

F. BAGAYOKO
Groupe des Ecoles EIER-ETSHER
03 BP 7023 Ouagadougou
fbagayoko@yahoo.fr

N. V. De GIESEN
Centre de Recherche pour le Développement
(ZEF), projet GLOWA VOLTA
Stevinweg 1, 2628 CN Delft
PO Box 5048, 2600 GA Delft
Netherlands

S. YONKEU
Groupe des Ecoles EIER-ETSHER
03 BP 7023 Ouagadougou 03
samuel.yonkeu@eieretsher.org

Corrélation entre les flux de chaleur sensible et latente avec la longueur de rugosité de surface. Influence sur la disponibilité des ressources en eau sur les terres intensivement exploitées de l'Est du Burkina Faso

Résumé

L'exploitation des terres, exprimée par la longueur de rugosité de surface z_0 , est un facteur important qui influence le processus d'échange d'énergie entre la surface de la terre et l'air. Cette étude qui s'intègre dans le cadre des travaux de thèse intitulés " Impact de l'exploitation des terres sur le bilan hydrologique dans les bassins versants de l'Est du Burkina Faso " met en relation les principaux termes du bilan d'énergie (le flux de chaleur sensible et latente) avec la longueur de rugosité de surface z_0 calculée à l'aide de la loi de similarité de Monin-Obukhov.

La méthodologie est basée sur l'observation des données micro-météorologiques qui sont constituées des mesures simultanées des moyennes sur chaque heure de la vitesse du vent, des flux de chaleur sensible et latente et la température. Ces mesures ont été effectuées à 10 m du sol qui constitue la hauteur du mat de la station installée à l'Est du Burkina Faso précisément à Tanyele (département de Komienga). Un anémomètre sonique triaxial est utilisé pour la mesure du flux de chaleur sensible, de la vitesse du vent et la température de l'air. L'hygromètre Campbell KH20 à krypton est utilisé pour la mesure du flux de chaleur latente. Le traitement des données brutes a été effectué par corrélation de remous en temps réel (chaque heure) à l'aide du logiciel ALTEDDY.

Les résultats montrent qu'il y a une bonne corrélation entre la longueur de rugosité de surface et les principaux termes du bilan d'énergie sur l'ensemble des données. Pour les données collectées sur une année, nous pouvons noter que le flux de chaleur sensible décroît exponentiellement lorsque la longueur de rugosité de surface croît ($R^2 = 0.84$). De même le flux de chaleur latente croît de façon logarithmique avec la longueur de rugosité de surface ($R = 0.79$). Lorsque nous analysons les données séparément sur les deux principales saisons qui caractérisent la zone d'étude (saison sèche et saison pluvieuse), nous constatons que la longueur de rugosité de surface n'a pas un impact significatif sur le flux de chaleur sensible et latente. D'autres paramètres climatiques tels que la radiation solaire, l'humidité relative et la température de l'air les déterminent. Cependant en saison pluvieuse, la longueur de rugosité de surface influence très négativement le flux de chaleur sensible ($R^2 = 0.92$) contrairement au flux de chaleur latente qui montre une décroissance qui n'est pas aussi significative ($R^2 = 0.49$). Cette décroissance du flux de chaleur sensible avec la longueur de rugosité de surface en saison pluvieuse peut entraîner une bonne recharge de la nappe si les écoulements de surface ne sont pas assez importants. Nous aurons besoin de beaucoup plus de données pour avoir des informations fiables sur la tendance croissante du flux de chaleur latente avec la longueur de rugosité de surface observée sur l'ensemble des données collectées.

Mots clés : Longueur de rugosité de surface, surface du sol, air, bilan d'énergie, l'exploitation des terres, saison sèche, saison pluvieuse, paramètres climatiques

Abstract

Land use expressed by the surface roughness length z_0 is an important factor which influences the energy exchange process between the soil surface and the air. This study which is a part of the thesis work entitled " Impact of land use on hydrological flow paths in the watersheds in the Eastern part of Burkina Faso" aimed to make a link between the major terms of energy budget (sensible, latent heat flux) with the surface roughness length z_0 calculated with the similarity law of Monin-Obukhov.

The methodology is based on the observation of the micro-meteorological data and the dataset consist of simultaneous 1-hour averages of wind speed, sensible and latent heat flux, and temperature, taken at the height $z = 10$ m which constitutes the height of the mast of the station installed in the Eastern part of Burkina Faso, precisely in Tanyele (department of Komienga). A triaxial sonic anemometer is used for sensible heat, wind speed, and temperature measurement. A Campbell KH20 krypton hygrometer is used to measure the latent heat flux. The processing of the raw data was made by eddy correlation in real time (every hour) through ALTEDDY software.

The results show that there is a good correlation between the surface roughness length with the terms of energy budget over the whole dataset. For a data collected over one year, we can note that the sensible heat flux decreases exponentially when the surface roughness length increases ($R^2 = 0.84$). Likewise the latent heat flux increases logarithmically with the surface roughness length ($R = 0.79$). When we analyse the data separately over the major seasons which characterize the study area (impact of the dry season and rainy season), we can note that the impact of the surface roughness length is not significant for both sensible and latent heat flux. Other climatic parameters like the solar radiation, the relative humidity and the air temperature determine them. However in rainy season, the surface roughness length influences very negatively the sensible heat flux ($R^2 = 0.92$) in contrast with the latent heat flux which show a non-significant decrease with it ($R^2 = 0.49$). This decrease of the latent heat flux with the surface roughness length in rainy season can lead to a good ground water recharge if the surface runoff is not important. More data are needed to get realistic information about the positive correlation between the latent heat flux and surface roughness length z_0 that we have noted over a full dataset.

Keywords : land use, surface roughness length, soil surface, air, energy budget, dry season, rainy season, climatic parameters.

INTRODUCTION

L'exploitation des terres est un facteur important du cycle hydrologique. Elle influence le processus d'évapotranspiration (Calder, 1993) à cause de la modification de la couverture végétale, la profondeur racinaire et l'albédo. Dans cette étude, le changement des caractéristiques de la surface du sol dû à l'exploitation des terres sera exprimé par la longueur de la rugosité de surface z_0 . C'est un paramètre d'échelle de surface, défini par l'allure logarithmique de la vitesse du vent dans les conditions de neutralité, et constitue une hauteur à laquelle la vitesse du vent s'annule (Bozier, 2002). Comme les principaux termes du bilan d'énergie (le flux de la chaleur sensible H , le flux de la chaleur latent LE) qui sont influencés par les mouvements de l'air près de la surface de la terre et la couverture végétale (Brutsaert, 1982), la longueur de rugosité de surface apparaît comme un paramètre important dans l'expression de cette influence. La définition de ce paramètre est intrinsèquement liée à l'allure du profil de la vitesse du vent. Ainsi sa détermination apparaît comme un problème de combinaison appropriée entre les données sur la vitesse du vent et les expressions théoriques de similarité (Martano, 1999).

Dans la théorie de similarité de Monin-Obukhov (1954), le profil de la vitesse du vent $U(z)$ est donné par la relation suivante :

$$U(z) = \frac{u^*}{k} \left[\ln\left(\frac{z-d}{z_0}\right) + \psi\left(\frac{z-d}{L}, \frac{z_0}{L}\right) \right]$$

Où u^* est un facteur d'échelle de la vitesse de cisaillement,

L , la longueur d'Obukhov,
 d , la hauteur de décalage par rapport au plan de référence,
 k , la constante de Von Karman,
et

$$\psi\left(\frac{z-d}{L}, \frac{z_0}{L}\right) = \psi\left(\frac{z-d}{L}\right) - \psi\left(\frac{z_0}{L}\right)$$

est la fonction de correction de stabilité intégrée (Panofsky et Dutton, 1984).

Appliquée à des données expérimentales, cette expression contient trois types de paramètres :

- 1) Des variables liées à la météorologie (U , u^* et L);
- 2) Des variables liées à l'état de surface du sol du site étudié (z_0 et d);
- 3) et des paramètres fixes (la constante de Von Karman et d'autres paramètres adimensionnels dans la fonction explicite de ψ considérés comme des constantes universelles dans la théorie.

Pour des éléments de rugosité extrêmement éparpillés comme les arbres dans la savane, la surface du sol est considérée comme le plan de référence et les valeurs de la hauteur de décalage par rapport au plan de référence devraient être très proches de zéro (Bozier, 2002). Dans cette étude, cette hauteur de décalage par rapport au plan de référence est considérée comme nulle.

Pour déterminer ces différents paramètres, une station de "Eddy Correlation" et une station météorologique ont été installées à l'Est du Burkina Faso, précisément à Tanyele (département de Kompienga). Cette région est très exploitée en terme de production agricole et de transhumance. Les

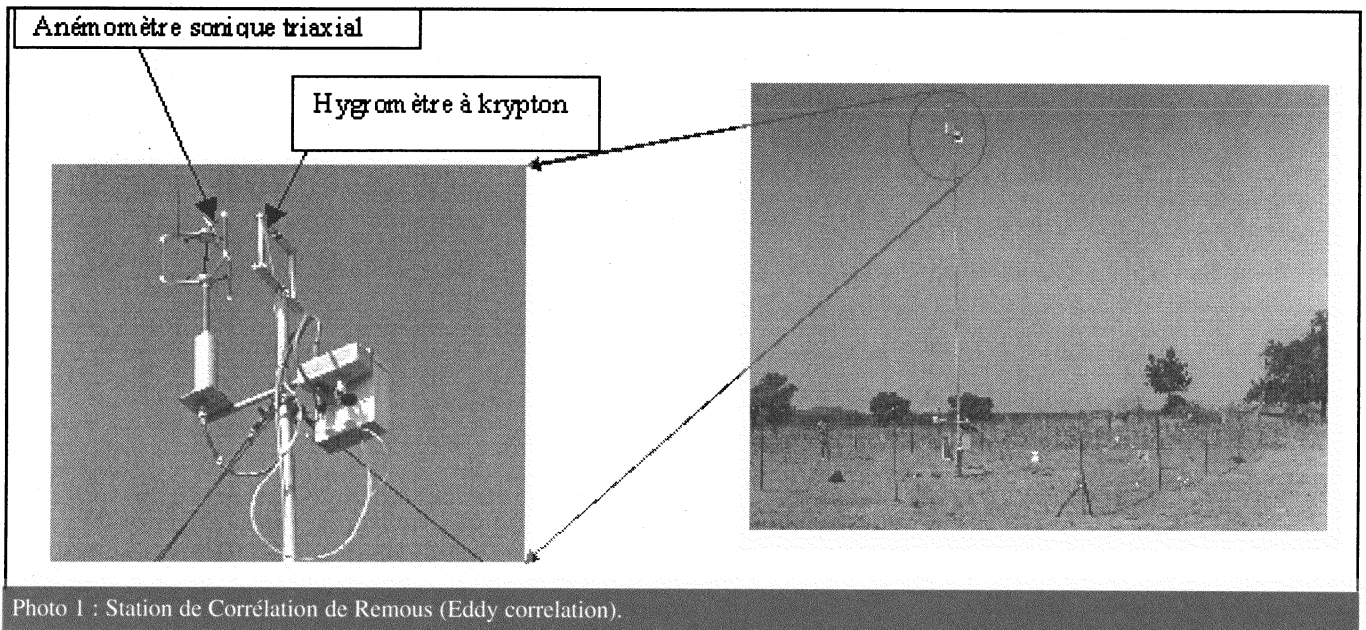
terrains environnants de la station sont constitués de champs de maïs, petit mil, arachide et des champs de sorgho. La végétation est principalement constituée de parkii *Buturospermum* ou paradoxum *Vitellaria* (karité) dans les surfaces cultivées (90%). La zone d'étude est caractérisée par un climat de type soudanien avec une précipitation maximale de 900 mm.

MÉTHODE ET MATÉRIELS

La méthodologie est basée sur l'observation de données micro-météorologiques. Les données consistent aux moyennes de la vitesse du vent, de flux de la chaleur sensible et latente, et de la température mesurés simultanément chaque heure à la hauteur $z = 10$ m qui constitue la hauteur du mât de la station. Un anémomètre sonique triaxial muni de sondes ultra-sensible (Gill Instruments Ltd., UK) est utilisé pour mesurer le flux de chaleur sensible, la vitesse et la température du faisceau d'air qui passe à travers ces axes opposés (Photo 1).

L'hygromètre à krypton Campbell KH20 (model KH20, Campbell Scientific, UK) mesure le flux de la chaleur latente (Photo 1). La description et les détails sur l'installation et l'utilisation de la station sont donnés par Elbers (2002).

La station est placée à l'intérieur d'un champ de cases et les environnants sont constitués (en saison sèche) par les arbres (karité) avec une hauteur moyenne de 8 m et séparés par une distance moyenne de 15 m entre eux et de quelques maisons dont la hauteur moyenne est de 4m.



Les données ont été rassemblées sur approximativement une année divisée en seize périodes de collectes de façon continue (Tableau 1). Le traitement des données brutes a été fait par Eddy Correlation en temps réel (chaque heure) à l'aide du logiciel ALTED-DY (Altera Green World Research, Wageningen).

Théorie sur la méthode de Corrélation de Remous (Eddy Correlation)

Le système de corrélation de remous (eddy correlation system) consiste à déterminer les flux turbulents de la vapeur d'eau (flux de chaleur latente), de vitesse, de chaleur sensible ou tout autre flux par covariance (Brutsaert, 1982).

La méthode est basée sur les trois notions suivantes :

- Conservation de la vapeur l'eau;
- Conservation de la force impulsive pour un fluide incompressible avec une viscosité constante; et
- Conservation de l'énergie pour un fluide incompressible.

Ces notions, appliquées dans la Couche Limite de l'Air (CLA), rendent possible l'établissement des équations des paramètres mentionnés ci-dessus (Brutsaert, 1982).

Qu'est ce que la Couche Limite de l'Air (CLA) ?

Dans l'atmosphère, les plus grands changements dans les mouvements du vent, de la température et de l'humidité ont lieu habituellement à la verticale et à une hauteur très proche de la surface de la terre (Brutsaert, 1982). Pour cette raison, l'air proche de la surface peut être considéré comme la couche limite. Par conséquent, les effets suivant l'horizontal de la plupart des perturbations sont beaucoup plus grands que ceux suivant la verticale. Ainsi les gradients suivant l'horizontal et les vitesses suivant la verticale sont respectivement négligeables par rapport aux gradients suivant la verticale et les vitesses à l'horizontale.

La CLA peut être définie comme la partie inférieure de l'atmosphère où la nature et les propriétés de la sur-

face affectent directement la turbulence de l'air. Sous des conditions atmosphériques normales, il y a de nombreux facteurs qui affectent les phénomènes de transport de masse, vitesse, d'énergie dans la CLA. Néanmoins, pour la présente étude, quelques résultats utiles peuvent être obtenus en considérant la CLA sous des conditions simplifiées. Celles-ci peuvent être définies comme étant : mouvement stable, parallèle à une surface plane uniforme, intermédiaire entre les courants cycloniques et anti-cycloniques qui sont conduits de manière isobare, équidistante et parallèle.

Application dans la détermination du flux de chaleur latente et sensible.

Comme définie précédemment, la méthode de la corrélation du remous (Eddy correlation) détermine le flux de la chaleur latente à travers la loi de "Conservation de la vapeur d'eau".

En l'absence de phase de transition, la vapeur d'eau dans l'air est une combinaison de scalaire qui se conserve. Toute substance conser-

vative combinée avec un fluide en mouvement est transférée relativement à un système de coordonnées fixe, d'abord par convection avec le fluide, et par mouvement moléculaire superposé à un mouvement convectif du fluide (Brutsaert, 1982). Le flux spécifique total de masse est:

$$F = \rho_v V + F_m \quad (1)$$

Où $V = iu + jv + kw$ est la vitesse de l'air avec (u, v, w) les composantes de la vitesse suivant un système d'axe cartésien x, y, z ;

F_m le flux spécifique de masse dû à la diffusion moléculaire; et ρ_v la masse volumique de vapeur d'eau.

Le dernier type de transfert peut être pris comme proportionnel au gradient local de la densité de la vapeur d'eau, conformément à la loi de Ficks,:

$$F_m = K_v \nabla \cdot \rho_v \quad (2)$$

Où K_v est la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air.

L'équation de continuité de la vapeur d'eau en l'absence de récepteur est:

$$-\nabla \cdot F = \frac{\partial \rho_v}{\partial t} \quad (3)$$

De même, l'équation de continuité de l'air humide est:

$$-\nabla \cdot (\rho \times V) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (4)$$

Où ρ est la masse volumique de l'air humide.

Après combinaison des équations (1), (3) et (4) nous obtenons:

$$-(V \cdot \nabla)q - \rho^{-1} \nabla \cdot F_m = \frac{\partial q}{\partial t} \quad (5)$$

Si ρ et K_v sont homogène, en substituant (2) dans (5) on obtient:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (V \cdot \nabla)q = K_v \nabla^2 q \quad (6)$$

Avec $q = \frac{\rho_v}{\rho}$

L'équation (6) est l'équation de base de la conservation de la vapeur d'eau mais elle n'est pas applicable directement parce que l'atmosphère est turbulente en permanence. Pour tenir compte de cette turbulence, Reynolds (1894) a décomposé les variables dépendantes en valeurs moyenne et en fluctuation turbulente, c'est à dire:

$$u = \bar{u} + u', \quad v = \bar{v} + v',$$

$$w = \bar{w} + w' \quad \text{et} \quad q = \bar{q} + q'$$

Après avoir combiné toutes ces équations de façon simultanée sur une période convenable et utilisant l'équation de continuité ($\nabla \cdot \bar{V} = 0$) nous obtenons:

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \left[\frac{\partial \bar{u}'q'}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}'q'}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}'q'}{\partial z} \right] + K_v \nabla^2 \bar{q} \quad (7)$$

Dans la CLA, compte tenu des hypothèses faites sur les gradients et les vitesses, l'équation (7) se simplifie dans le cas du régime stationnaire :

$$K_v \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} - \frac{\partial \bar{w}'q'}{\partial z} = 0 \quad (8)$$

Dans la partie inférieure de la CLA, où les flux de turbulence suivant la verticale ne changent pas sensiblement par rapport à leur valeur à la surface, l'équation (8) devient :

$$K_v \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \bar{w}'q' = 0$$

où

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = (K_v)^{-1} \bar{w}'q' = \bar{E}T$$

est l'évapotranspiration.

La deuxième quantité multipliée par la chaleur latente de vaporisation λ ($\lambda = 2500300 - 2359$)

où T est la température de l'air donne le flux de chaleur latente. Il est directement mesuré en temps réel par la station.

De même, le flux de la chaleur sensible est déterminé à l'aide de l'équation de la conservation de l'énergie pour un fluide incompressible. Il est donné par la relation:

$$\bar{H} = \rho C_p \bar{w}'T'$$

Où \bar{H} est le flux de chaleur sensible, C_p est la chaleur spécifique de l'air, T' est la fluctuation de la température de l'air par rapport à la moyenne. Les autres termes ont été définis précédemment.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Le tableau 1 montre les résultats de cette étude. Il concerne essentiellement les valeurs de la longueur de rugosité de surface, le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente. Le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente sont les valeurs moyennes sur chaque période de collecte.

Longueur de rugosité de surface z_0

Les valeurs corroborent bien celles données dans la littérature qui se situe entre 0.1 et 0.2 m (Meijninger *et al*, 2000) sauf pour la période de juin à septembre qui constitue la période de croissance des cultures. En fait, dans cette période il y a plus de couverture végétale (cultures et herbes) qui augmente la section totale de contact entre le vent et les obstacles et par conséquent la lon-

date	zo(m)	\bar{H} (W/m^2)	\bar{LE} (W/m^2)
22 nov-09déc-02	0.144	56.10	21.65
22Féb-11Mars03	0.13	68.42	18.72
27Mai-10Juin03	0.181	27.37	65.79
26Juin-16Juillet03	0.22	29.67	96.89
16Juillet-03Août03	0.3	19.09	84.33
03Août-22Août03	0.326	16.17	86.78
22Août-03Sept03	0.314	16.21	81.20
09Sept-28Sept03	0.282	21.46	112.85
28sept-23Oct03	0.211	24.43	98.21
23Oct-06Nov	0.194	57.29	61.63
06Nov-20Nov03	0.131	56.92	31.86
12Déc-31Déc03	0.115	49.40	15.50
01Janv-21Janv04	0.135	46.00	14.82

Tableau 1: z_o, H, LE calculés à partir des mesures effectuées à l'aide de l'anémomètre à la hauteur $z=10$ m.

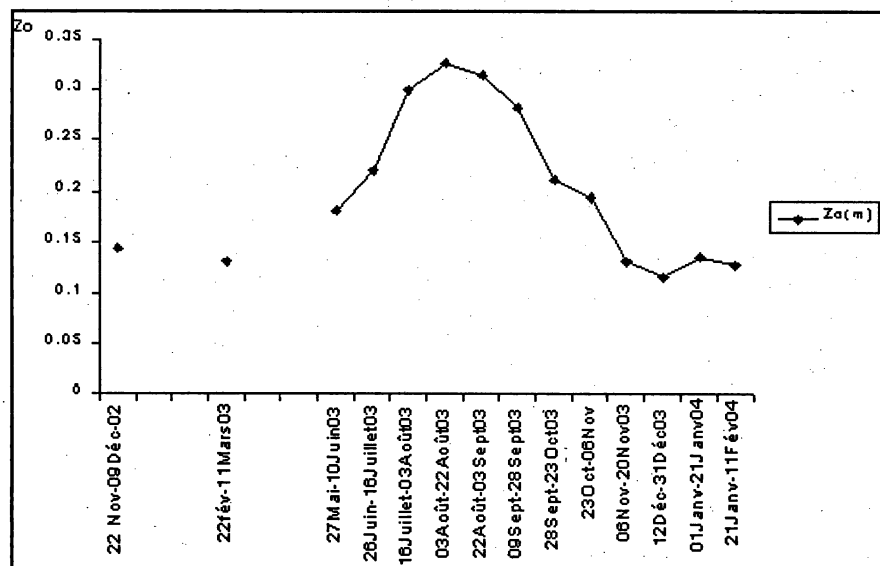


Figure 1 : Evolution de z_o dans le temps la hauteur $z=10$ m.

cés pérennes et le début de germination des cultures de mai à juin. Ainsi, selon le stade de croissance des cultures et des herbacés, la longueur de rugosité de surface z_o augmente pour atteindre son maximum en août qui constitue la période de leur croissance maximale. En septembre, commence la récolte et avec cela, les paysans fauchent les tiges des cultures et les collectent quelques mois plus tard. Ensuite ils brûlent les herbacés pour avoir les repousses et favoriser le retour du bétail. La figure 1 montre l'évolution temporelle de z_o . Les cassures correspondent à des lacunes dues à des problèmes techniques au niveau de la station.

Flux de chaleur sensible et latente

Par analogie avec l'évolution temporelle de la longueur de rugosité de surface z_o , le flux de chaleur latente croît du début d'année 2003 jusqu'en début de saison pluvieuse (juin 2003). Par la suite, il amorce une chute jusqu'en août puis une croissance pour atteindre son maximum en septembre 2003. A partir de cette date, il décroît d'une manière continue pour atteindre son minimum en décembre 2003 (figure 2). La chute de juin à août peut être expliquée par le fait qu'il y a plus de nuages qui empêchent les rayons solaires de parvenir à la surface et beaucoup plus d'humidité dans l'air due à la fréquence des pluies. Comme le flux de chaleur latente est fonction du gradient d'humidité entre l'air et la surface du sol (Musy et Laglaine, 1992), en saison pluvieuse ce gradient diminue et par conséquent fait baisser le taux d'évaporation (ou flux de chaleur latente).

gueur de rugosité de surface. La figure 1 montre que la longueur de rugosité de surface z_o croît de novembre 2002 à août 2003 où elle atteint son maximum. Ensuite elle décroît pour atteindre

son minimum en décembre 2003. En effet, dans la zone d'étude, en saison sèche (de décembre 2002 à juin 2003) les obstacles sont constitués par des arbres très clairsemés, des cases et quelques herba-

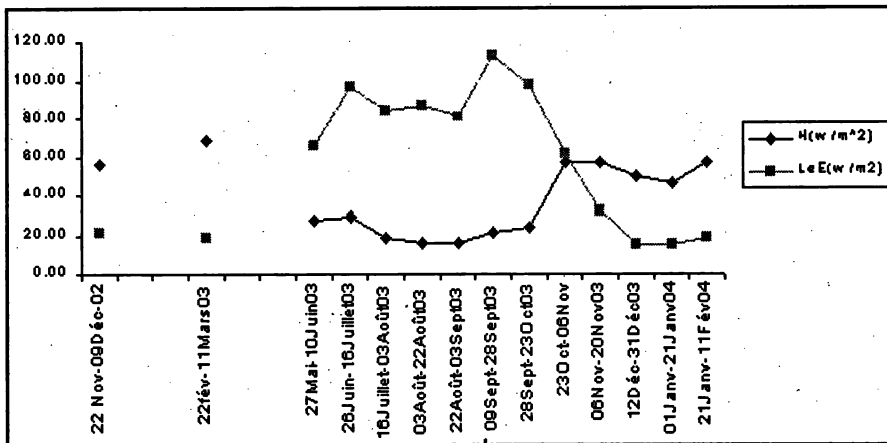


Figure 2: Evolution des termes du bilan d'énergie dans le temps

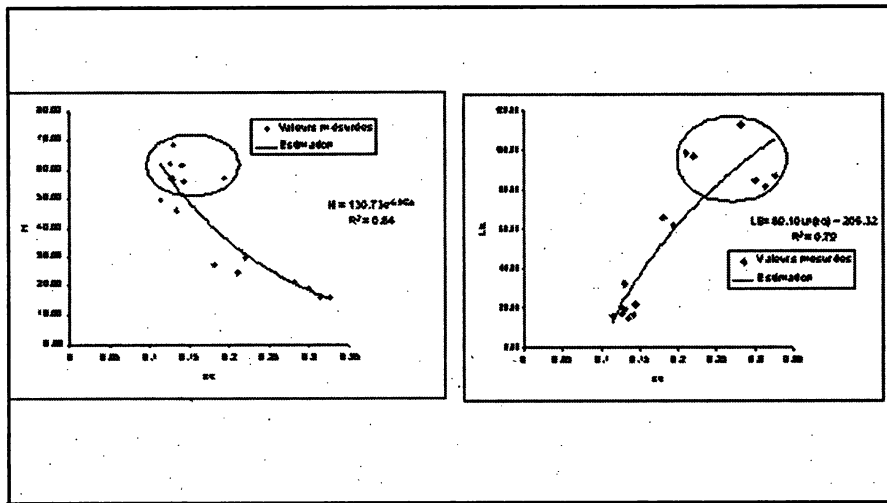


Figure 3 : Evolution des flux de chaleur sensible et latente en fonction de la longueur de rugosité de surface z_0 .

De même, le flux de chaleur sensible croît légèrement en début d'année 2003 et chute par la suite jusqu'en août 2003 où il atteint son minimum. Ensuite, il croît jusqu'en octobre 2003 avant de suivre une variation plus ou moins faible autour de la valeur moyenne de 56 w/m^2 .

Des corrélations intéressantes apparaissent entre les flux de chaleur sensible et latente et la longueur de rugosité de surface lorsqu'on établit la droite de régression entre ces deux variables. Ainsi, nous pouvons noter que le flux de chaleur sensible décroît exponentiellement quand la longueur de rugosité de surface augmente

($R^2=0.84$). Ce résultat est logique : lorsque la longueur de rugosité de surface augmente, ce qui signifie plus d'obstacles ou dans ce cas plus d'arbres, herbes et cultures, et à cause du taux d'humidité relative élevé en saison pluvieuse, le gradient de la température entre l'air et la surface du sol décroît ce qui implique une baisse du flux de chaleur sensible (Musy et Laglaine, 1992). Le flux de chaleur latente croît de façon logarithmique quand la rugosité de la surface augmente ($R^2=0.79$). En regardant les graphiques de près, nous pouvons remarquer qu'il y a une perturbation dans l'allure des courbes dans l'un ou l'autre cas pendant la saison pluvieuse (partie

encerclée). Cette perturbation qu'on pouvait déjà observer sur la figure 2 permet de penser qu'il y a d'autres paramètres qui interviennent dans leur processus pendant cette période. Cette hypothèse peut justifier la baisse du flux de chaleur latente en saison pluvieuse alors qu'il devrait être normalement croissant s'il n'y avait pas cette période. Il n'y a aucun doute que la longueur de rugosité de surface est un facteur déterminant dans ces processus mais il ne peut pas les expliquer complètement (figure 3).

Pour avoir une explication plus réaliste, nous avons ajouté au tableau 1 les moyennes suivantes : radiation solaire \bar{R}_s , l'humidité relative \bar{R}_h , la vitesse du vent \bar{U} , la température de l'air \bar{T} et l'albédo de surface $\bar{\alpha}$. Le tableau 2 obtenu a été analysé en composante principale ACP.

La matrice de corrélation (tableau 3) montre que la vitesse moyenne du vent et l'albédo ne sont pas bien corrélés avec les autres variables. Concernant les termes du bilan d'énergie, nous pouvons noter que le flux de chaleur sensible décroît avec la longueur de rugosité de surface z_0 comme indiqué précédemment ($R^2 = -0.87$), augmente avec la radiation solaire ($R^2 = 0.94$), décroît avec l'humidité relative ($R^2 = -0.87$) et croît avec la température de l'air ($R^2 = 0.87$). Ces résultats paraissent logiques mais moins évidents avec le flux de chaleur latente. En effet, le flux de chaleur latente décroît avec la radiation solaire et la température de l'air ($R^2 = -0.72$ et -0.62) et augmente avec l'humidité relative ($R^2=0.94$). Ce comportement de la

date	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{U} (m/s)	\overline{T} (°C)	$\overline{\alpha}$
22Nov-09Déc-02	0.144	56.10	21.65	474.87	17.80	1.56	25.12	0.20
22Fév-11Mars03	0.13	68.42	18.72	527.48	19.00	2.42	26.84	0.25
27Mai-10Juin03	0.181	27.37	65.79	433.62	75.00	2.21	24.42	0.29
26Juin-16Juillet03	0.22	29.67	96.89	414.56	86.47	2.29	23.16	0.32
16Juillet-03Août03	0.3	19.09	84.33	396.73	87.69	2.20	23.10	0.30
03Août-22Août03	0.326	16.17	86.78	403.50	89.82	1.99	22.82	0.28
22Août-03Sept03	0.314	16.21	81.20	397.13	91.17	1.98	22.45	0.20
09Sept-28Sept03	0.282	21.46	112.85	399.36	80.08	1.78	23.67	0.16
28sept-23Oct03	0.211	24.43	98.21	415.56	82.79	1.79	24.74	0.15
23Oct-06Nov	0.194	57.29	61.63	513.27	67.96	1.87	26.42	0.15
06Nov-20Nov03	0.131	56.92	31.86	458.41	15.88	1.68	26.64	0.15
12Déc-31Déc03	0.115	49.40	15.50	454.25	24.57	2.44	24.18	0.19
01Janv-21Janv04	0.135	46.00	14.82	445.01	22.62	2.36	25.13	0.21
21Janv-11Fév04	0.128	57.06	19.06	472.06	21.33	2.67	24.93	0.20

Table 2: Variables de l'ACP

	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{U} (m/s)	\overline{T} (°C)	$\overline{\alpha}$
Zo(m)	1							
\overline{H} (w/m ²)	-0.870	1						
\overline{LE} (w/m ²)	0.842	-0.841	1					
\overline{Rs} (W/m ²)	-0.742	0.938	-0.719	1				
\overline{Rh} (%)	0.885	-0.883	0.939	-0.707	1			
\overline{U} (m/s)	-0.289	0.182	-0.359	0.160	-0.209	1		
\overline{T} (°C)	-0.763	0.871	-0.620	0.873	-0.709	-0.066	1	
$\overline{\alpha}$	0.304	-0.352	0.205	-0.284	0.349	0.436	-0.472	1

Table 3: Matrice de corrélation entre les différentes variables (obtenue en ACP);

En gras, les valeurs significatives au seuil =0.005

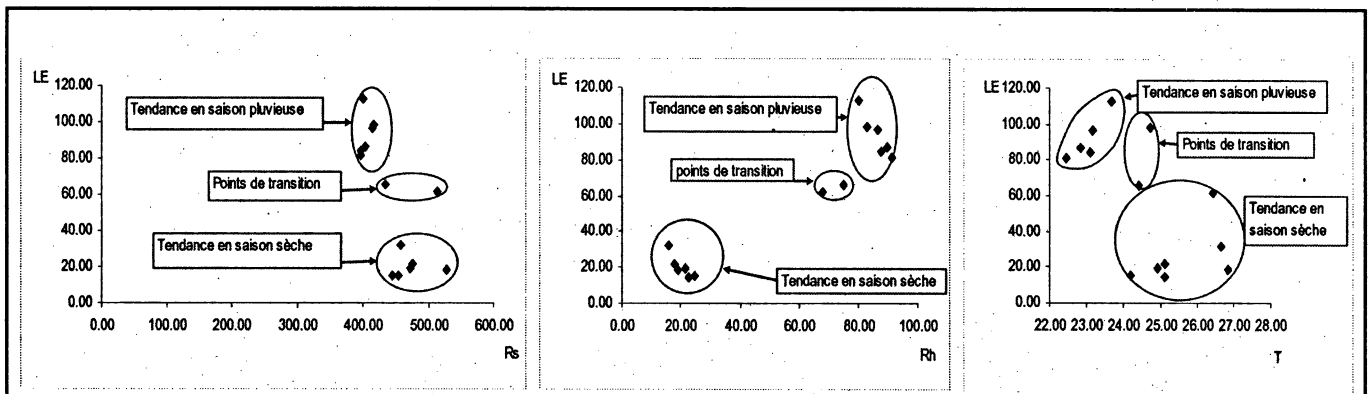


Figure 6 : Comportement du flux de chaleur latente selon la saison sèche et la saison pluvieuse

valeur moyenne du flux de chaleur latente sur une longue période, qui est en contradiction avec la tendance normalement décroissante sur la journée, oblige à faire une étude détaillée sur l'évolution du flux de

chaleur latente avec les différentes variables. Par conséquent, nous pouvons noter qu'il y a toujours deux tendances différentes dans chaque cas avec deux périodes de transition (le début et la fin de la

saison pluvieuse mai-juin et octobre-novembre). Elles sont en générale, croissantes sauf la tendance avec humidité relative qui décroît pour les deux périodes. Les deux tendances et les points de

date	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{T} (°C)
22Nov-09Déc-02	0.144	56.10	21.65	474.87	17.80	25.12
22Féb-11Mars03	0.130	68.42	18.72	527.48	19.00	26.84
06Nov-20Nov03	0.131	56.92	31.86	458.41	15.88	26.64
12Déc-31Déc03	0.115	49.40	15.50	454.25	24.57	24.18
01Jan-21Jan04	0.135	46.00	14.82	445.01	22.62	25.13
21Jan-11Fév04	0.128	57.06	19.06	472.06	21.33	24.93

Tableau 5: données de la saison sèches

	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{T} (°C)
zo(m)	1					
\overline{H} (w/m ²)	0.137	1				
\overline{LE} (w/m ²)	0.264	0.318	1			
\overline{Rs} (W/m ²)	0.113	0.937	-0.009	1		
\overline{Rh} (%)	0.612	-0.568	-0.868	-0.332	1	
\overline{T} (°C)	0.304	0.729	0.608	0.594	-0.769	1

Tableau 6: Matrice de corrélation entre les variables en saison sèche

date	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{T} (°C)
26Juin-16Juillet03	0.22	29.67	96.89	414.56	86.47	23.16
16Juillet-03Août03	0.3	19.09	84.33	396.73	87.69	23.10
03Août-22Août03	0.326	16.17	86.78	403.50	89.82	22.82
22Août-03Sept03	0.314	16.21	81.20	397.13	91.17	22.45
09Sept-28Sept03	0.282	21.46	112.85	399.36	80.08	23.67
28Sept-23Oct03	0.211	24.43	98.21	415.56	82.79	24.74

Tableau 7: données pour la saison pluvieuse

	zo(m)	\overline{H} (w/m ²)	\overline{LE} (w/m ²)	\overline{Rs} (W/m ²)	\overline{Rh} (%)	\overline{T} (°C)
zo(m)	1					
\overline{H} (w/m ²)	-0.920	1				
\overline{LE} (w/m ²)	-0.490	0.532	1			
\overline{Rs} (W/m ²)	-0.877	0.795	0.309	1		
\overline{Rh} (%)	0.559	-0.511	-0.939	-0.307	1	
\overline{T} (°C)	-0.738	0.506	0.616	0.609	-0.797	1

Tableau 8: Matrice de corrélation entre les différents variables en saison pluvieuse

transition pris ensemble entraînent une décroissance globale du flux de chaleur latente avec la radiation solaire, la température et une croissance globale avec l'humidité relative (figure 6).

Pour une meilleure compréhension, nous avons divisé le tableau 2 en deux parties après avoir enlevé les variables \overline{U} et $\overline{\alpha}$ parce qu'elles n'étaient pas bien corrélées

avec les autres variables et les deux points de transition qui perturbaient l'évolution normale des variables étudiées. Le tableau 5 contient les données pour la saison sèche et le tableau 7 les données pour la saison pluvieuse. Chaque tableau a été analysé en composante principale ACP et les résultats sont les suivants :

1 - En saison sèche, la longueur de rugosité de surface n'est pas un

facteur déterminant pour le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente. La matrice de corrélation montre que la radiation solaire et la température de l'air sont les deux variables qui augmentent le flux de chaleur sensible ($R^2 = 0.94$ et 0.73) mais il décroît avec l'humidité relative ($R^2 = 0.57$). Également, le flux de chaleur latente est déterminé par la température de l'air avec laquelle il croît ($R^2 = 0.61$) et l'humidité relative avec laquelle il décroît ($R^2=0.87$).

2 - En saison pluvieuse, le flux de chaleur sensible est influencé par la longueur de rugosité de surface zo avec laquelle il décroît fortement ($R^2 = - 0.92$). Par contre il décroît légèrement avec l'humidité relative ($R^2 = - 0.51$) et croît avec la radiation solaire ($R^2 = 0.80$) et la température de l'air ($R^2 = 0.51$). Quant au flux de chaleur latente, il peut être exprimé par deux variables climatiques, c'est-à-dire par la température de l'air ($R^2 = 0.62$) et l'humidité relative ($R^2 = -0.94$).

Le tableau 8 montre aussi qu'un accroissement de longueur de rugosité de surface entraîne une forte baisse du flux de chaleur sensible et une baisse du flux de chaleur latente pas aussi significative au regard du coefficient de détermination ($R^2 = - 0.49$) pendant la saison pluvieuse. Ainsi, en terme d'influence sur la disponibilité des ressources en eau, un accroissement de la longueur de rugosité de surface réduit l'évapotranspiration, ce qui peut entraîner une bonne recharge de la nappe si les écoulements de surface ne sont pas trop importants. Par conséquent, des investigations

devraient être effectuées pour déterminer les écoulements de surface et la variation de stock dans le sol pendant la saison pluvieuse.

CONCLUSION

Les résultats obtenus montrent qu'il y a une bonne corrélation entre la longueur de rugosité de surface z_0 et les principaux termes du bilan d'énergie. Elle diminue le flux de la chaleur sensible et augmente le flux de chaleur latente sur l'ensemble de la série de données mais ce résultat est discutable lorsque nous faisons une étude détaillée sur les deux principales saisons qui caractérisent la zone d'étude. Par conséquent, on constate pendant la saison sèche que la longueur de rugosité de surface n'est pas bien corrélée avec les flux de chaleur sensible et latente mais elle influence très négativement le flux de chaleur sensible en saison pluvieuse. Nous pouvons déterminer le flux de chaleur sensible pendant cette période si nous connaissons la longueur de rugosité de surface z_0 , la radiation solaire, la température de l'air et humidité relative. Cependant, la longueur de rugosité de surface z_0 ne donne aucune relation intéressante avec le flux de chaleur latente ni en saison sèche, ni saison pluvieuse. Par contre une corrélation apparaît lorsque nous prenons les deux périodes ensemble. Cette corrélation est vraisemblablement liée aux périodes de transition entre la saison sèche et pluvieuse. Les points correspondant à ces périodes de transitions se positionnent entre le nuage de

points correspondant à la saison sèche et ceux correspondant à la saison des pluies et ils donnent l'impression d'une allure continue de la courbe. Ainsi nous aurons besoin d'avoir des données sur une longue période (au moins sur deux saisons sèches et pluvieuses) pour avoir plus de précision sur les différentes corrélations observées dans cette étude.

En terme de disponibilité des ressources en eau, nous avons vu que l'augmentation de la longueur de rugosité de surface entraîne une baisse du flux de chaleur latente (ou du taux d'évapotranspiration) en saison pluvieuse même si elle n'est pas assez significative. Si les écoulements de surface ne sont pas assez importants, cette réduction peut conduire à une bonne recharge de la nappe. Pendant la saison pluvieuse prochaine, quelques activités sont prévues pour mesurer les écoulements de surface et la variation de stock d'eau dans le sol ce qui permettra d'avoir une bonne conclusion quant à l'impact de la longueur de rugosité de surface sur la disponibilité des ressources en eau

REMERCIEMENTS

Cette étude est financée par le projet VINVAL (EU-INCO Contract ICA4-CT-2001-10047) et les différents partenaires (Alterra, INERA, CRI, ZEF, LEI, Timesis). Nous remercierons très particulièrement l'Institut de l'Environnement et de la Recherche Agricole (INERA) et le Centre de Recherche pour le développement (ZEF) pour leurs appuis.

BIBLIOGRAPHIE

Bozier, K., 2002: Aerodynamic Roughness length and Zero Plane Displacement Height. Available at <http://www.ties.salford.ac.uk/people/keb/rskb1.html>. (Last updated June 2002).

Brutsaert, W., 1982: Evaporation into the Atmosphere-Theory, History, and Application. Cornell University, D. REIDEL PUBLISHING COMPANY, Dordrecht, Holland.

Calder, I.R., 1993: Hydrologic effect of land-use changes. Handbook of hydrology. McGraw-hill, New York;

Elbers, J.A., 2002: Eddy correlation system Alterra; User manual. Wageningen, Alterra. Martano, P., 1992: Estimation of Surface Roughness length and Displacement Height from Single-Level

Sonic Anemometer Data. J. Appl. Meteo., 39, 708-715.

Meijninger, W., Moene, A., Hartogensis, O., De Bruin, H., Heusinkveld, B., 2000: User manual and technical information. Wageningen, Meteorology and Air Quality Group.

Musy, A., Laglaine, V., 1992: Hydrologie générale. Cours Polycopié, EPFL, Lausanne.

Monin, A. S. & Obukhov, A. M., 1954: Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere; Tr. Geo_z. Inst. Akad. Nauk SSSR 151, 163-187.

Obukhov, A. M., 1946: Turbulence in an atmosphere with inhomogeneous temperature. Trans. Inst. Teoret. Geo_z. Akad. Nauk SSSR 1, 95-115.

Industrial Facilities. Available at <http://www.cppwind.com/papers/surface.pdf>. Last updated 2003.