différence entre la température sonique et la température de l'air (cf. 2.3.1).

La hauteur de l'anémomètre (2.70 m) et la hauteur du couvert, qui, dans le cas des cultures, est variable au cours de la saison de végétation, sont également des paramètres à fournir à EDDYFLUX, ainsi que la fréquence de mesure (20 Hz).

Une fois les flux calculés par EDDYFLUX, le fichier de sortie et le fichier contenant les variables météorologiques sont assemblés. Une routine écrite sous Visual Basic applique diverses corrections aux flux et effectuent divers calculs qui nécessitent la connaissance de variables météorologiques. En particulier, cette routine corrige les valeurs des flux de CO₂, vapeur d'eau et chaleur sensible pour tenir compte de la pression atmosphérique au moment des mesures. En effet, le calcul des flux nécessite la valeur de la masse volumique de l'air (Equations 12 à 15) qui dépend, outre de la température, de la pression atmosphérique. Cette correction pourrait être faite par EDDYFLUX mais cette option n'est pas utilisée lors du traitement des données de Lonzée.

La routine calcule également le flux de chaleur latente LE [Wm^{-2}] à partir de E [$\text{mmol m}^{-2}\text{s}^{-1}$]. Ce calcul utilise la valeur de la chaleur latente molaire de vaporisation (Equation 14) qui est fonction de la température de l'air. De la même manière, le flux de quantité de mouvement, fonction de la masse molaire de l'air, est calculé à partir de la vitesse de friction u^* fournie par EDDYFLUX.

C'est également cette routine qui calcule le flux de chaleur dans le sol à partir des mesures de température (Equation 29), le déficit de saturation de l'air, la longueur d'Obukhov (Equation 26) et le flux de stockage du CO₂ sous le point de mesure :

$$S_C = \frac{1}{T_s} \frac{P_{atm}}{RT_{air}} (Conc_i - Conc_{i-1}) h_m \quad (28)$$

où T_s est l'intervalle de temps séparant deux mesures successives de concentration de CO₂ (1800 s), P_{atm} la pression atmosphérique [Pa], R la constante des gaz parfaits (8.314 J K⁻¹ mol⁻¹), T_{air} la température de l'air [K], $Conc_i$ et $Conc_{i-1}$ les concentrations en CO₂ à la mesure i et à la mesure précédente, $i-1$ [μmol mol⁻¹].

Une fois ces calculs effectués, la routine trace de nombreux graphes afin de détecter d'éventuelles valeurs erronées qui peuvent être dues à des erreurs de transmission, au mauvais fonctionnement d'un capteur ou qui correspondent à des périodes durant lesquelles les capteurs sont étalonnés.

Le fichier, qui contient les valeurs de flux et les données météorologiques, est alors prêt pour être envoyé à la base de données européenne.

3.4.4 Tests de qualité

3.4.4.1 Analyse statistique des données brutes

Le logiciel EDDYFLUX comporte une procédure de détection de pic qui élimine les valeurs instantanées des composantes horizontales de la vitesse du vent u et v supérieures en valeur absolue, à 40 ms⁻¹, celles de la composante verticale w supérieures en valeur absolue, à 15 ms⁻¹ et les températures non comprises entre -50 et + 50°C. Cette procédure élimine également les données lorsque les écarts entre valeurs successives dépassent 5 ms⁻¹ pour les composantes de la vitesse de vent, 5°C pour la température, 10 μmolmol⁻¹ pour les concentrations de CO₂ et 5 mmolmol⁻¹ pour les concentrations en vapeur d'eau. EDDYFLUX informe du nombre de valeurs qu'il considère comme étant des pics et les remplace par des valeurs interpolées linéairement.

Les autres analyses statistiques n'ont pas encore été appliquées aux données brutes.

3.4.4.2 Test de stationnarité

Le logiciel EDDYFLUX compare une valeur moyenne de la covariance $\overline{w's'}$ calculée à partir de l'ensemble des données d'une demi-heure à une moyenne des $\overline{w's'}$ calculés pour des périodes de 5 minutes et indique si leur différence est inférieure à 30 %, comprise entre 30% et 50 % ou supérieure à 50 %. Les données sont considérées de qualité suffisante lorsque cette différence est inférieure à 50 %.

3.4.4.3 Test de similarité

EDDYFLUX compare les caractéristiques turbulentes de la composante verticale de la vitesse du vent et de la température mesurées par le système de covariance de turbulence aux prédictions théoriques. Lorsque la différence excède 30%, la demi-heure de mesure est marquée.

4. RÉSULTATS

Le système de mesure des flux turbulents par covariance de turbulence et la plupart des capteurs de variables météorologiques fonctionnent depuis le 1er avril et les mesures couvrent plus de 85 % du temps. Le capteur de rayonnement photosynthétiquement actif global et diffus a été mis en marche le 6 août 2004 et le profil de mesures de CO₂, le 1 septembre 2004.

Ce chapitre présente les résultats des tests de qualité appliqués aux 5 premiers mois de mesures ainsi que les résultats des 6 premiers mois, d'avril à septembre. Les betteraves ont été semées le 30 mars, les premières feuilles sont apparues aux alentours du 22 avril. La récolte a eu lieu les 28 et 29 septembre.

4.1 Tests de qualité

4.1.1 Test de stationnarité

Le Tableau 2 montre les rapports entre le nombre de valeurs respectant le test de stationnarité (cf. 2.4.2) et le nombre total de valeurs, en conditions diurne et nocturne lorsque la valeur de la vitesse de friction u^* est supérieure à 0.1 ms^{-1} (cf. 4.4.4). Plus de 90 % des valeurs des flux de CO₂ (Fc), de chaleur sensible (H) et de quantité de mouvement (τ) satisfont à ce test, de jour comme de nuit. Les mesures non stationnaires sont surtout observées aux levers et couchers du soleil. Le pourcentage de réussite du test pour les flux de chaleur latente (LE) est plus faible, particulièrement la nuit. Durant cette période, l'écosystème évapotranspire peu et les valeurs de flux sont peu élevées voire nulles. Il n'est alors pas étonnant d'observer des pourcentages de réussite plus faibles.

Tableau 2 : Pourcentage de valeurs de flux respectant le test de stationnarité la journée et la nuit lorsque la vitesse de friction est supérieure à 0.1 ms^{-1}

	Pourcentage de valeurs respectant le test la journée	Pourcentage de valeurs respectant Le test la nuit
Fc	94.0	96.8
LE	86.0	42.5
H	92.1	97.9
T	96.3	97.8

4.1.2 Test de similarité

Les graphes des Figures 7 et 8 représentent le pourcentage de flux respectant le test de similarité (cf. 2.4.3) pour w et pour T en fonction de la direction du vent, le jour et la nuit lorsque la vitesse de friction est supérieure à 0.1 ms^{-1} (cf. 4.4.4). Le test de similarité pour w est généralement respecté, de jour comme de nuit. Le test sur T est moins souvent satisfait, le jour, et jamais satisfait la nuit. Cela s'explique par le fait que ce test n'est valable qu'en conditions instables (Rebmann *et al*, 2004), c'est-à-dire lorsque l'origine de la turbulence est la convection thermique. La Figure 9 présente les mêmes tests en conditions instables (paramètre de stabilité $(h_m-d)/L < -0.1$). Il apparaît qu'il est davantage respecté. Toutefois, le nombre de périodes durant lesquelles $(h_m-d)/L$ est inférieur à -0.1 , est très réduit pour certaines directions de vent, si bien que les pourcentages présentés n'ont que peu de signification. Il sera dès lors nécessaire de recommencer ce test à partir d'une plus longue période de mesure.

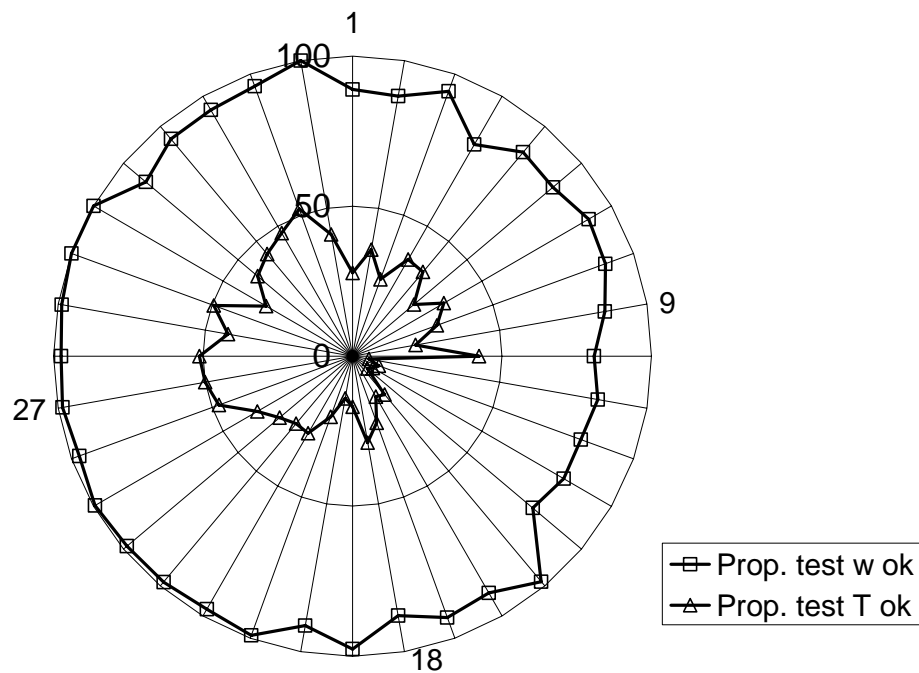


Figure 7 : Proportion de périodes respectant le test de similarité pour les variables w (carrés) et T (triangles) en fonction de la direction du vent le jour.

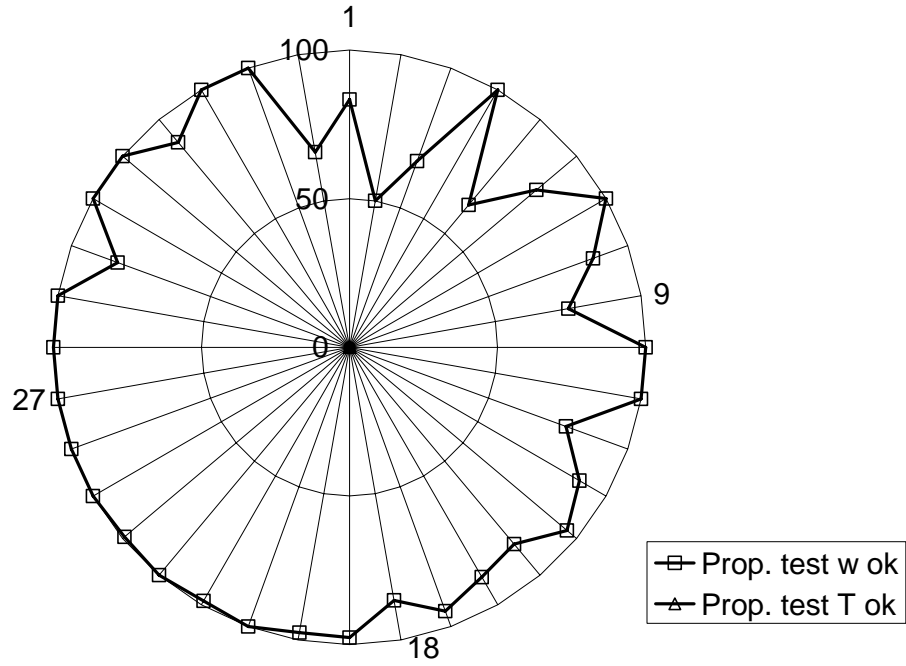


Figure 8 : Proportion de périodes respectant le test de similarité pour les variables w (carrés) et T (triangles) en fonction de la direction du vent la nuit lorsque la vitesse de friction est supérieure à 0.1 ms^{-1} .

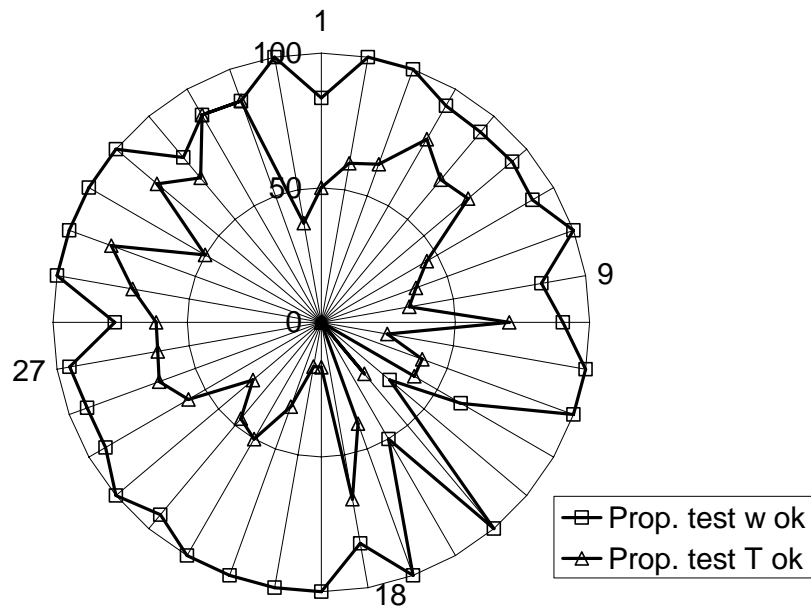


Figure 9 : Proportion de périodes respectant le test de similarité pour les variables w (carrés) et T (triangles) en fonction de la direction du vent la journée lorsque le paramètre de stabilité $(h_m-d)/L$ est inférieur à -0.1 .

4.1.3 Bilan énergétique

Ce test consiste à comparer la somme des flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible ($LE + H$) mesurés par le système de covariance de turbulence à la somme des flux d'énergie disponible : R_n le rayonnement net et G le flux de chaleur dans le sol (Equation 27). Le terme G est calculé à partir de l'évolution des mesures de température dans le sol :

$$G = \frac{1}{T_s} [C_{p,I}(e_1(t_{1,i} - t_{1,i-1})) + e_2(t_{2,i} - t_{2,i-1})) + C_{p,II}(e_3(t_{3,i} - t_{3,i-1})) + e_4(t_{4,i} - t_{4,i-1})) + C_{p,III}e_5(t_{5,i} - t_{5,i-1})] \quad (29)$$

où T_s est l'intervalle de temps séparant deux mesures successives de température, $C_{p,I}$, $C_{p,II}$, $C_{p,III}$ sont les capacités thermiques calculées respectivement à partir des mesures d'humidité à 5, 20 et 50 cm, t_1 , t_2 , t_3 , t_4 et t_5 sont les températures mesurées à 3, 5.5, 9, 26 et 56 cm, e_1 , e_2 , e_3 , e_4 et e_5 sont les épaisseurs des couches représentées par les différentes mesures de température (respectivement 4.25, 3.25, 10.25, 23.5 et 30 cm).

Dans le but de déterminer le degré de fermeture du bilan énergétique, une régression au sens des moindres carrés est calculée entre la somme ($H + LE$) et la différence ($R_n - G$) pour l'ensemble des données des mois d'avril à septembre à l'exception des nuits durant lesquelles la vitesse de friction est inférieure à 0.1 ms^{-1} (cf. 4.4.4). Les résultats sont donnés à la Figure 10. Il apparaît que l'accord entre les deux mesures est excellent, la pente de la régression étant de 1.02, l'ordonnée à l'origine de -20.7 Wm^{-2} et le coefficient de corrélation de 0.86. L'accord obtenu ici est bien meilleur que sur la plupart des autres sites : en effet les pentes de régression, obtenues sur 22 sites du réseau FLUXNET varient de 0.53 à 0.99 (Wilson *et al.*, 2002) et l'ordonnée à l'origine varie entre -32.9 et 36.9 Wm^{-2} .

Remarquons toutefois que ces résultats sont sans doute exagérément optimistes : en effet, vu la disposition des capteurs sur le site de mesure, il est vraisemblable que leurs zones d'influence ne se correspondent pas totalement : en particulier, les capteurs de température et d'humidité du sol ainsi que le capteur de rayonnement net sont placés dans une zone où le sol est nu alors que le système de covariance de turbulence représente une mesure effectuée sur un sol couvert par la végétation. Dans le but de mettre en évidence l'influence de la couverture de végétation sur le bilan énergétique, des capteurs supplémentaires de température de sol ont été insérés sous le couvert de betteraves en deux endroits de la parcelle à 2, 5 et 10 cm de profondeur et un capteur de rayonnement net a été placé au-dessus du couvert végétal. Ces appareils ont été mis en route respectivement le 6 août et le 8 septembre et sont restés en place jusqu'à la récolte des betteraves, le 28 septembre.

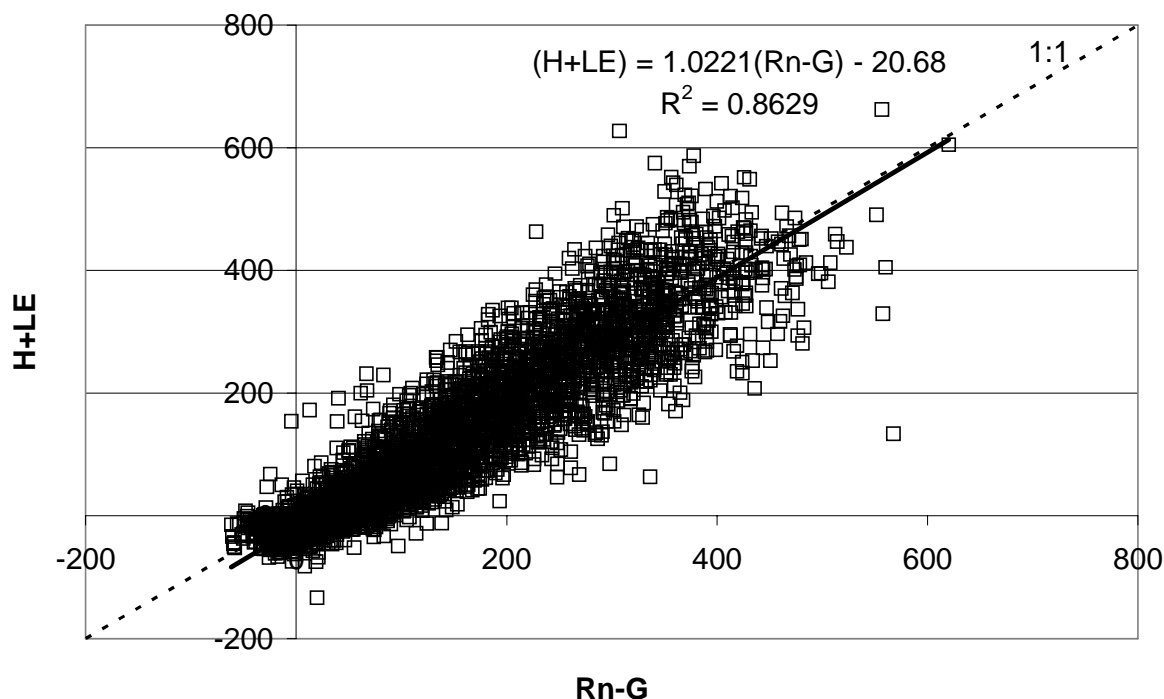


Figure 10 : Bilan énergétique pour les mois d'avril à août ($u_* > 0.1 \text{ ms}^{-1}$ la nuit)

Dans le but d'estimer l'impact de la couverture végétale sur le flux de chaleur dans le sol, celui-ci est calculé à partir des mesures de température effectuées sous le sol nu et des mesures effectuées sous le couvert de la culture. Toutefois, les mesures sous le couvert ne se font qu'à 3 profondeurs (2, 5 et 10 cm) alors qu'elle sont effectuées à 5 profondeurs sous le sol nu (3, 5.5, 9, 26 et 56 cm). Il est dès lors nécessaire, avant de comparer les flux de chaleur sous le sol nu et sous le couvert végétal, d'évaluer l'erreur faite en négligeant les 2 capteurs les plus profonds.

La Figure 11 présente les flux de chaleur dans le sol calculés à partir des mesures de température sous le sol nu et sous le couvert végétal. On y voit l'évolution journalière moyenne, pour la période du 6 août au 28 septembre, du flux de chaleur G calculé à partir de l'Equation (29), du flux calculé à partir de 3 mesures de température sous sol nu (NU) (Equation 29 limitée aux 3 premiers termes) et du flux calculé à partir des 3 mesures de température sous le couvert végétal ($BETT$). Le flux de chaleur calculé à partir des 3 températures de sol les plus superficielles sous la zone sans végétation (NU) est plus faible que celui calculé à partir des 5 températures (G). La journée, G atteint 60 Wm^{-2} alors que la valeur maximale atteinte par NU n'est que de 55 Wm^{-2} . La nuit, les valeurs maximales en valeur absolue pour G et NU sont, respectivement, 42 et 37 Wm^{-2} . Il apparaît également que négliger les températures à plus grande profondeur provoque un déphasage de NU par rapport à G : le maximum de flux se produit une heure plus tôt pour NU que pour G . Le même laps de

temps est observé pour le changement de signe des flux. L'erreur faite en négligeant les deux capteurs inférieurs lors du calcul du flux de sol est de l'ordre de 15 % de ce flux.

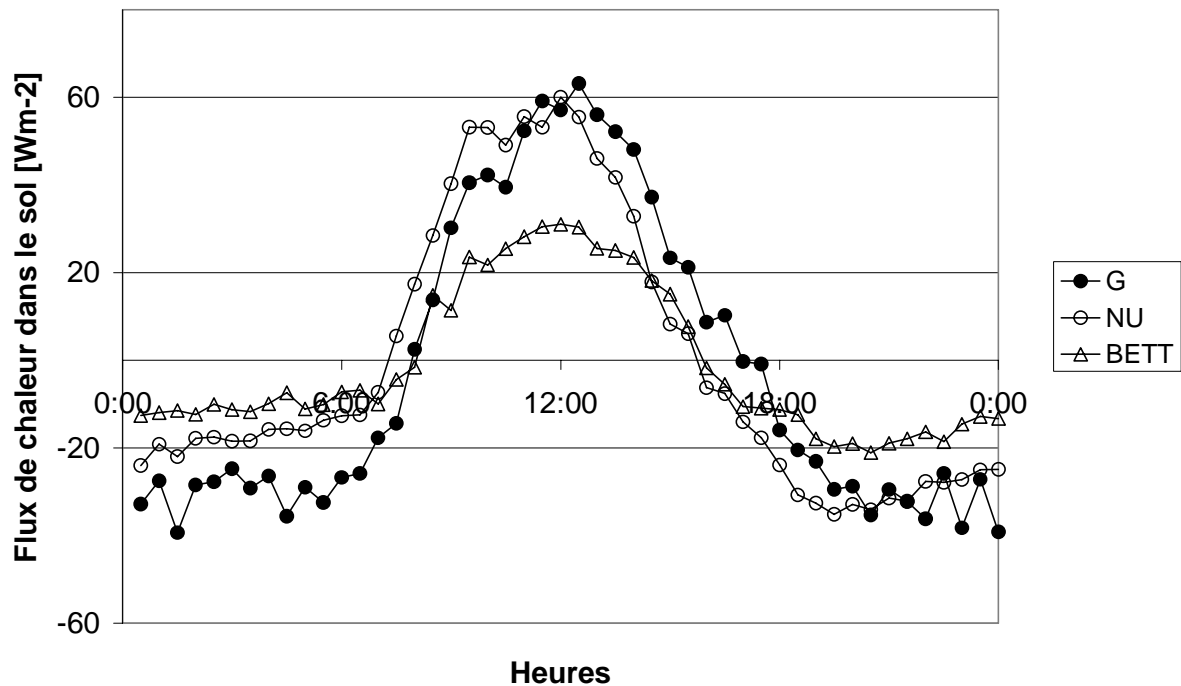


Figure 11 : Evolution journalière moyenne du flux de chaleur dans le sol [Wm⁻²] calculés à partir des mesures de température à 5 (*G*) et 3 (*NU*) profondeurs sous sol nu et 3 profondeurs sous le couvert des betteraves (*BETT*)

Nous comparons maintenant les flux *BETT* (3 mesures de température, sol couvert de végétation) et *NU* (3 mesures de température, sol nu). Leur rapport est de 55 %, pour la période du 6 août au 28 septembre (Figure 11). Si l'on accepte l'hypothèse que ce rapport est représentatif du rapport entre les flux réels, cela suggère que l'erreur faite en plaçant les capteurs sous un sol nu plutôt que sous le couvert végétal est de l'ordre de 45% du flux de sol. On peut dès lors corriger l'équation de bilan énergétique en y remplaçant la valeur initiale de *G* par 0.55*G*.

Les coefficients de régression correspondant aux bilans énergétiques utilisant *G* et 0.55*G*, calculés pour la période du 6 août au 28 septembre sont présentés au Tableau 3. On constate que, par rapport à la situation initiale, le coefficient de régression diminue de 10 %, le point d'interception se rapproche de l'origine et le coefficient de détermination est amélioré.

Tableau 3 : Valeurs des coefficients de régression, de l'interception et du coefficient de détermination des régressions calculées entre, d'une part, $H+LE$, et, d'autre part, $Rnet1-G$ et $Rnet1-0.55G$

	Coefficient de régression	Interception	Coefficient de détermination
$Rnet1 - G$	1.02	-24.2	0.84
$Rnet1 - 0.55G$	0.90	-15.0	0.88

Le capteur de rayonnement net a été, tout comme les capteurs de température, installé au-dessus d'une zone sans végétation. Dans le but d'estimer l'impact de la couverture végétale sur le rayonnement net, un second pyrromètre a été installé au-dessus de la culture entre le 8 et le 28 septembre. Ensuite, pour s'assurer que les deux capteurs pouvaient être comparés, le second pyrromètre a été positionné au-dessus du sol nu, à côté du premier appareil (28 septembre – 10 octobre). En comparant ces mesures, il est apparu que les 2 capteurs ne fournissaient pas exactement le même signal lorsqu'ils étaient positionnés tous deux au-dessus du sol nu. Ensuite, en comparant les valeurs de rayonnement net au-dessus du sol nu et au-dessus de la végétation, il apparaît que leur différence est à peine supérieure à celle observée entre les 2 signaux sur sol nu. L'effet de la végétation ne semble donc pas significatif sur la mesure du rayonnement net.

Le bilan énergétique le plus réaliste nous semble être le bilan tenant compte de l'impact de la végétation sur le flux de chaleur dans le sol. En effet, dans ces conditions, les zones d'influence des capteurs de covariance de turbulence, de rayonnement net et de température de sol sont toutes représentatives d'une zone couverte par la végétation. De plus, le bilan tenant compte de l'impact de la végétation est celui qui fournit le meilleur coefficient de détermination. Nous remarquons que, bien que moins bon, le coefficient de régression obtenu dans ces conditions est plus proche de ceux obtenus sur les autres sites (Wilson *et al.*, 2002). En effet, aucun site n'a une fermeture du bilan énergétique supérieure à l'unité.

4.2 Correction de fréquence

4.2.1 Détermination de la fonction transfert

La période sélectionnée pour le calcul de la fonction de transfert est une période de trois heures ensoleillées, durant lesquelles la stationnarité des mesures est respectée et les valeurs des flux de CO_2 et de vapeur d'eau sont importantes (30 juin 2004, de 10:30 à 13:00 GMT).

Les co-spectres de la composante verticale de la vitesse du vent d'une part, de la température sonique, des concentrations en CO_2 ou en vapeur d'eau d'autre part (Co_{WT} , Co_{wCO_2} et Co_{wH_2O}) ont été calculés par EDDYSPEC (Figure 12). Il apparaît que, aux fréquences supérieures à, approximativement 0.4 Hz, Co_{wCO_2} et Co_{wH_2O} décroissent plus rapidement que Co_{WT} .

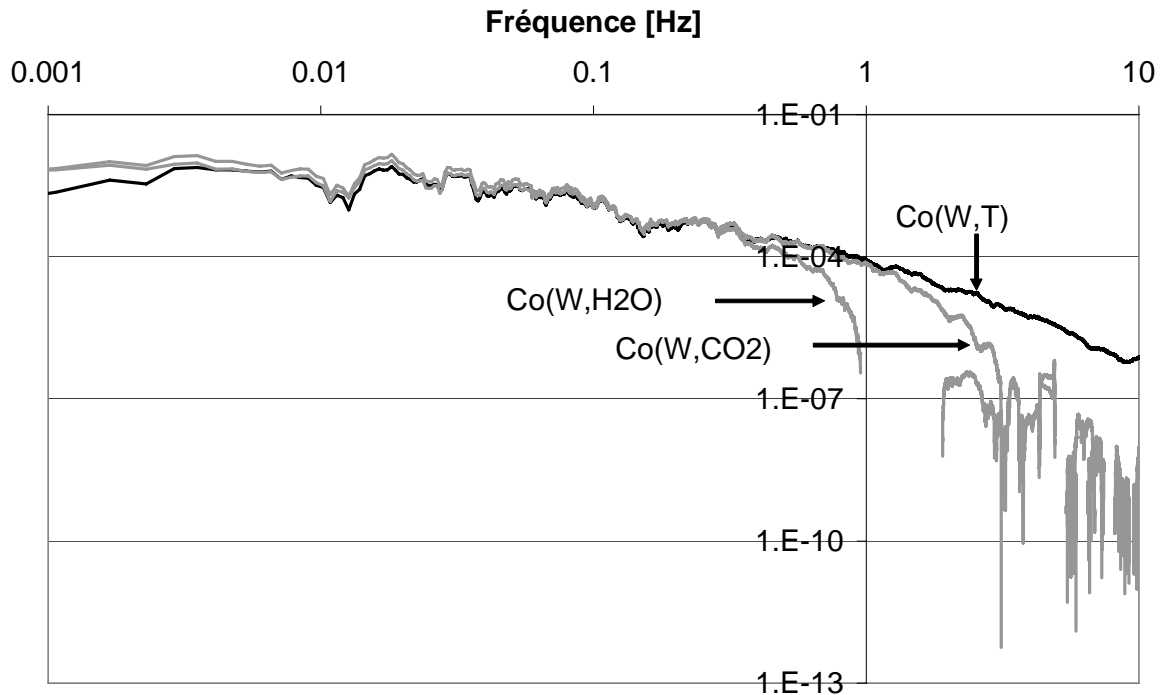


Figure 12 : Co-spectres de la composante verticale de la vitesse du vent w et de la température ($\text{Co}(w,T)$) et des concentrations en CO_2 ($\text{Co}(w,\text{CO}_2)$) et en vapeur d'eau ($\text{Co}(w,\text{H}_2\text{O})$).

Nous allons calculer les fonctions de transfert pour le CO_2 ou la vapeur d'eau comme le rapport, pour chaque fréquence, de la densité du co-spectre mesuré correspondant et de la densité du co-spectre de w et de la température sonique T , considéré comme idéal (cf. 2.3.2). La fonction de transfert expérimentale du CO_2 est tracée sur le graphe de la Figure 13 (FT CO_2). Il apparaît que la fréquence de coupure est proche de 1.4 Hz. Les fonctions de transfert théoriques exponentielles (Equation 20) caractérisées par des fréquences de coupure (cf. 2.3.2.1) de 1.3, 1.4 et 1.5 Hz sont superposées à la fonction de transfert. La courbe correspondant à $f_{co} = 1.4$ Hz est celle qui apparaît être la plus proche de la fonction de transfert expérimentale.

La fonction de transfert du système de covariance de turbulence peut également être comparée à celle d'un filtre passe-bas de premier ordre composé d'une bobine de self-induction et d'une résistance unitaire (cf. 2.3.2.2). La bobine provoquant une fréquence de coupure de 1.4 Hz aura dans ce cas une impédance L_{self} de 0.1 Ohm (cf. 4.2.2). La Figure 14 permet de comparer la fonction de transfert expérimentale à cette fonction de transfert théorique. Elle décroît de manière moins abrupte que la fonction expérimentale et que la fonction de transfert exponentielle décrites à la Figure 13. Bien qu'elle semble moins réaliste que la fonction exponentielle dans la situation présente, c'est la fonction de premier ordre qui est utilisée de manière routinière par le logiciel de traitement de données EDDYFLUX. Il s'impose dès lors de déterminer l'erreur sur le facteur de correction due à l'utilisation de la fonction de premier

ordre plutôt que de celle de la fonction exponentielle. A cette fin, les 2 fonctions de transfert théoriques seront comparées à la Section 4.2.2.

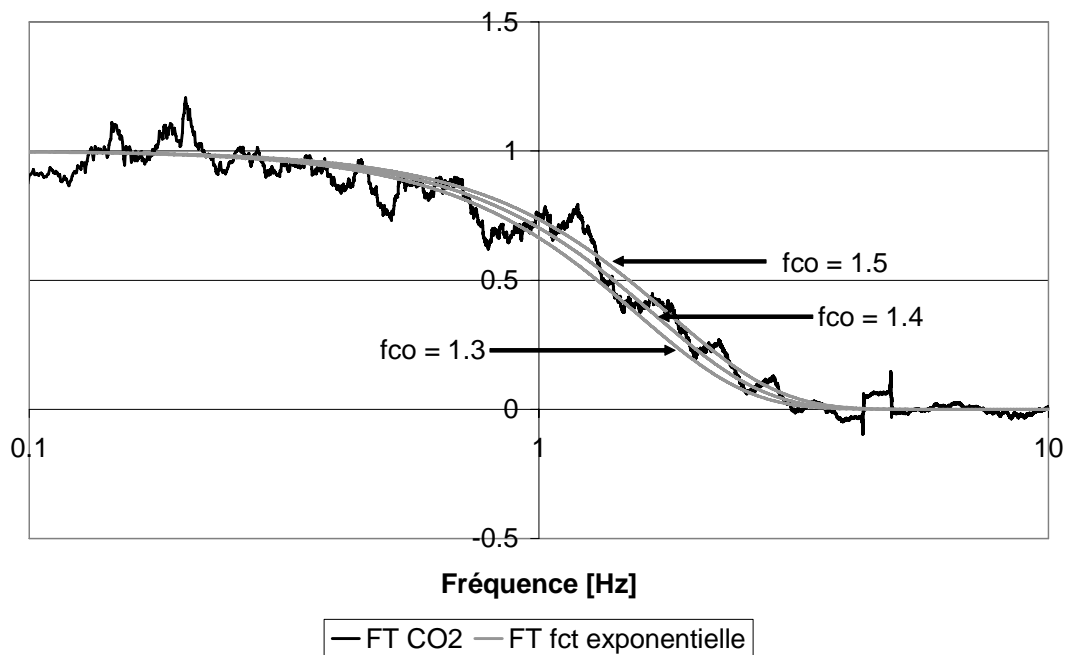


Figure 13 : Fonction de transfert expérimentale du CO_2 (noir) et fonctions de transfert caractérisées par des fréquences de coupure (f_{co}) de 1.3, 1.4 et 1.5 Hz

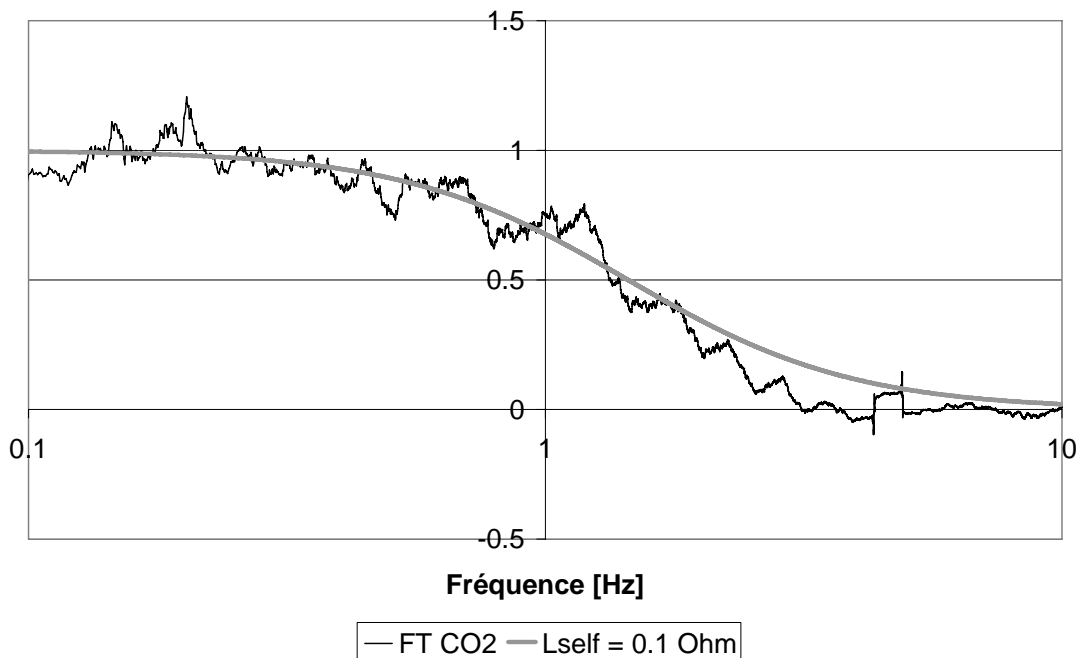


Figure 14 : Fonction de transfert expérimentale (noir) du CO_2 et fonction de transfert correspondant à une impédance de 0.1 Ohm

Les fonctions de transfert pour la vapeur d'eau peuvent également être obtenues par comparaison des co-spectres $Co(w,H_2O)$ et $Co(w,T)$. Les valeurs de la fréquence de coupure et de l'impédance obtenues de cette manière valent respectivement 0.4 Hz et 0.4 Ohm.

4.2.2 Comparaison des fonctions de transfert

Afin de connaître l'impact du choix de la forme de la fonction de transfert sur les facteurs de corrections ε_s , ces derniers ont été calculés pour les deux formes de fonctions et pour différentes valeurs de la fréquence de coupure en utilisant l'expression des spectres théoriques (Equation 19). Ces facteurs sont définis selon :

$$\varepsilon_s = \frac{\int_0^{\infty} Co_{ws}(f)df}{\int_0^{\infty} \delta_s(f)Co_{ws}(f)df} \quad \text{avec } \delta_s(f) = \exp\left\{-\ln(2)\frac{f^2}{f_{co}^2}\right\} \quad (30)$$

$$\varepsilon_s = \frac{\int_0^{\infty} Co_{ws}(f)df}{\int_0^{\infty} 1/\xi(f) Co_{ws}(f)df} \quad \text{avec } \frac{1}{\xi} = \frac{1}{1 + 4\pi^2 f^2 L_{self}^2} \quad (31)$$

La fréquence de coupure de la fonction de premier ordre est directement reliée à l'impédance par la relation :

$$\frac{1}{1 + 4\pi^2 f^2 L_{self}^2} = f_{co} = \frac{1}{2} \quad (32)$$

qui, après manipulations, se réécrit :

$$f = \frac{1}{2\pi L_{self}} \quad (33)$$

La Figure 15 représente les fonctions de transfert exponentielle et de premier ordre correspondant à différentes valeurs de la fréquence de coupure (0.2, 0.4, 0.6, 0.8 et 1 Hz). Il apparaît clairement que les fonctions de transfert exponentielles décroissent plus abruptement que les fonctions de transfert du premier ordre. Les facteurs de correction sont calculés à partir de l'Equation 18. Leurs évolutions en fonction de la fréquence de coupure sont représentées à la Figure 16. Les valeurs du facteur de correction décroissent lorsque la fréquence de coupure augmente et donc que l'impédance diminue. Les valeurs des facteurs calculés avec les deux fonctions de transfert sont proches l'une de l'autre, leur rapport variant entre 1.03 lorsque $f_{co} = 0.2$ Hz et 0.97 lorsque $f_{co} = 2$ Hz. Pour une fréquence de coupure de 1.4 Hz (CO_2) et 0.4 Hz (H_2O), les deux facteurs de correction peuvent être considérés comme équivalents. Ceci montre, qu'excepté aux faibles fréquences de coupure où la correction est importante, l'impact du choix de la fonction de coupure est très limité. L'utilisation de la

fonction de premier ordre à la place de la fonction exponentielle n'introduira donc pas d'erreur significative.

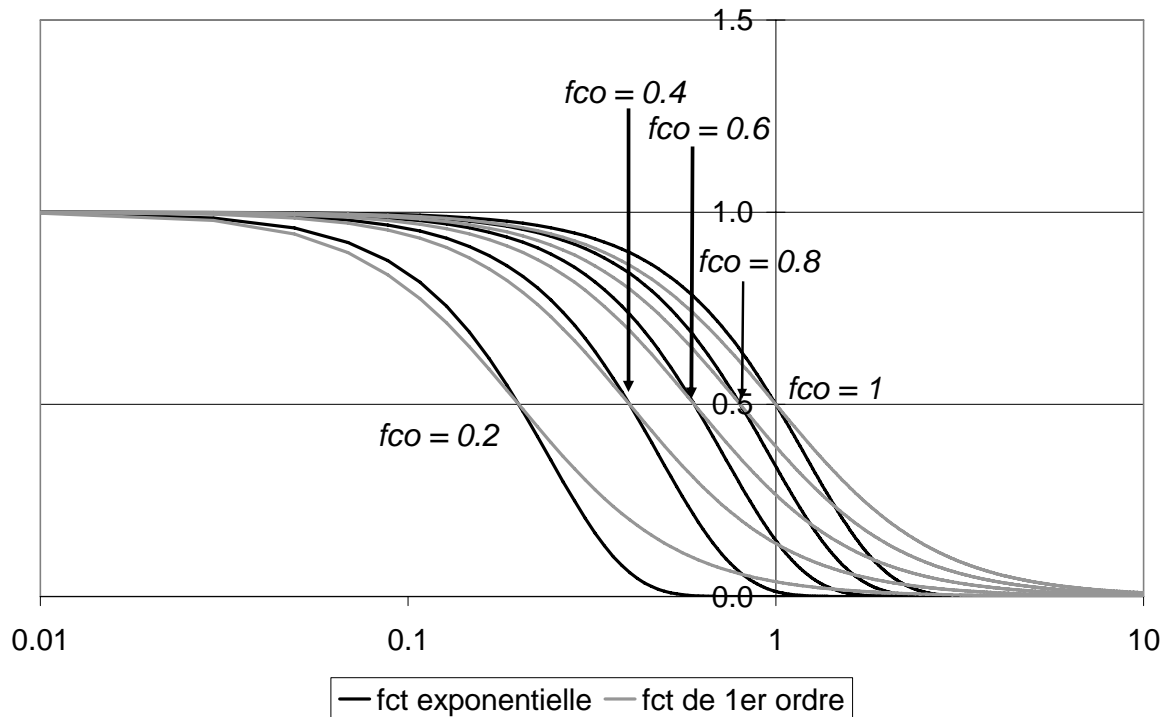


Figure 15 : Fonctions de transfert exponentielle (noir) et de premier ordre (gris) caractérisées par des fréquences de coupure respectives de 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 et 1.0.

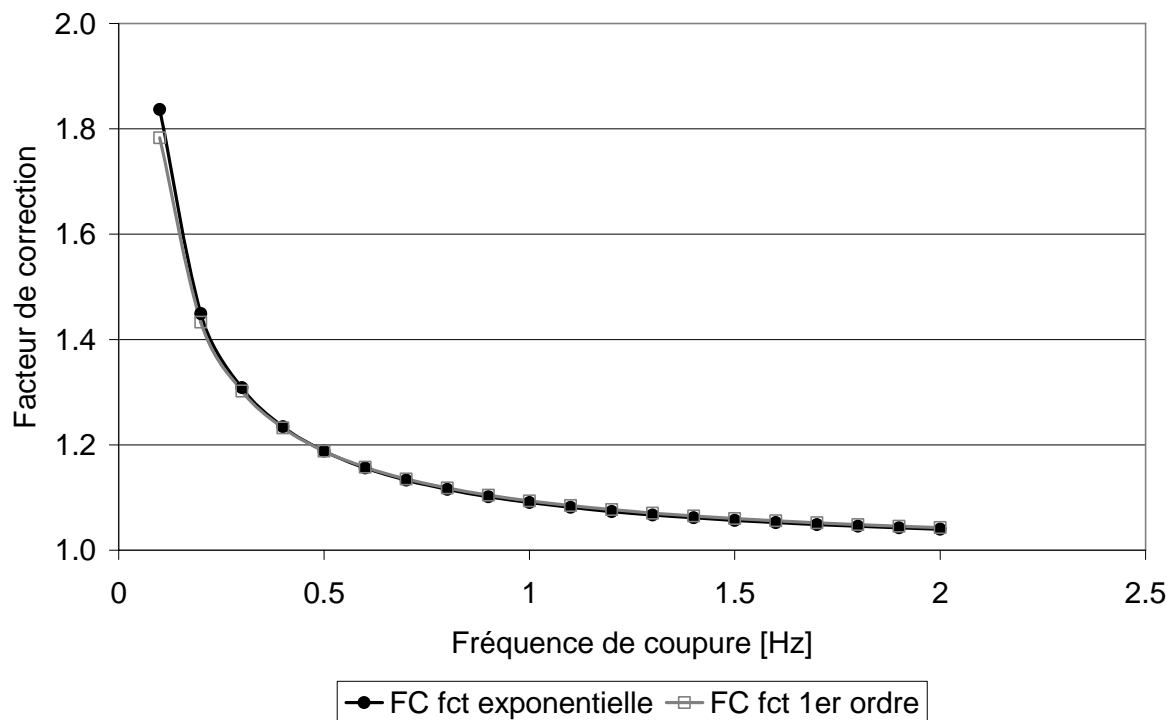


Figure 16 : Comparaison des facteurs de corrections calculés à partir des fonctions de transfert exponentielle (cercles noirs) et de premier ordre (carrés gris) pour des fréquences de coupure variant de 0.1 à 2 Hz.

4.3 Évolution journalière des variables météorologiques

4.3.1 Température de l'air et températures du sol

La Figure 17 présente l'évolution des températures de l'air (TAIR) et du sol à différentes profondeurs (TS2, TS5, TS10, TS25 et TS50) au cours de la période allant du 10 au 19 avril 2004.

Durant cette période, les valeurs minimales et maximales observées de la température de l'air sont 1.0 et 19.9°C. La plus grande amplitude de variation jour/nuit vaut 14.5°C (16 avril). La température du sol mesurée à 3 cm (TS2) varie, elle, entre 1.3 et 17°C. Elle est, certains jours, plus grande que la température de l'air (du 10 au 15 avril). La variation jour/nuit la plus importante est de 14.6°C (16 avril).

Il apparaît également sur ce graphe, qu'avec la profondeur, l'amplitude des variations journalières diminue et que le retard de phase croît : l'amplitude journalière maximale observée, sur cette période, est de 2.1°C seulement à 26 cm (TS25) et le maximum de température à 9 cm (TS10) est atteint une heure plus tard que celui à 5.5 cm (TS5).

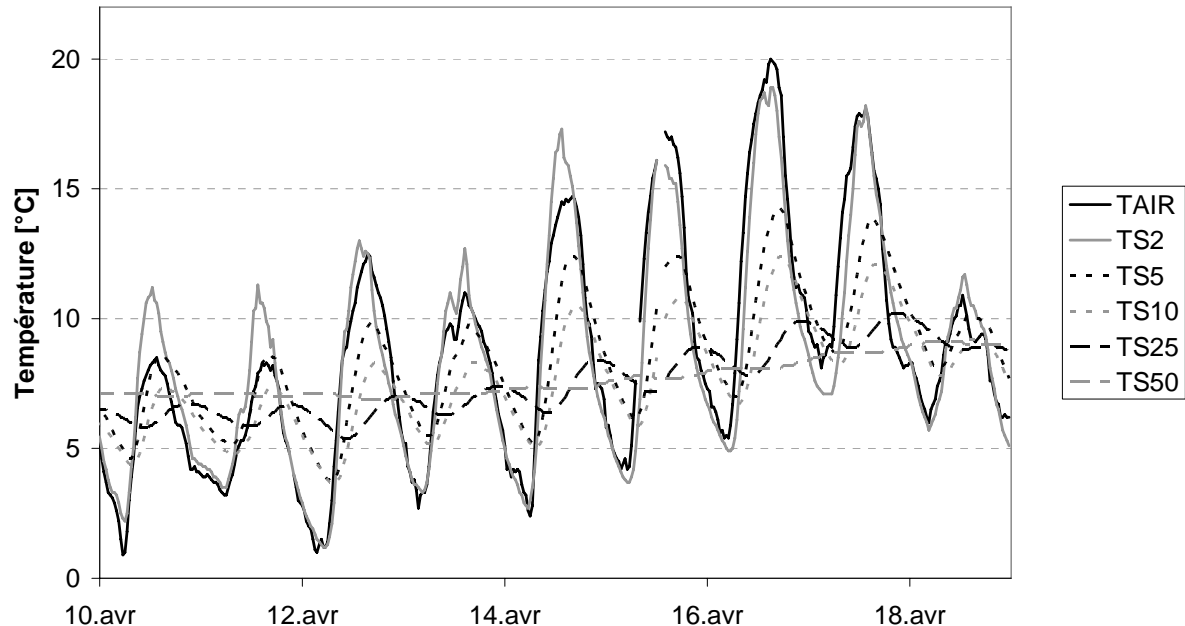


Figure 17 : Evolution journalière de la température [°C] de l'air (TAIR) et du sol à 3 (TS2), 5.5 (TS5), 10 (TS10), 26 (TS25) et 56 (TS50) cm de profondeur

Le graphe de la Figure 18 montre l'évolution de la température à 2 cm sous sol nu (TS2) et sous le couvert des betteraves (TSa2 et TSb2). La différence de température atteint 3°C les après-midi ensoleillées (du 5 au 10 septembre) et plus de 2°C les après-midi couvertes (du 11 au 15 septembre). Durant les nuits, la température du sol nu est inférieure d'environ 1°C à celle du sol couvert. Ces différences expliquent les différences entre les flux de stockage de chaleur mesurés sous sol nu et couvert de végétation discutés plus haut.

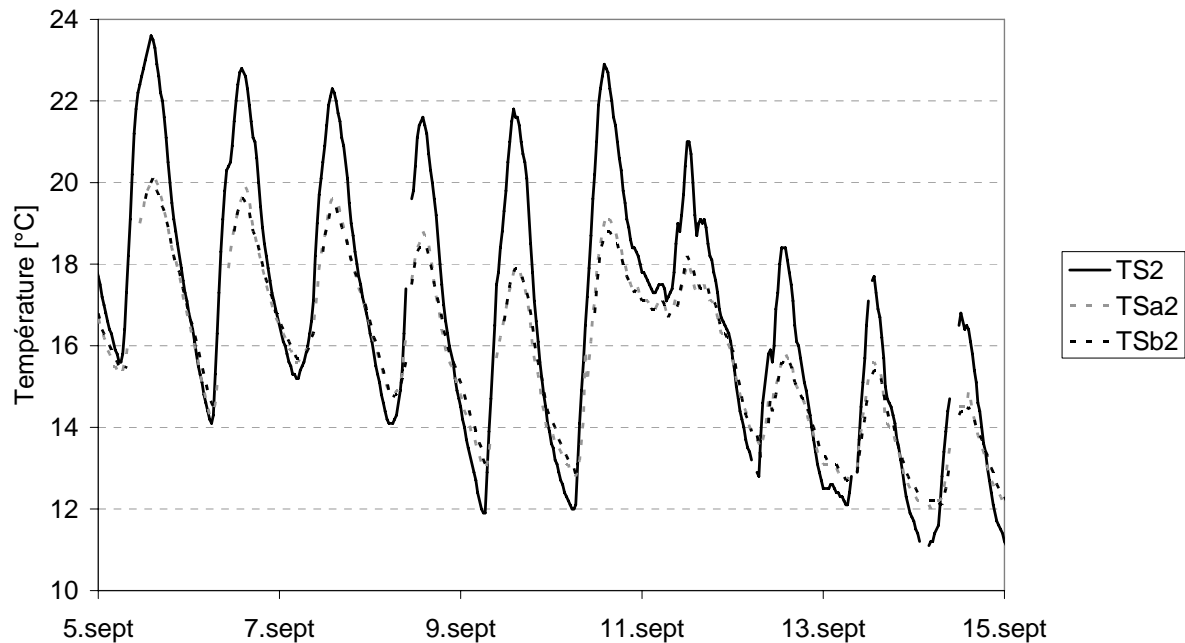


Figure 18 : Evolution des températures [°C] à 2 cm sous le sol nu et sous le couvert des betteraves

4.3.2 Humidité de sol et précipitations

La Figure 19 présente l'évolution des humidités de sol à 5, 20 et 50 cm (SM5, SM20 et SM50) ainsi que les précipitations durant les mois d'avril à septembre.

L'humidité du sol à 5 cm de profondeur (SM5, Figure 19) augmente dès qu'un évènement pluvieux se produit et décroît ensuite rapidement. A plus grande profondeur, l'augmentation de l'humidité suite à une pluie est moins importante mais sa décroissance en période sèche est également plus lente.

Durant les mois d'avril à septembre, les valeurs de l'humidité à 5 cm de profondeur (SM5) varient entre 25.1 % volume et 37.6 %, à 20 cm (SM20) de 34.8 à 38.6 % et à 50 cm (SM50) de 39.4 à 41.9 %.

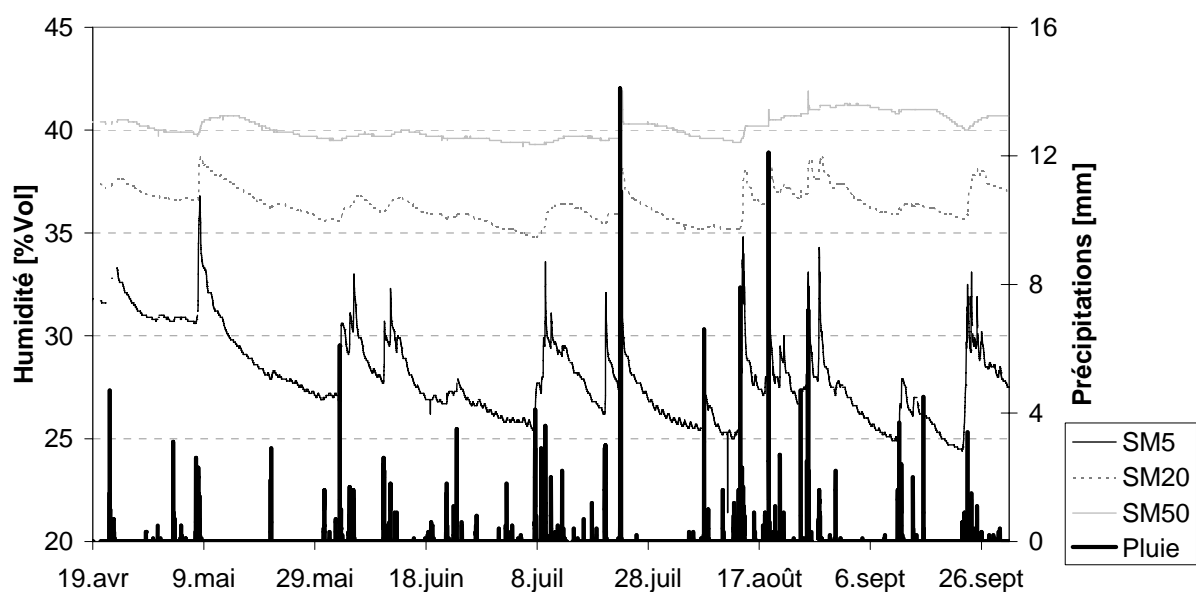


Figure 19 : Evolution de l'humidité de sol [% vol] à 5 (SM5), 20 (SM20) et 50 (SM50) cm de profondeur et précipitations [mm]

4.3.3 Rayonnements global, net et photosynthétiquement actif

Le rayonnement global (RG à la Figure 20), mesuré par le pyranomètre, caractérise le rayonnement solaire incident à la culture. Sous nos latitudes, il peut atteindre 1000 Wm^{-2} au solstice d'été au midi solaire si le temps est ensoleillé. La nuit, les valeurs observées sont proches de zéro. Les valeurs maximales observées durant la période du 31 mai au 10 juin varient de 170 Wm^{-2} par temps couvert (2 juin) à 946 Wm^{-2} par temps ensoleillé (7 et 8 juin), en parfait accord avec les prédictions.

Le rayonnement net ($Rnet$ à la Figure 20), mesuré par le pyrromètre, est la somme des rayonnements solaire, infrarouge reçus et infrarouge émis par la culture. Il est positif (mais inférieur au rayonnement global) la journée et négatif la nuit. Ses valeurs les plus extrêmes entre le 31 mai et le 10 juin sont de 676 et -61 Wm^{-2} .

Le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR à la Figure 20) est la part de rayonnement que les plantes utilisent pour la photosynthèse. Ce rayonnement est caractérisé par des longueurs d'ondes comprises entre 400 et 700 nm. La valeur maximale observée durant cette période est de $1896 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. La nuit, les valeurs sont nulles.

Il apparaît sur le graphe de la Figure 20 que les courbes des 3 rayonnements se suivent très bien. On peut également distinguer sur ce graphe les journées très ensoleillées (7 et 8 juin), les

journées partiellement couvertes (31 mai, 1 juin, 5 et 6 juin) et les journées très grises (2 et 4 juin).

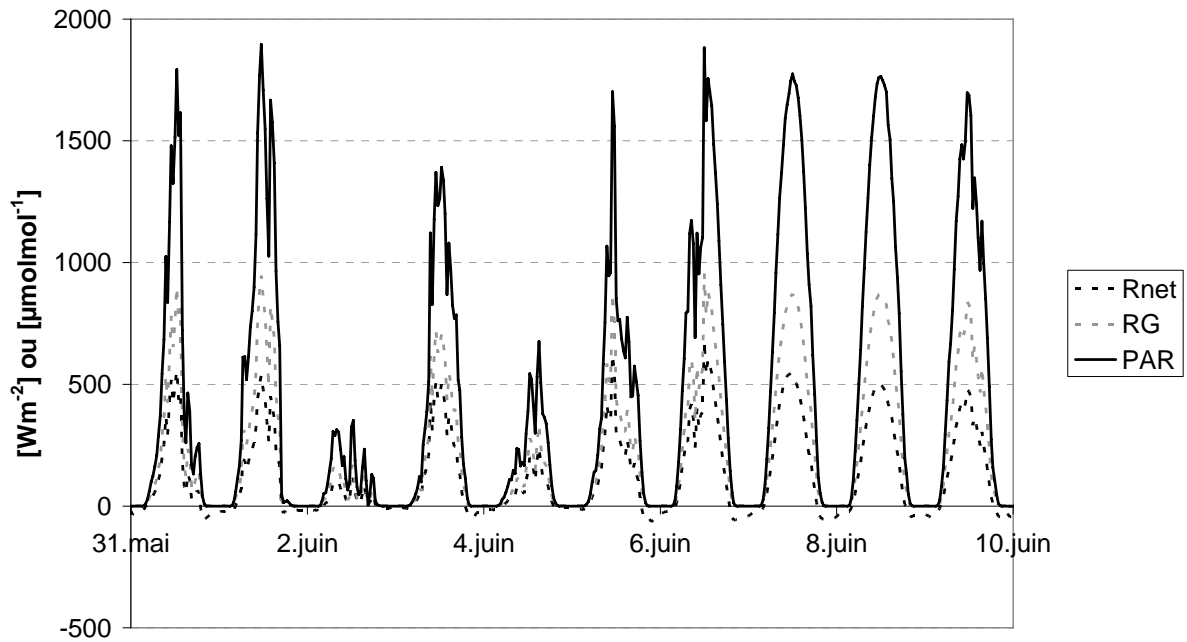


Figure 20 : Evolution des rayonnements global $[Wm^{-2}]$, net $[Wm^{-2}]$ et photosynthétiquement actif $[\mu molm^{-2}s^{-1}]$ durant la période du 31 mai au 10 juin

La Figure 21 présente le rapport entre le rayonnement global et le rayonnement photosynthétiquement actif le 8 juin. Ce rapport entre le rayonnement solaire et le rayonnement visible est connu et doit être de l'ordre 0.45 à 0.55 (Monteith, 1990). A Lonzée, ce rapport est de l'ordre de 0.45 – 0.48, ce qui est en accord avec le résultat attendu. D'une manière plus générale, les comportements des trois capteurs de rayonnement sont en accord entre eux et avec les résultats attendus ce qui atteste de leur bon fonctionnement.

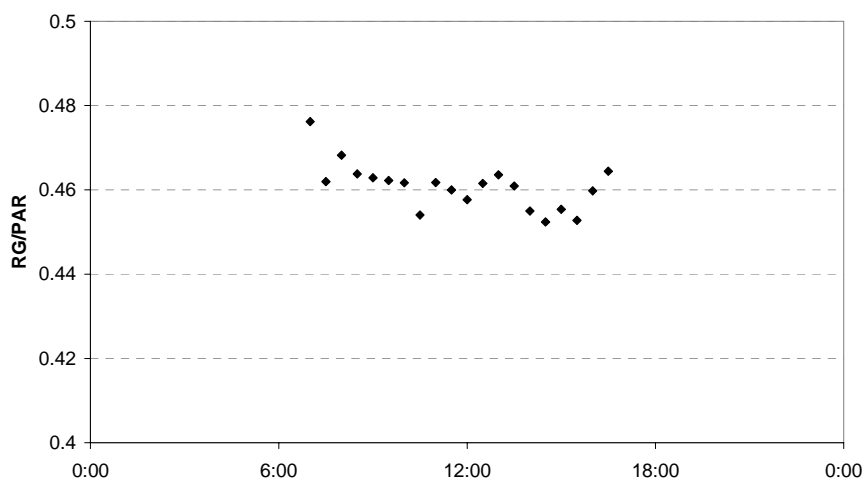


Figure 21 : Evolution du rapport entre le rayonnement global (RG) et le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) le 8 juin

4.3.4 Rose des vents

Le graphe de la Figure 22 présente les occurrences de vent par secteur pour toute la période du 1 avril au 30 septembre. Il apparaît que la direction dominante est le Sud-Ouest, comme attendu en Europe occidentale. La seconde direction principale est le Nord-Est. Les directions principales de vent sont les mêmes de jour comme de nuit.

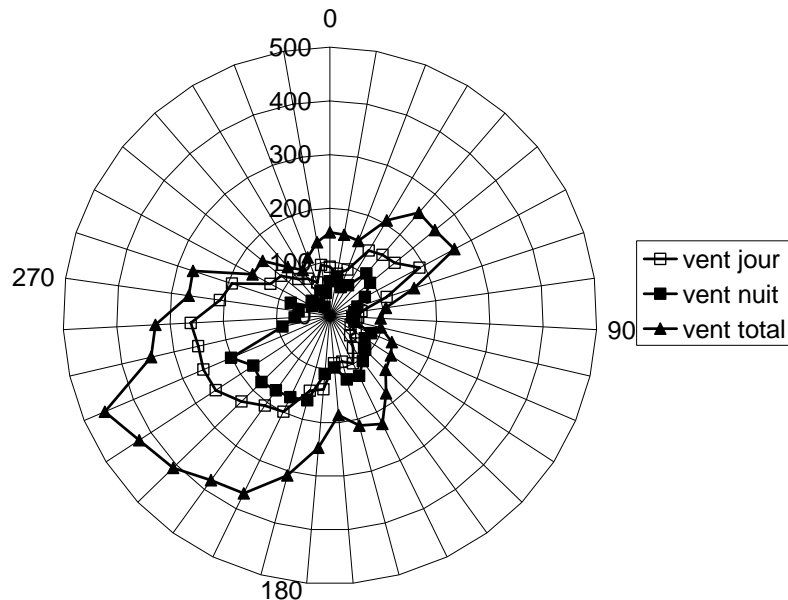


Figure 22 : Occurrence des vents en fonction de leur direction, la nuit (carré plein) et pour la période de mesure étudiée (triangle) (1 avril – 30 septembre)

4.4 Concentrations et flux de CO₂

4.4.1 Evolution journalière des concentrations

La Figure 23 présente l'évolution, du 10 au 20 juillet, des concentrations en CO₂ mesurées, à 2.7 m au-dessus du sol, par l'analyseur de gaz par absorption infrarouge et de la vitesse de friction. Pendant la journée, suite à la turbulence et à l'absorption de carbone par les végétaux, la concentration ambiante atteint des valeurs de l'ordre de 360 ppm, ce qui est inférieur à la concentration moyenne de l'atmosphère. La nuit, la concentration ambiante augmente. En particulier, les nuits peu turbulentes, caractérisées par de faibles valeurs de la vitesse de friction u_* , les concentrations atteignent des valeurs importantes (jusqu'à 508 ppm la nuit du 16 au 17 juillet). Ceci est confirmé à la Figure 23 où l'on voit que les nuits durant lesquelles les concentrations observées sont les plus faibles, c'est-à-dire comprises entre 380 et 390 ppm (14-15 et 15-16 septembre), sont caractérisées par des valeurs de u_* élevées (supérieures à 0.2, voire 0.3 ms^{-1}). Par contre les concentrations les plus élevées sont observées les nuits lors desquelles les valeurs de u_* sont inférieures à 0.13 ms^{-1} (13-14 et 16-17 septembre).

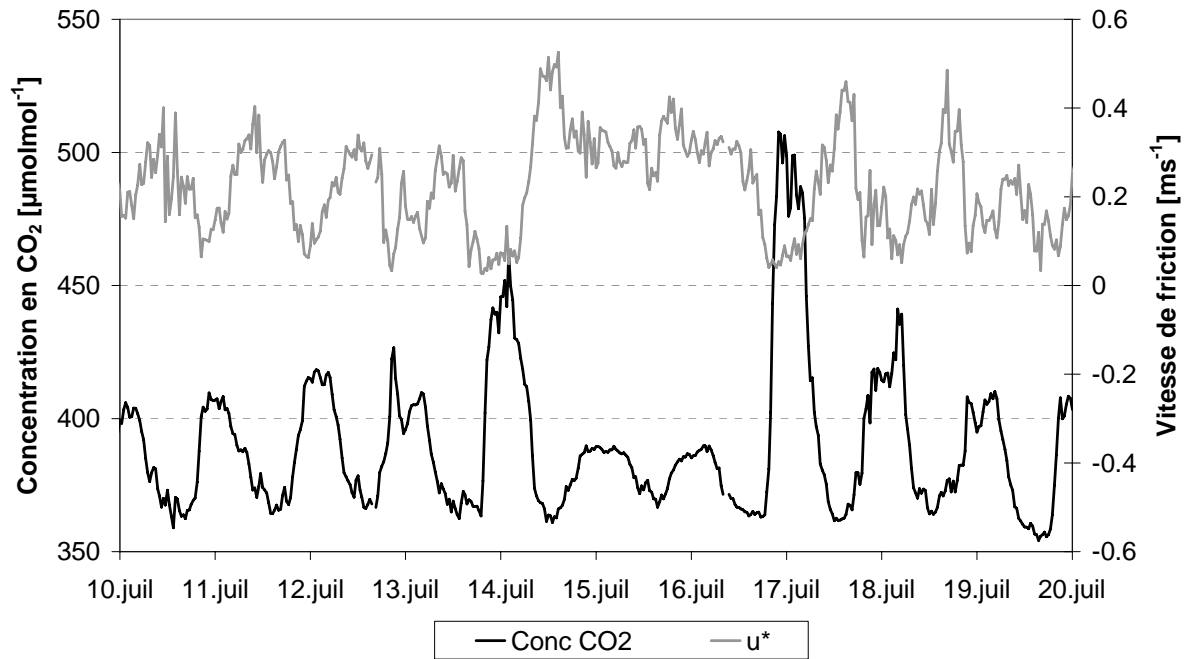


Figure 23 : Evolution des concentrations en CO₂ [µmolmol⁻¹] et de la vitesse de friction u* [ms⁻¹] du 10 au 20 juillet

Cet accroissement de concentration peut être le résultat de l'accumulation du carbone respiré par la culture qui n'est plus évacué par la turbulence mais peut aussi résulter de l'accroissement de la zone d'influence du système de covariance de turbulence ce qui aurait pour conséquence que les mesures ne sont plus représentatives de la parcelle mais d'autres sources plus lointaines (par exemple, les habitations proches). Des analyses complémentaires sont nécessaires avant de pouvoir déterminer la cause de ces valeurs nocturnes élevées.

4.4.2 Evolution saisonnière des flux

La Figure 24 montre l'évolution journalière moyenne du flux de CO₂ pour chaque mois d'avril à septembre. Dans les sections suivantes, on supposera toujours que les valeurs positives des flux correspondent, à une émission de C par l'écosystème, due généralement à sa respiration, alors que les valeurs négatives correspondent à une absorption de C par l'écosystème due à une assimilation nette, différence entre la photosynthèse des plantes et la respiration du sol et des plantes.

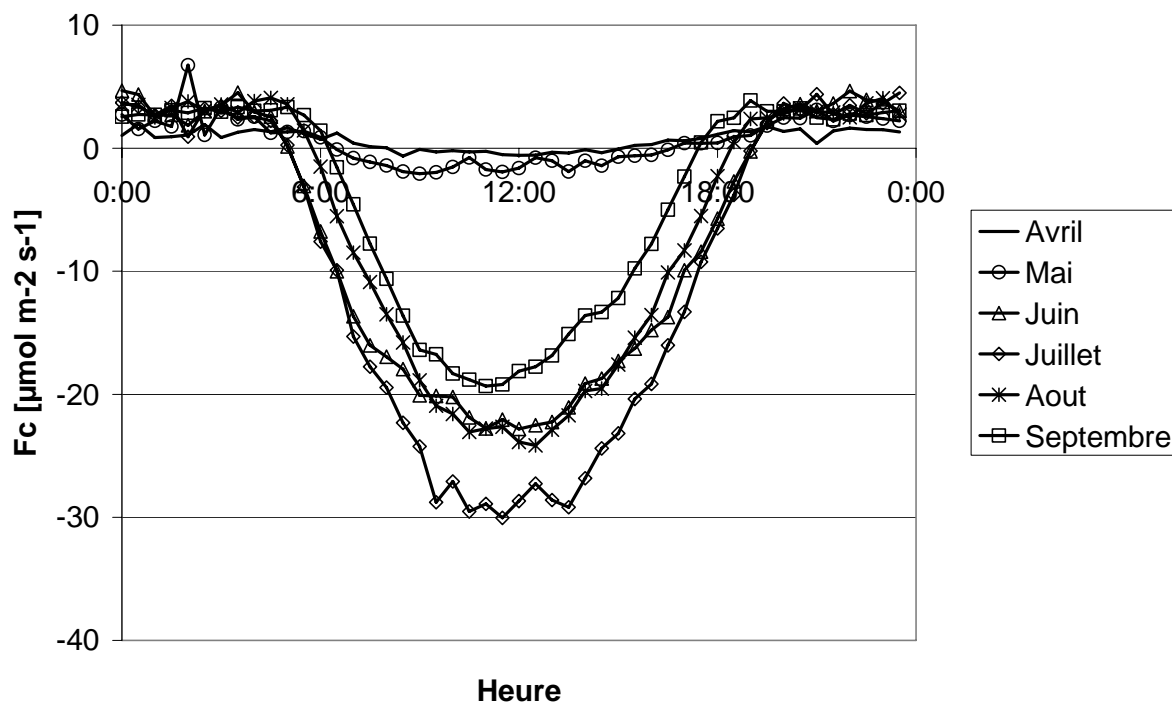


Figure 24 : Evolution journalière moyenne des flux de CO₂ Fc [µmol m⁻²S⁻¹] au cours des mois d'avril à septembre

Les flux moyens diurnes de CO₂ durant le mois d'avril sont positifs ou très légèrement négatifs. Au mois de mai, les flux sont négatifs la journée, indiquant le début de l'assimilation. L'évolution du flux diurne entre mai et juin est brutale : sa valeur à midi passe de - 2 à - 22 µmol m⁻² s⁻¹. Au mois de juillet, les quantités moyennes de carbone absorbées le jour sont encore accrues et atteignent - 30 µmol m⁻² s⁻¹. Les flux diurnes moyens décroissent les mois suivants (août et septembre).

Durant le mois d'avril, le sol de la parcelle est, durant plus de la moitié du mois, nu et les seuls échanges de CO₂ avec l'atmosphère sont dus à la respiration du sol qui est fonction de la température. A cette époque, le sol est froid et les échanges sont faibles.

L'évolution brutale du flux moyen entre le mois de mai et le mois de juin est très probablement due au développement de la culture qui est très rapide à ce moment. Par contre, l'évolution observée entre les mois de juin et juillet semble être due davantage à une amélioration des conditions climatiques.

La décroissance des flux durant les mois d'août et septembre peut être due à une diminution du rayonnement, une diminution de l'efficacité photosynthétique de la culture où à une augmentation de sa respiration.

Afin de différencier ces effets, nous analyserons, à la Section 4.4.3, l'évolution du flux diurne à saturation de rayonnement.

L'évolution mois par mois des flux nocturnes est nette également, bien que moins marquée. Les valeurs les plus faibles sont observées en avril, lorsque le sol est nu les températures sont les plus froides. Les mois suivant, le flux nocturne est plus élevé ce qui peut être dû à la fois à une augmentation de la température et à l'apport de la respiration de la culture. Dans le but de séparer ces deux effets, nous analyserons, à la Section 4.4.4.3, l'évolution des flux nocturnes normalisés à 10°C.

4.4.3 Réponse du flux diurne de CO₂ au rayonnement

La Figure 25 présente la réponse du flux diurne de CO₂ au rayonnement photosynthétiquement actif durant le mois de juillet. Aux faibles valeurs de rayonnement, les flux sont positifs : la culture émet du CO₂ suite à la respiration. Lorsque le rayonnement croît, l'assimilation devient supérieure à la respiration et l'écosystème devient un puits net de carbone. La quantité de CO₂ absorbée atteint une valeur stable (flux à saturation de rayonnement) au delà de 1100 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, approximativement.

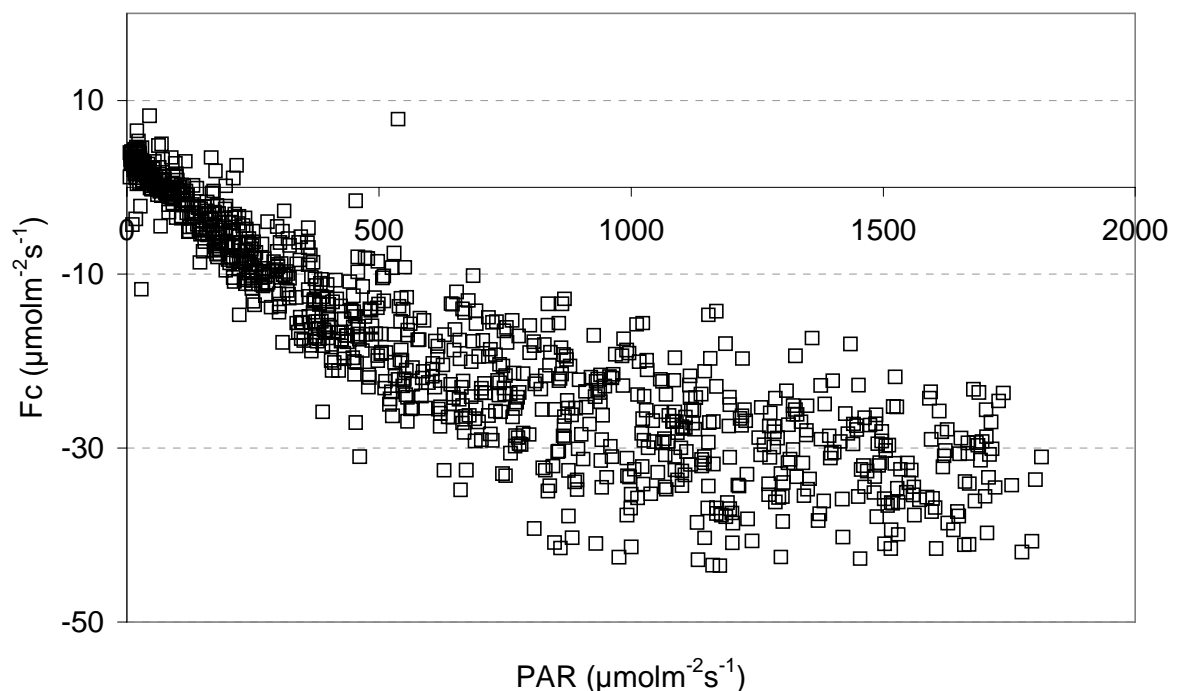


Figure 25 : Réponse du flux de CO₂ Fc [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$] au rayonnement photosynthétiquement actif PAR [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$] au mois de juillet

La valeur du flux à saturation de rayonnement est indépendante du rayonnement et renseigne sur l'efficacité d'assimilation photosynthétique de la culture. Les valeurs moyennes par décade du flux à saturation de rayonnement sont présentées à la Figure 26 pour la période allant du 1 avril au 28 septembre, date de la récolte. Avant l'émergence des betteraves (22 avril), la valeur du flux à saturation de rayonnement est positive, indiquant que l'écosystème émet du CO₂. Elle devient ensuite négative puis croît brutalement par valeurs négatives entre le 21 mai et le 1 juin, ce qui correspond à un accroissement de l'efficacité d'assimilation photosynthétique de la culture. Il apparaît clairement que l'évolution brusque des flux moyens du mois de mai au mois de juin (Figure 24) est effectivement due au développement de la culture.

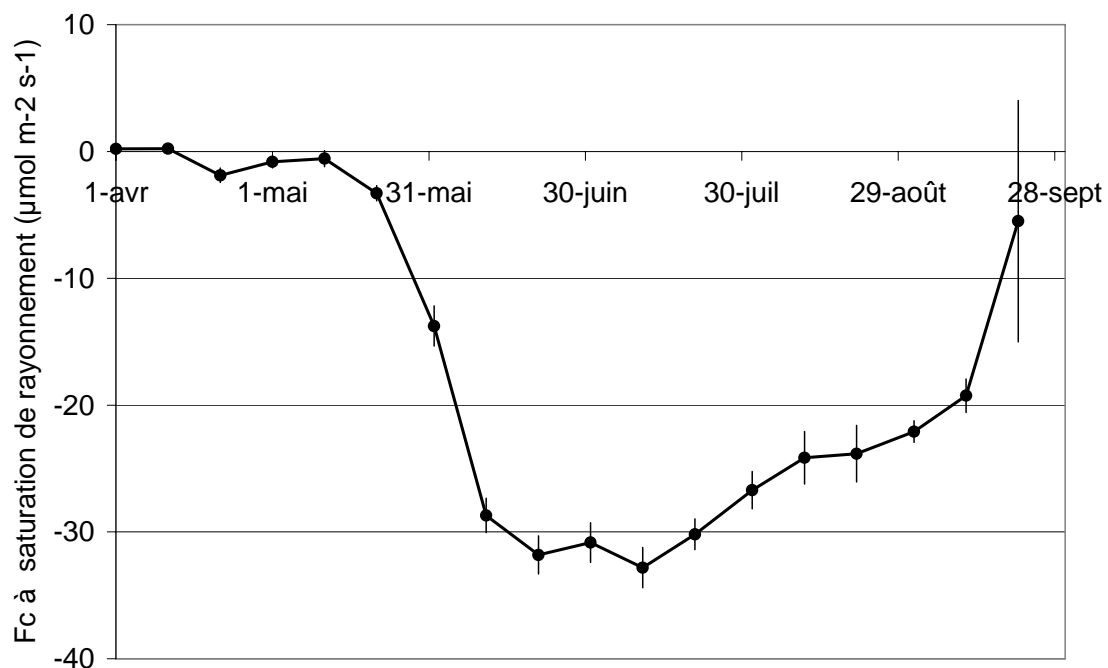


Figure 26 : Evolution par décade du flux moyen Fc [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$] à saturation de rayonnement photosynthétiquement actif et intervalle de confiance à 95%

La valeur maximale du flux moyen à saturation de rayonnement est atteinte durant la seconde décade du mois de juillet et vaut $-33 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Durant les décades suivantes, les valeurs décroissent par valeurs négatives. La valeur du flux moyen à saturation durant les derniers jours de septembre (du 21 au 28), alors que la culture est toujours en place, vaut $-5.5 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$. Toutefois l'intervalle de confiance à 95% autour de cette moyenne est beaucoup plus grand qu'autour des autres valeurs ($9.5 \mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$). En effet, durant cette période, le rayonnement est faible et le nombre de valeurs du flux à saturation de rayonnement est réduit. On peut cependant observer que cette valeur du flux est du même ordre de grandeur que celles observées fin mai – début juin, période durant laquelle la culture était en cours de développement.

Cette diminution de l'absorption du CO₂ par la culture peut être le résultat d'une réduction de l'efficacité photosynthétique et/ou d'un accroissement de la respiration. Toutefois, nous avons vu (Figure 24) que celle-ci ne variait que d'une ou deux $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ ce qui ne permet pas d'expliquer une telle chute. La diminution de l'efficacité photosynthétique de la culture paraît donc la cause principale de la chute observée.

4.4.4 Flux nocturnes de CO₂

4.4.4.1 Réponse à la température

La Figure 27 représente les valeurs de la NEE nocturne, somme du flux turbulent et du flux de stockage (cf. 2.1.1), en fonction de la température du sol à 5.5 cm lorsque le critère de stationnarité du flux de CO₂ est respecté (cf. 2.4.2). Aux plus faibles températures de sol, la NEE est de l'ordre de 1 à 2 $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ et elle croît exponentiellement avec la température.

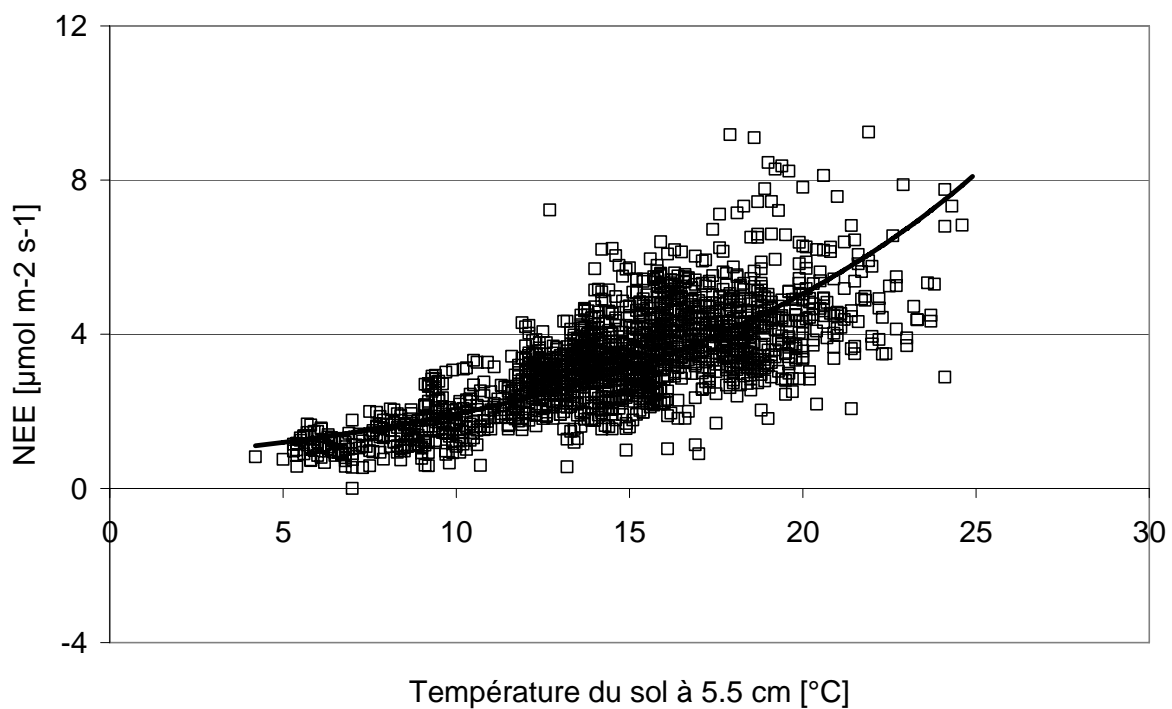


Figure 27 : Réponse de la NEE [$\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$] à la température de sol mesurée à 5.5 cm de profondeur [°C]

Deux fonctions sont fréquemment utilisées pour décrire la relation entre la NEE nocturne et la température : la relation de Lloyd et Taylor (1974) ou la relation en Q10. La relation de Lloyd et Taylor est définie par :

$$NEE = R_{10} \exp\left\{308.56\left(\frac{1}{56.02} - \frac{1}{TS - 227.13}\right)\right\} \quad (34)$$

et celle en Q10 par :

$$NEE = R_{10} Q10^{\left(\frac{ts-10}{10}\right)} \quad (35)$$

où R_{10} est la respiration à 10°C [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], TS est la température du sol à 5.5 cm [K], $Q10$ est la sensibilité de la respiration à la température (facteur par lequel la respiration est multipliée suite à une augmentation de température de 10°C) et ts la température du sol à 5.5 cm [°C].

La courbe qui s'ajuste le mieux au nuage de point la courbe en Q10 avec $Q10 = 2.6$ et $R10 = 1.9$ (Figure 27). Les valeurs de Q10 obtenues sur les sites forestiers varient de 1.5 à 3.7 avec comme valeur médiane 2.4 (Falge *et al.*, 2001).

Toutefois, cette courbe en Q10 semble surestimer la respiration de l'écosystème aux faibles valeurs de la température. En effet, il ne faut pas oublier que la NEE a été mesurée lors de différents stades de développement de la culture, y compris lorsque le sol était nu. Dès lors, la sensibilité à la température Q10 peut ne pas représenter uniquement une réponse à la température mais également être influencée par le stade de développement de la culture. Cette influence pourra être estimée en étudiant l'évolution des Q10 pour différents stades de développement de la culture et pour la terre nue lorsque le nombre de données sera suffisamment important.

Les valeurs de flux prises en compte pour établir cette relation sont celles durant lesquelles les valeurs de la vitesse de friction sont supérieures à 0.1 ms^{-1} . La raison pour laquelle ce tri a été fait est expliquée à la Section 4.4.4.2.

4.4.4.2 Réponse à la turbulence

Lors des nuits calmes, le flux mesuré par le système de covariance de turbulence est généralement sous-estimé. Afin de détecter les moments auxquels cette sous-estimation se produit, les valeurs normalisées par la température de la NEE nocturne (cf. 4.4.4.1), qui est la somme du flux de CO_2 et du flux de stockage sous le point de mesure, sont représentées en fonction de la vitesse de friction u_* (Figure 28) pour les périodes répondant au test de stationnarité (cf. 2.4.2).

Ce graphe montre que, à Lonzée, la valeur limite de u_* peut être fixée à 0.1 m s^{-1} . Cette valeur limite de u_* est identique à celle obtenue pour les sites agricoles de Gebesee, Allemagne (Anthoni *et al.*, 2003) et Ponca City, USA (Wilson *et al.*, 2002).

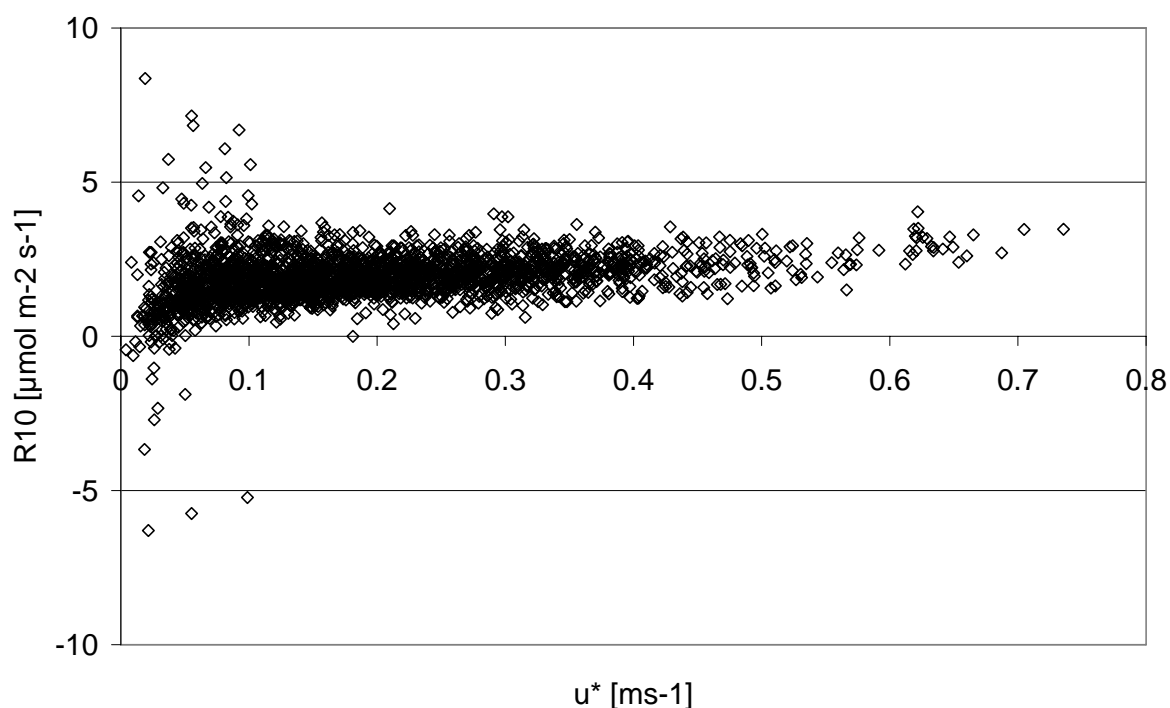


Figure 28 : Evolution de la respiration à 10°C (R_{10} [$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$]) en fonction de la vitesse de friction [ms^{-1}]

4.4.4.3 Evolution de la respiration normalisée à 10°C

La Figure 29 présente l'évolution de la valeur moyenne par décade de la respiration normalisée à 10°C (R_{10}) ainsi que l'intervalle de confiance à 95 % de cette moyenne. Le R_{10} moyen est compris, pour la période allant du 1^{er} avril au 28 septembre, date de la récolte, entre 1.4 et 2.4 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

En examinant l'évolution journalière moyenne du flux nocturne de CO_2 durant les mois d'avril à septembre (Section 4.4.2), on a remarqué une croissance marquée entre avril et mai. En observant le graphe de la Figure 29, on ne remarque pas d'évolution significative de la valeur du R_{10} entre avril et septembre. L'accroissement des flux nocturnes est donc le résultat d'une augmentation de la température et non d'une augmentation de la respiration de l'écosystème du fait du développement de la culture.

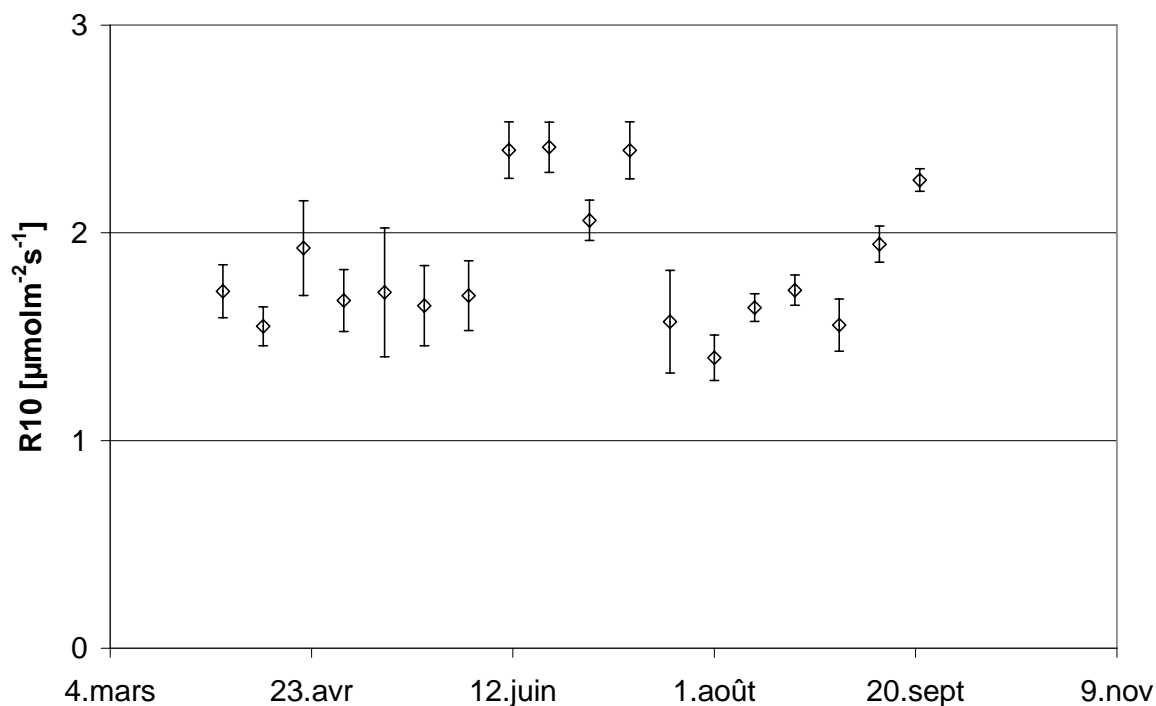


Figure 29 : Evolution de la moyenne sur 10 jours de la respiration normalisée à 10°C et intervalle de confiance à 95 %

4.4.5 Evolution du flux journalier moyen de CO₂ au cours de la saison

Le graphe de la Figure 30 représente l'évolution journalière du flux de CO₂ et du rayonnement photosynthétiquement actif du 1^{er} avril au 3 octobre. Jusqu'à la fin du mois de mai, la valeur journalière moyenne du flux est positive : la culture émet du carbone. Le flux de carbone moyen émis sur une journée est de l'ordre de 1 à 2 µmol m⁻² s⁻¹ soit de 1 à 2 g C m⁻² j⁻¹. Ensuite, la parcelle présente un flux négatif : elle absorbe du CO₂. Les quantités absorbées croissent, en valeur absolue, jusqu'à la fin du mois de juin, moment où elles semblent atteindre un maximum en valeur négative. A partir de la fin juillet, les valeurs absolues des flux décroissent.

Les valeurs maximales, en valeur négative, observées sont de l'ordre de 12 - 13 µmol m⁻² s⁻¹, soit 12.4 – 13.5 g C m⁻² j⁻¹. Les valeurs journalières maximales absorbées par des cultures de blé sont de l'ordre 10 – 12 g C m⁻² j⁻¹ (Anthoni *et al.*, 2001), 13.3 g C m⁻² j⁻¹ (Baldocchi, 1994), 11 g C m⁻² j⁻¹ (Soegaard et Thorgerirsson, 1998, Soegaard *et al.*, 2003) ; par des cultures d'orge : 9 g C m⁻² j⁻¹ (Soegaard et Thorgerirsson, 1998), 11 g C m⁻² j⁻¹ (Soegaard *et al.*, 2003) ; par une prairie : 9 - 10 g C m⁻² j⁻¹ (Soegaard *et al.*, 2003) ; par une culture de maïs : 11 g C m⁻² j⁻¹ (Soegaard *et al.*, 2003). Les flux journaliers maximaux mesurés au-dessus de la culture de betteraves de Lonzée sont du même ordre de grandeur quoique légèrement supérieurs à ceux mesurés au-dessus de ces cultures mais aucune ne concerne les betteraves.

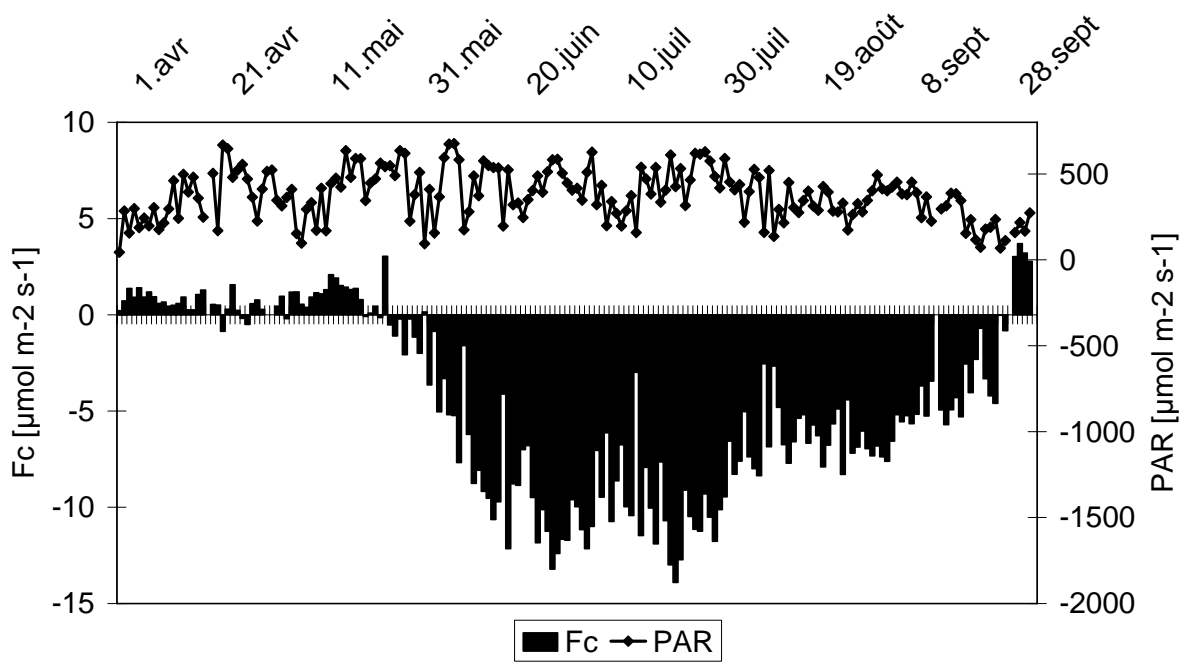


Figure 30 : Evolution du flux de CO_2 journalier moyen et du rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) au cours de la saison.

5. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Au terme de cette première année de recherche, le système de mesure des flux de CO₂, de vapeur d'eau et de chaleur sensible par covariance de turbulence a été conçu, mis au point et fonctionne en continu depuis le 1er avril 2004.

Les tests généralement proposés pour estimer la qualité des mesures de flux turbulents ont été appliqués aux mesures des cinq premiers mois et ils permettent d'affirmer que le système fonctionne correctement.

Les résultats des mesures météorologiques sont en accord entre eux et avec les résultats attendus, ce qui atteste de leur bon fonctionnement. Toutefois, les capteurs de température et d'humidité de sol ainsi que le pyrromètre ont été placés dans une zone sans végétation. En étudiant le bilan énergétique, il apparaît que l'impact de la végétation sur le flux de chaleur dans le sol est significatif. Il sera donc nécessaire, les années suivantes, de semer dans la zone où sont implantés les capteurs.

Parmi les tests de qualité, la fermeture du bilan énergétique a été étudiée en comparant les flux turbulents aux flux de conduction dans le sol et au rayonnement net. La relation obtenue montre une légère sous-estimation des flux turbulents, la pente de la relation étant de 0.90 et l'ordonnée à l'origine de -15.0. Ce type de sous-estimation est observé sur tous les sites de mesure des flux par covariance de turbulence. Il est, en comparaison, plus faible à Lonzée que sur la plupart des autres sites de mesure. Notons aussi qu'un meilleur taux de fermeture avait été obtenu en utilisant les mesures de flux de sol obtenues sous le sol nu. Ces résultats n'ont toutefois pas été jugés réalistes, la zone d'influence des flux turbulents étant essentiellement couverte par de la végétation.

Parmi les corrections à appliquer aux flux de CO₂ et de chaleur latente figure la correction de fréquence. La fonction de transfert, nécessaire au calcul du facteur de correction, peut être estimée à partir de 2 fonctions : une fonction exponentielle (Aubinet *et al.*, 2001) ou une fonction de 1er ordre (Eugster et Senn, 1995). La forme de ces deux fonctions est différente : la fonction exponentielle est plus abrupte et plus en accord avec les mesures que la fonction de premier ordre. Toutefois, en comparant les facteurs de correction obtenus à partir de ces 2 fonctions de transfert, il apparaît que, dans notre cas, l'utilisation de l'une ou de l'autre dans le calcul du facteur de correction n'introduit pas de différence significative si bien qu'aucune erreur n'est introduite dans les valeurs de flux par l'utilisation de la fonction de 1er ordre.

La relation entre les flux diurnes et le rayonnement photosynthétiquement actif a été établie et l'évolution des flux à saturation de rayonnement a été étudiée. Ces valeurs représentent le taux maximal d'absorption de CO₂ par la culture. L'évolution de ce flux pendant la période de développement de la culture est très rapide. Il passe en effet de -3 μmol m⁻²s⁻¹ à -28 μmol m⁻²s⁻¹ en 20 jours. La valeur moyenne sur 10 jours la plus importante est observée à la mi-juillet est atteinte -33 μmol m⁻²s⁻¹. Le taux maximal d'absorption de CO₂ par la culture diminue ensuite pour atteindre au moment de la récolte des valeurs similaires à celles observées au début du mois de juin, lorsque la culture était en cours de développement.

La relation entre les flux nocturnes et la température a également été établie. La respiration à 10°C a été trouvée égale à 1.9 μmol m⁻²s⁻¹ et le Q10 (facteur par lequel la respiration est multipliée suite à une augmentation de température de 10°C) à 2.6. Cette valeur correspond aux valeurs attendues.

La valeur limite de la vitesse de friction en-deça de laquelle une sous-estimation des flux turbulents nocturnes est observée est de 0.1 ms⁻¹, valeur identique à celles observées sur d'autres sites de culture (Wilson et al, 2002; Anthoni et al., 2003) et inférieure à celle obtenue sur des écosystèmes forestiers, ce qui suggère que le problème de la sous-estimation des flux nocturnes risque d'être moins critique que sur ces sites. Toutefois, l'analyse des flux nocturnes doit encore être poursuivie.

Une première estimation grossière de la quantité de carbone séquestré annuellement par la culture a été effectuée à partir des six premiers mois de mesure. La valeur moyenne journalière de la séquestration sur la période durant laquelle la culture se comporte comme un puits a été calculée. Elle est de 7.2 gC m⁻² j⁻¹. Une valeur moyenne de 2.6 gC m⁻² j⁻¹ a été prise pour estimer les flux journaliers du reste de l'année. Après pondération de ces valeurs, on obtient une première estimation de 0.29 kg C m⁻² séquestré sur une année. Cette estimation est à prendre avec précaution car, en plus de l'imprécision sur les flux émis par la culture en dehors de la période de végétation, il faut tenir compte de ce que les valeurs de flux manquantes ont été extrapolées. De même, la nuit, les mesures de flux peuvent être entachées d'erreur et nécessitent alors d'être corrigées et, lors de cette estimation, la qualité des flux nocturnes n'a pas été évaluée. Cette estimation permet toutefois d'avoir une idée de l'ordre de grandeur de la séquestration nette. Elle est du même ordre de grandeur que celle obtenue par Anthoni (2003) sur une culture de blé d'hiver en Thuringe occidentale.

Après cette phase de mise en marche du système, de mise au point des procédures de traitement et de l'évaluation de la qualité des mesures, il est nécessaire de mettre au point les procédures d'estimation des valeurs manquantes de flux et d'évaluation de la qualité des flux nocturnes. Il sera alors possible d'estimer la séquestration annuelle de manière plus exacte. La

valeur de la NEE mesurée en continu à l'échelle temporelle de la demi-heure et à l'échelle spatiale de la parcelle sera alors connue. A partir de la NEE, il sera tenté d'effectuer une estimation de la GPP sur base des mesures de flux turbulents. Pour ce faire, il sera nécessaire de quantifier la respiration de l'écosystème.

Outre les mesures de flux turbulents, des mesures de flux diffusifs sont en cours dans le cadre du projet "Bilan carboné des grandes cultures". Deux campagnes ont été menées parallèlement, dans le cadre de travaux de fin d'études. La première consistait à mesurer les flux diffusifs de respiration de sol (Delvoye, 2004) et la seconde à établir la réponse de la végétation au rayonnement. Les résultats de ces deux campagnes sont en cours d'analyse. Une fois la réponse des flux diffusifs aux variables météorologiques établie et leur variabilité spatiale estimée, il sera possible de déduire une valeur de la GPP et de la respiration du sol sur base des flux diffusifs.

Tout au long de la saison de végétation, des échantillons des parties souterraines et aériennes des betteraves ont été prélevés toutes les 2 semaines afin de suivre l'évolution de la quantité de matière sèche de la culture. L'indice foliaire de la culture a été mesuré au même rythme. Au moment de la récolte, des échantillons de végétaux (parties aériennes et souterraines) et des échantillons de sol ont été prélevés afin d'estimer leur contenu en carbone. La quantité de carbone séquestrée dans les betteraves permettra de déduire une estimation de la NPP.

Les estimations des flux de carbone obtenues à trois échelles spatio-temporelles différentes pourront alors être comparées.

La culture suivante a été semée le 14 octobre. Les mêmes mesures se poursuivront sur les différentes cultures de la rotation durant les quatre années à venir, avec en addition une mesure des flux de respiration de sol en continu.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Anthoni, P. M., A. Freibauer, et al. (2003). "Winter wheat carbon exchange in Thuringia, Germany." Agricultural and Forest Meteorology **121**: 55-67.
- Arya, S. P. (1988). Introduction to micrometeorology. San Diego, Academic Press Inc.
- 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." Agricultural and Forest Meteorology **108**: 293-315.
- Aubinet, M., B. Heinesch, et al. (2002). "Estimation of the carbon sequestration by a heterogeneous forest : night flux corrections, heterogeneity of the site and inter-annual variability." Global Change Biology **8**: 1053-1071.
- Aubinet, M., B. Heinesch, et al. (2003). "Horizontal and vertical CO₂ advection in a sloping forest." Boundary Layer Meteorology **108**: 397-417.
- Arrouays, D., J. Balesdent, et al. (2002). Stocker du carbone dans les sols agricoles de France ?, INRA.
- Baldocchi, D. D., B. B. Hicks, et al. (1988). "Measuring Biosphere - Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods." Ecology **69**(5): 1331-1340.
- Baldocchi, D. D. (1994). "A Comparative Study of Mass and Energy Exchange over a Closed C3 (Wheat) and an Open C4 (Corn) Canopy: I. The Partitioning of available Energy into Latent and Sensible Heat Exchange." Agricultural and Forest Meteorology **67**: 191-220.
- Baldocchi, D. D (2003). "Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future" Global Change Biology **9** (4) : 479-492
- Berger, A. (1992). Le climat de la Terre. Bruxelles, De Boeck-Université.
- Conway TJ., PP. Tans, et al. (1994). "Evidence for interannual variability of the carbon cycle from NOAA/CMDL global sampling network." Journal of Geophysical Research **99**, 22831-22855.
- Curiel Yuste, J., I. Janssens, et al. (2004). "Annual Q₁₀ of soil respiration reflects plant phenological patterns as well as temperature sensitivity." Global Change Biology **10**: 161-169.
- De Bruin, H.A.R., N.J. Bink, L.J.M. Kroon (1991). "Fluxes in the surface layer under advective conditions." In : Worshop on Land Surface Evaporation Measurement and Parametrization (Ed. By T.J. Schmugge and J.C. André), 157-169, Springer, New York.

- Delvoe, S. (2004). "Premières estimations de la respiration du sol dans une grande culture", DEA en Génie Sanitaire. Gembloux : Faculté des Sciences agronomiques de Gembloux.
- Eugster, W. and W. Senn (1995). "A cospectral correction model for measurement of turbulent NO₂ flux." Boundary Layer Meteorol. **74**: p 321-340.
- Grelle, A. and A. Lindroth (1994). "Flow Distortion by a Solent Sonic Anemometer: Wind Tunnel Calibration and its Assessment Flux Measurements over Forest and Field." J. Atmos. Oceanic Technol. **11**: 1529-1542.
- Falge, E., D. D. Baldocchi, et al. (2001). "Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange." Agricultural and Forest Meteorology **107**: 43-69.
- Falge, E., D. Baldocchi, et al. (2002). "Seasonality of ecosystem respiration and gross primary production as derived from FLUXNET measurements." Agricultural and Forest Meteorology **113**: p 53-74.
- Foken, T. and B. Wichura (1996). "Tools for Quality Assessment of Surface-based Flux Measurements." Agricultural and Forest Meteorology **78**: 83-105.
- Foken, T., O.O. Jegede, et al. (1997). "Results of the L INEX-96/2 experiment." Deutsche Wetterdiens, Geschäftsbereich Forschung und Entwicklung, Arbeitsergebnisse **48**, 75 pp.
- Gash, J. H. C. and A. D. Culf (1996). "Applying a Linear Detrend to Eddy Correlation Data i Real Time." Boundary Layer Meteorol. **79**: 301-306.
- Goulden, M. L., W. Munger.J, et al. (1996). "Measurements of Carbon Sequestration by Long-term Eddy Covariance: Methods and a Critical Evaluation of Accuracy." Global Change Biology **2(3)**: 169-182.
- 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.
- Heinesch, B. (2001). "Analyse de la qualité des mesures de flux de CO₂ échangés par les systèmes forestiers." DEA en Sciences agronomiques et ingénierie biologique. Gembloux : Faculté des Sciences agronomiques de Gembloux, 64 p.
- IPCC (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge, United Kingdom and New York, USA, Cambridge University Press.
- Kaimal, J. C., J. C. Wyngaard, et al. (1972). "Spectral Characteristics of Surface Layer Turbulence." Q. J. R. Meteorol. soc. **98**: 563-589.
- Kaimal, J. C. and J. E. Gaynor (1991). "Another Look at Sonic Thermometry." Boundary Layer Meteorol. **56**: 401-410.
- Kaimal, J. C. and J. J. Finnigan (1994). Atmospheric boundary-layer flows : their structure and measurements. New York, Oxford University Press.

- Leuning, R. and J. Moncrieff (1990). "Eddy-Covariance CO₂ Flux Measurements Using Open-and -Closed-Path CO₂ Analysers: Corrections forAnalyser Water Vapour Sensitivity and Damping of Fluctuations in Air Sampling Tubes." Boundary Layer Meteorol. **53**: 63-76.
- Leuning, R. and K. M. King (1992). "Comparaison of Eddy-Covariance Measurements of CO₂ Fluxes by Open-and-Closed-Path CO₂ Analysers." Boundary Layer Meteorol. **59**: 297-311.
- Leuning, R. and M. J. Judd (1996). "The Relative Merits of Open -and closed-path Analysers for Measurement of Eddy Fluxes." Global Change Biology **2(3)**: 241-253.
- Liu, H., P. Peters, et al. (2001). "New equations for sonic temperature variance and buoyancy heat fulx with omnidirectional sonic anemometer." Boundary Layer Meteorol. **100**: 459-468.
- Lloyd, J. and J. A. Taylor (1994). " On the temperature dependence of soil respiration." Funct. Ecology **8**: 315-323.
- Mahrt, L. (1998). "Flux sampling errors for Aircraft and Towers." Journal of atmospheric and oceanic technology **15**: 416-429.
- Malhi, Y., D. D. Baldocchi, et al. (1999). "The carbon balance of tropical, temperate and boreal forests." Plant, Cell and Environment **22**: 715-740.
- Massman, W. J. and X. Lee (2002). "Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long term studies of carbon and energy exchanges." Agricultural and Forest Meteorology **113**: p 121-144.
- McMillen, R. T. (1986). "A Basic Programm for Eddy Correlation in Non-Simple Terrain." NOAA Technical Memorandum: 1-31.
- McMillen, R. T. (1988). "An Eddy Correlation Technique with Extended Applicability to Non-simple Terrain." Boundary Layer Meteorol. **43**: 231-245.
- 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.
- Monteith, J. L. U., M.H. (1990). Principles of environmental physics. London, Edward Arnold.
- Moore, C. J. (1986). "Frequency Response Corrections for Eddy Correlation Systems." Boundary Layer Meteorol. **37**: 17-35.
- Rebmann, C., M. Göckoede, et al. (In press). "Quality analyses applied on eddy-covariance measurements at complex forest sites using footprint modelling." Theoretical and applied climatology
- Sauerbeck, D. R. (2001). "CO₂ emissions and C sequestration by agriculture - perspectives and limitations." Nutrient Cycling in Agroecosystems **60**(253-266).

- Schimel, S. D. (1995). "Terrestrial ecosystems and the global carbon cycle." Global Change Biology **1**: 77-91.
- Stannard, D.I., J.H. Blanford, et al. (1994). "Interpretation of surface flux measurements in heterogeneous terrain during the Monsoon'90 experiment." Water Resour. Res. **30 (5)** : 1227-1239
- Schotanus, P., F. T. M. Nieuwstadt, et al. (1983). "Temperature Measurement with a Sonic Anemometer and its Application to Heat and Moisture Fluxes." Boundary Layer Meteorol. **26**: 81-93.
- Smith, P., D. S. Powlson, et al. (2000). "Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture." Global Change Biology **6**: 525-539.
- Smith, P. (2004). "Carbon sequestration in croplands : the potential in Europe an the global context." Europ. J. Agronomy **20**: 229-236.
- Soegaard, H. and H. Torgeirsson (1998). "Carbon dioxide exchange at leaf and canopy scale for agricultural crops in the boreal environment." Journal of Hydrology **212-213**: 51-61.
- Soegaard, H., O. J. Jensen, et al. (2003). "Carbon dioxide exchange over agricultural landscape using eddy correlation and footprint modelling." Agricultural and Forest Meteorology **114**: 153-173.
- Stull, R. B. (1988). An introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- Suyker, A. E. and S. B. Verma (2001). "Year-round observations of the net ecosystem exchange of carbon dioxide in a native tallgrass prairie." Global Change Biology **7**: 279-289.
- Tans, PP., IY. Fung, T. Takahasi (1990). "Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget." Science **247** : 1431-1438.
- Twine, T., W. P. Kustas, et al. (2000). "Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland." Agricultural and Forest Meteorology **103**: 279-300.
- Valentini, R., G. Matteucci, et al. (2000). "Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests." Nature **404**: 861-865.
- Vickers, D., L. Mahrt (1997). "Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data." J. Atmos. Oceanic Technol. **14** : 512-526
- Vleeshouwers, L. M. and A. Verhagen (2002). "Carbon emission and sequestration by agricultural land use: a model study for Europe." Global Change Biology **8**: 519-530.
- Wilson, K. B., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M. Baldocchi, D., (2002). "Energy balance closure at FLUXNET sites." Agricultural and Forest Meteorology **113**: 223-243.