



# **Evaluation des flux d'évapotranspiration par scintillométrie à l'échelle du bassin versant**

Adrien Guyot<sup>1</sup>  
Soutenance de master 2R, STUE

Février-Juin 2006  
Version 3.0

Encadrant : Jean-Martial Cohard  
Co-encadrant : Sandrine Anquetin

<sup>1</sup>adrien.guyot@laposte.net

# Table des matières

# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Contexte de l'étude

L'estimation de l'évapotranspiration réelle pour une saison, ou une année s'avère être une donnée importante pour la compréhension de cycles climatiques. Dans le cadre du programme AMMA-CATCH (Analyse Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), un scintillomètre a été installé en juin 2005 sur le bassin versant de l'ARA, intégré dans le super-site de la Donga, au Bénin. Il délivre des données de façon opérationnelle depuis janvier 2006. Des mesures météorologiques, ainsi que des températures dans le sol sont également disponibles, dans le cadre du projet d'instrumentation du super-site du bassin de l'Ouémé.

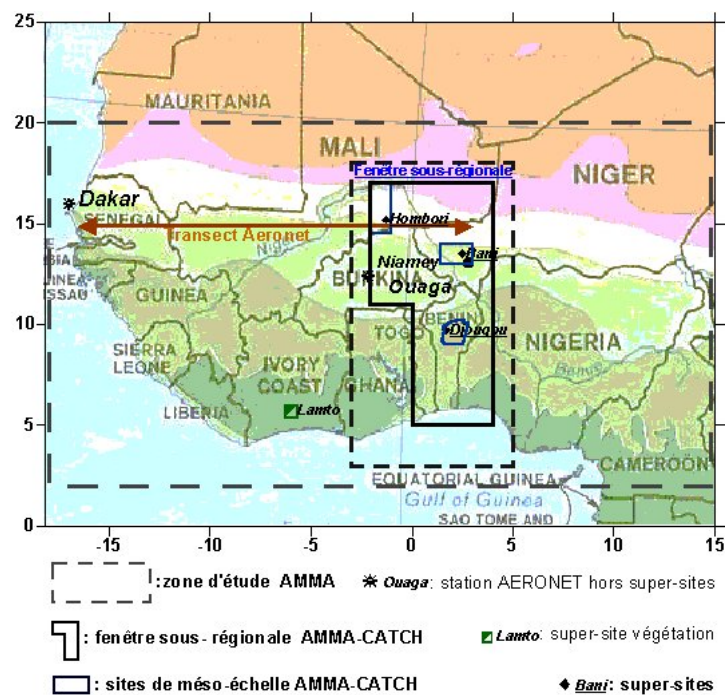


FIG. 1.1 – Zone d'étude d'AMMA (d'après <http://www.amma.org>).

## 1.2 Objectifs

### 1.2.1 Etat des lieux et travail effectué

L'état actuel des connaissances permet d'estimer un flux de chaleur sensible intégré à l'échelle de quelques kilomètres par scintillométrie (Meijninger et al. (2002) (?)). Cependant, les études faites en ce sens n'ont été réalisées que dans des cas de relative homogénéité. Dans le cas de Meijninger et al. (2002) le terrain était plat, et possédait une hétérogénéité faible. L'étude présentée ici s'attache à savoir comment appliquer ces méthodes à une zone accidentée et très hétérogène.

Dans un second temps, il est possible, par bilan énergétique, d'obtenir un flux de chaleur latente également intégré, caractéristique d'un bassin versant.

### 1.2.2 Poursuite des investigations

L'objectif de ce travail est dans un premier temps, d'accéder au flux de chaleur sensible  $H$ , de manière la mieux contrainte possible. Ensuite, il s'agit de faire le bilan énergétique permettant de calculer un flux de chaleur latente, et donc l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant.

En premier lieu, il convient de développer et améliorer l'interface, permettant l'exploitation des données scintillométriques et météorologiques, permettant d'accéder au flux de chaleur sensible. Ce flux est une valeur intégrée sur le bassin. Afin d'effectuer le bilan énergétique, il va falloir estimer les deux autres composantes du Bilan, à savoir le flux dans le sol  $G$ , et le rayonnement net  $R_n$ . Afin de mieux contraindre certains paramètres, il sera nécessaire d'obtenir des données supplémentaires, de végétation, de structure du sol ainsi que de topographie. Pour cela, une mission sur le terrain est envisagée. L'étude porte sur une centaine de jours de février à avril, correspondant à la saison sèche. Cette période est intéressante du fait que l'ARA ne coule pas, et que à priori la recharge des nappes ne se fait pas. De plus, deux pluies sont intervenues au cours de cette période, rendant possible des observations sur l'impact de ces événements sur les termes du bilan.

Il sera présenté dans un premier temps les aspects théoriques et modèles décrivant le milieu étudié, à savoir la notion de couche limite et la théorie des similitudes. La théorie de la scintillométrie sera ensuite développée dans un second temps. On présentera ensuite l'étude du bassin de l'ARA. Tout d'abord, une présentation du contexte et des instrumentations sera faite, pour aborder dans un second temps l'acquisition et le traitement des données pour les différents termes du bilan d'énergie.

Enfin, l'analyse des résultats sera présentée, et l'on abordera les perspectives nombreuses de cette étude.

# Chapitre 2

## Approche théorique

Il convient dans un premier temps de décrire le milieu étudié, soit la couche limite atmosphérique, afin d'identifier les mécanismes entrant en jeu dans le cas d'un bilan énergétique.

### 2.1 Couche limite atmosphérique

#### 2.1.1 Le forçage dynamique

La couche limite atmosphérique (CLA (voir tables des symboles TAB.?? en Annexe.??)) est la portion d'atmosphère directement en contact avec le sol ; C'est entre le sol et la CLA que se situe l'interface ou se produisent les Echanges Energétiques entre les deux milieux. La CLA peut être décomposée en tant que trois sous divisions, à savoir une sous-couche rugueuse (SCR), une couche de surface (profil suradiabatique) et la couche limite d'Eckman (gradient proche de l'adiabatique). La couche d'Eckman est limitée en sa partie supérieure par une couche stable (appelé aussi couche d'inversion). Le développement de la turbulence permet de dissiper l'énergie cinétique (quantité de mouvement) et de transférer de la chaleur de la surface (flux de chaleur sensible et latente) vers l'atmosphère.

#### 2.1.2 Les échanges énergétiques à l'interface sol-atmosphère

Considérons le système SCR (Sous couche rugueuse)-Sol. Le forçage extérieur tient à l'alternance jour/nuit, se traduisant par un cycle diurne du rayonnement incident. Si l'on se place à l'interface de ce système, les échanges énergétiques possibles sont les suivants : Le flux de chaleur  $G$ , dû à un gradient de température entre SCR et Sol s'exprime par conduction, le rayonnement d'une couche vers l'autre  $R_n$ , le flux de chaleur sensible  $H$ , se traduisant par de la convection, produit des gradients de température en surface, et enfin le flux de chaleur latente  $L_e$ , dû au changement d'Etat de l'eau au niveau de l'interface. On peut écrire un bilan énergétique à l'interface (FIG.??) (??) :

$$R_n = H + L_e + G \quad (2.1)$$

Les différents termes du rayonnement sont estimés par des mesures directes. La difficulté réside dans l'évaluation des flux turbulents. Si l'on suppose les flux de chaleur sensible et latent conservatifs, et égaux à ceux de la CLS, on peut les mesurer dans la couche rugueuse.

Les termes du bilan d'énergie à la surface sont susceptibles de présenter une considérable amplitude de variation avec :

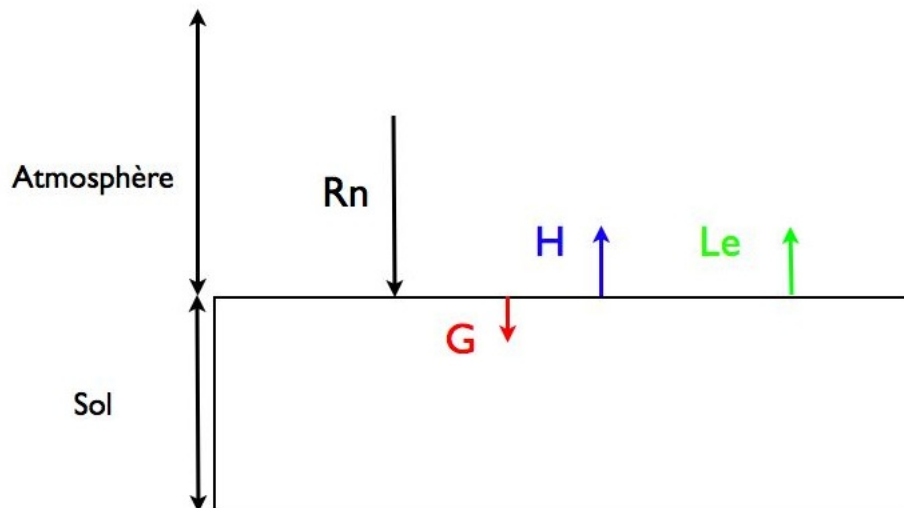


FIG. 2.1 – Bilan énergétique à l'interface sol-atmosphère.

- la latitude, l'environnement géographique, la topographie.
- les régimes climatiques, le cycle diurne, l'ensoleillement et la nébulosité atmosphérique.
- l'état structural et hydrique de la surface et les propriétés thermo-hydrodynamiques du sol.
- les paramètres thermodynamiques de la couche de surface et de la couche limite atmosphérique.

### 2.1.3 La sous couche rugueuse (SCR) - Théorie des similitudes

Cette portion d'air directement en contact avec le sol ou la végétation est celle où s'effectuent les échanges de masse et d'énergie avec le sol. La SCR est très influencée par l'état de la surface sous-jacente. Les caractéristiques de cette couche (profil de vent, échanges énergétiques...) dépendent donc fortement du couvert végétal, de la topographie, des conditions hydriques... Par conséquent, les échanges entre sol et atmosphère sont très variables d'un lieu à un autre. Pour une surface homogène, le profil de vent est logarithmique, fortement influencé par la rugosité proche du sol.

L'analyse dimensionnelle montre que dans une couche limite, le flux étant constant, les échanges turbulents ne sont fonction que d'une seule grandeur adimensionnelle, à savoir  $\frac{z}{L_{mo}}$ , où  $L_{mo}$  est la longueur de Monin Obukhov.  $\frac{z}{L_{mo}}$  représente la stabilité, rapport de la production thermique sur la production dynamique d'énergie cinétique turbulente. Pour cela, on définit les grandeurs caractéristiques des échanges turbulents par l'intermédiaire de fonctions de  $L_{mo}$ . Il faut alors définir des échelles de variations, représentant l'état de la couche considérée. Ces échelles sont caractéristiques des échanges.

1. Echelle de variation de la vitesse  $u_*$  (voir tables des symboles en annexe.??), caractéristique du flux de quantité de mouvement.

$$u_* = -\overline{u'w'}^{1/2} \quad (2.2)$$

2. Echelle de variation de la température  $T_*$ .

Le flux de chaleur sensible  $H$  peut s'exprimer en fonction des fluctuations de vent et de température ; il est ainsi le produit des échelles de température ( $T_*$ ) et de vent ( $u_*$ ) suivant (??) :

$$H = \rho C_p \overline{u' \Theta'} = \rho C_p u_* T_* \quad (2.3)$$

Ce qui conduit à l'expression de  $T_*$  (??) :

$$T_* = \frac{\overline{u' \Theta'}}{u_*} \quad (2.4)$$

3. De même, l'échelle de variation de l'humidité  $q_*$  est donnée par (??) :

$$q_* = -\frac{\overline{w' q'}}{u_*} \quad (2.5)$$

La longueur de Monin-Obukhov s'écrit alors en fonction des échelles de température et de vitesse suivant (??) :

$$L_{mo} = \frac{u_*^2 T_*}{g K_v} \quad (2.6)$$

avec  $K_v$  et  $g$ , constante de Von Karman et accélération de la pesanteur respectivement.

Il est alors possible d'exprimer la variation de vent avec l'altitude en fonction de la stabilité suivant (??) :

$$\frac{\frac{\partial u}{\partial z}}{\frac{u_*}{z}} = \varphi_u \left[ \frac{z}{L_{mo}} \right] \quad (2.7)$$

Si l'on intègre l'équation (??) dans le cas de la neutralité ( $\phi = 1$ ), on obtient le profil de vent logarithmique pour une surface homogène (??) :

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \ln \left[ \frac{z}{z_0} \right] \quad (2.8)$$

Si l'on considère un sol recouvert par une végétation de hauteur  $h$ , on peut assimiler la surface comme étant surélevée d'une hauteur de déplacement ( $d$ ) caractéristique de la végétation, et par un simple changement de coordonnées, obtenir un nouveau profil de vitesse (??) (??) .

$$u(z - d) = \frac{u_*}{k} \ln \left[ \frac{z - d}{z_0} \right] \quad (2.9)$$

## 2.2 La Scintillométrie

Lorsqu'une onde électromagnétique traverse un milieu hétérogène, son amplitude et sa phase s'en trouvent affectées. Ces modifications, ou variances du signal peuvent être reliées aux paramètres caractéristiques du milieu considéré. En effet, si l'on considère une masse d'air, représentée comme une juxtaposition de tourbillons de température (T), humidité (Q) propres formant un ensemble hétérogène en mouvement, cette hétérogénéité peut se traduire par une fluctuation des indices de réfraction de l'air. Nous allons voir par la suite comment l'on peut aboutir à une quantification d'un flux de chaleur sensible à une échelle donnée par une mesure de la variance d'une onde EM.

Il existe plusieurs méthodes permettant d'obtenir le flux de chaleur sensible ; La mesure par scintillométrie se distingue cependant par le fait que l'on effectue une mesure intégrée, c'est à dire reflétant l' hétérogénéité du milieu étudié.

**Statistique de la turbulence** La théorie de la turbulence a été introduite par les travaux de Kolmogorov en 1941. La conception proposée alors présente la cinétique des mouvements atmosphériques comme une cascade de tourbillons, des plus grands aux plus petits, jusqu'à dissipation des derniers sous forme de chaleur. Obukhov a montré que la fonction de structure pour l'indice de réfraction s'exprime ainsi (??) :

$$D_n(\rho) = cte (\epsilon \rho)^{2/3} = C_n^2 \rho^{2/3} \quad (2.10)$$

Cette fonction de structure caractérise la corrélation entre les valeurs de l'indice de réfraction en deux points distants de  $\rho$ .  $C_n^2$  est le paramètre de structure pour l'indice de réfraction de l'air (n).

**Propagation d'une onde dans un milieu turbulent** Le scintillomètre à large ouverture est constitué d'un émetteur et d'un récepteur. L'émetteur est une source incohérente de longueur d'onde de 880 nanomètres (proche IR). Le récepteur reçoit un signal EM perturbé par l'hétérogénéité de l'indice de réfraction du milieu traversé, ce qui se traduit par des variations d'intensité du signal. Une photodiode mesure ces variations. L'intégration sur le parcours de l'équation de propagation d'une onde EM dans un milieu où la turbulence est modélisée par la loi de Kolmogorov ( $K^{-5/3}$ ) permet d'exprimer une relation entre ces variations.

La relation entre la statistique de propagation de l'onde EM  $\sigma_x^2$ , et la turbulence atmosphérique (Le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air  $C_n^2$  moyen sur le parcours) est alors exprimé par (??) :

$$\sigma_x^2 = 0,223 C_n^2 D^{-7/6} L^3 \quad (2.11)$$

où D est l'ouverture optique de l'émetteur, et L est la distance émetteur-récepteur. Le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air peut être exprimé en fonction des fluctuations d'humidité et de température du milieu (??) :

$$C_n^2 = \frac{A_T^2}{T} C_T^2 + \frac{A_T^2 A_Q^2}{TQ} C_{TQ} + \frac{A_Q^2}{Q^2} C_Q^2 \quad (2.12)$$

Les variables  $A_T$  et  $A_Q$  dépendent de la longueur d'onde du signal EM, de la température absolue T, et de l'humidité absolue Q et de la pression P. Dans le domaine de l'IR proche,

le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air  $C_n^2$  dépend essentiellement des variations de température et très faiblement des fluctuations d'humidité. Dans le cas d'une mesure scintillométrique LAS, on peut approximer  $C_n^2$ , en tenant compte des fluctuations d'humidité à travers le rapport de Bowen  $\beta$  (On assume des fluctuations d'humidité et de température parfaitement corrélées) suivant (??) (Moenne (??)) :

$$C_n^2 = \left[ \frac{\gamma P}{T^2} \right]^2 C_T^2 \left[ 1 + \frac{0,031}{\beta} \right]^2 \quad (2.13)$$

$\gamma$  est un coefficient caractéristique de l'indice de réfraction de l'air ( $\gamma = 7.910^{-7} KPa^{-1}$ ) qui dépend de la longueur d'onde de l'onde EM.

$C_T^2$  et l'échelle de température  $T_*$  s'expriment en fonction de la longueur de Monin-Obhukov et de la hauteur du faisceau par rapport à la végétation sous-jacente par (??) : Comme pour toute grandeur, la théorie des similitudes permet de relier  $C_T^2$  à une fonction de  $\frac{z}{L_{mo}}$ .

$$\frac{C_T^2}{T_*^2} = (z - d)^{-2/3} g \left[ \frac{z - d}{L_{mo}} \right] \quad (2.14)$$

où  $z$  et  $d$  correspondent respectivement à la hauteur du trajet optique par rapport au sol, et à la hauteur de déplacement. Il en résulte la nécessité d'exprimer une hauteur  $(z-d)$  moyenne, pondérée par la fonction poids de la mesure scintillométrique  $W(u)$  (Lagouarde (?), Wekker (1996), Hartogensis (1997), Chebouni et al. (2000), Meijninger et De Bruin (1996)). Chebouni et al. (2000)(?) ont montré que cette hauteur pouvait s'exprimer par (??) :

$$(z - d)_{eq} = \left[ \int (z_u - d_u)^{-4/3} W(u) du \right]^{-3/4} \quad (2.15)$$

$z_u$  et  $d_u$  représentent la hauteur du trajet optique à la distance  $u$  de l'émetteur, et la hauteur de déplacement à cette même distance.  $g$  est une fonction universelle dont on trouve plusieurs expressions dans la littérature (voir en Annexe ??). Le choix a été fait de sélectionner l'expression de  $g$  correspondant le mieux aux conditions expérimentales de cette étude (Wyngaard et al. (1973)(?)).

L'échelle de vitesse s'exprime en fonction d'une valeur de vitesse du vent  $u_{sc}$  à la hauteur du faisceau scintillométrique suivant (??) :

$$u_* = \frac{K u_{sc}}{\left[ \ln\left(\frac{z_{sc}-d}{z_0}\right) - \Phi_M\left(\frac{z_{sc}-d}{L_{mo}}\right) \right]} \quad (2.16)$$

où  $\Phi_M$  est une fonction caractéristique de la stabilité de l'atmosphère.

**Du paramètre de structure au flux H** L'ensemble des équations (??), (??) et (??) permettent à l'aide d'une procédure itérative de calculer  $u_*$ ,  $T_*$  et  $\frac{z}{L_{mo}}$  et de ce fait de calculer H par (??).

Il faut noter que ces calculs nécessitent de connaître d'une part la stabilité de l'atmosphère à un instant  $t$ , et d'autre part de connaître le rapport entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente à travers  $\beta$ . Il est expliqué par la suite comment estimer ces paramètres.

Remarquons également qu'il existe certaines approximations dans le calcul du flux de chaleur sensible à partir du paramètre de structure de la température. La méthode décrite ci dessus est dite méthode itérative. Si l'atmosphère est parfaitement instable (i.e.  $\frac{z}{L_{mo}}$  tendant vers  $-\infty$ ), alors il est possible de faire l'hypothèse de convection libre menant à l'expression du flux de chaleur sensible se réduit à l'expression (??) :

$$H = \rho C_p b (z - d) \left[ \frac{g}{T_m} \right]^{1/2} (C_T^2)^{3/4} \quad (2.17)$$

où  $b = 0.57$  et  $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ .  $T_m$  étant la température moyenne de l'atmosphère.

## Chapitre 3

# Etude du bassin versant de l'ARA

### 3.1 Contexte

Le bassin versant de l'ARA est un sous bassin de l'Ouémé, d'une superficie d'une dizaine de kilomètres carrés. Il fait partie d'un "super-site AMMA", autour de la ville de Djougou, où l'instrumentation est importante à de nombreux niveaux. En effet, une étude complète est prévue sur ce site, cela implique tant des mesures de sol pour caractériser les processus hydrologiques que des mesures radar pour l'atmosphère. C'est dans ce cadre que l'on s'intéresse à quantifier les flux d'énergie à l'échelle de ce bassin, par scintillométrie notamment.

Cette zone est située dans le Nord du Bénin, et subit au cours de l'année un régime de mousson. On distingue une saison sèche de novembre à avril ; et une saison des pluies de mi-avril à septembre. La présente étude s'attache aux mesures effectuées de février à avril soit la deuxième partie de la saison sèche. L'ARA est une rivière intermittente qui ne coule pas en saison sèche. Cela simplifie le bilan en eau pour cette période (pas d'écoulement).

Deux événements pluvieux sont à signaler au cours de cette période : le 14 février à 22 heures 30, une pluie de 43 millimètres, et le 20 avril à 21 heures de 33 millimètres.

### 3.2 Dispositif expérimental

Le bassin versant de l'ARA est instrumenté dans le cadre du projet AMMA à divers niveaux (voir Annexe.??) :

1. Des mesures piezométriques sont effectuées sur un transect dans le bas du bassin versant, allant du lit de l'ARA jusqu'à la crête du bassin.
2. Des mesures de température dans le sol à 10, 20, 40, 60 et 100 centimètres sont effectuées à trois emplacements différents dans la partie Est du bassin.
3. Un mat météo enregistre des données courantes sur l'état de l'atmosphère ainsi que des températures dans le sol à 10 et 50 centimètres et précipitations (voir Annexe.??).
4. Un scintillomètre enregistre des données depuis l'été 2005, mais suite à des problèmes d'alimentation, n'est opérationnel que depuis février 2006.
5. Un anémomètre sonique sur le site de Nalohou I est installé sur un mat météo mais ne délivre pour le moment pas de données accessibles.
6. Des mesures de débit, des mesures de hauteur de nappe profondes et perchées sont effectuées.

7. Enfin, un dispositif de mesures RADAR est installé, comprenant un radar de pluie à Djougou, et un autre à Kopargo, entourant le bassin versant. Un UHF et un VHF sont également en cours d'installation dans le cadre de la campagne de mesures intenses (SOP) pendant l'été 2006. Ces données seront précieuses pour les études de bilan en eau au cours de la saison des pluies.

Une mission effectuée en avril 2006 a permis de recueillir des données supplémentaires à celles obtenues de façon opérationnelle et régulière. Un détail de cette mission est présenté en Annexe.??.

### 3.3 Obtention du flux de chaleur sensible H

Le chapitre précédant a introduit les bases de la scintillométrie. Il a été présenté comment calculer un flux de chaleur sensible H à partir de données de vent, rugosité et hauteurs de déplacement moyennes. Les mesures dont nous disposons sont des données locales. Il s'agit donc de définir comment passer d'une mesure caractéristique d'un ensemble discret, à une valeur moyenne sur l'ensemble de la zone traversée par le faisceau du scintillomètre. Il est explicité dans les sections suivantes la démarche adoptée.

#### 3.3.1 Discrétisation du bassin versant

La zone d'étude est définie par une topographie peu marquée, avec au Nord un relief assez fort (Dénivelé de 40 mètres, orienté Nord-sud, qui induit le contournement de l'ARA) et au Sud Est, des zones plates le plus souvent cultivées. Le bassin versant possède une hétérogénéité importante dans le type de couvert. Cependant, on peut distinguer trois grands types de végétation :

**Zone de cultures (C)** La partie inférieure du bassin est une zone mêlant cultures et zones boisées. Les cultures sont quelques fois en jachère, souvent abandonnées. A la saison sèche, le sol est à nu, et seul le relief modelé par les végétaux précédant la saison sèche persiste. En avril, les cultures d'ignames sont en terre (FIG.??).



FIG. 3.1 – Plantation d'ignames début avril.

**Savane arbustive (Sa)** Ce type de végétation consiste en un assemblage d'arbres et d'arbustes de toutes tailles, très clairsemé (FIG.??).



FIG. 3.2 – Vue panoramique autour du site 3, Savane arborée (SA). Le mat météo se distingue au centre.

**Savane arborée (SA)** Les arbres ne dépassent pas dix mètres, mais la végétation est assez dense, et la visibilité réduite. Ce type de couvert est surtout présent dans le Nord-Ouest du BV, où la topographie est plus marquée (FIG.??).

**Vision intégrée du couvert** En première approximation, une grandeur  $A^{global}$ , représentative de l'ensemble de la zone pourra s'écrire comme une combinaison linéaire des différents termes propres à chaque zone considérée, chacun pondéré par sa proportion vis à vis de l'ensemble. Ainsi, on écrit (??) :

$$A^{global} = \sum a_i A^i \quad (3.1)$$

Si l'on prend l'exemple du rayonnement net,  $R_n$  sur l'ensemble du bassin versant s'écrira comme (??) :

$$R_n^{global} = a_C R_n^C + a_{Sa} R_n^{Sa} + a_{SA} R_n^{SA} \quad (3.2)$$

avec,

$$a_C + a_{Sa} + a_C = 1 \quad (3.3)$$

les  $a_i$  désignant la proportion de chaque type de végétation par rapport à l'ensemble. Le tableau TAB.?? donne les proportions respectives pour les zones situées au sud et au Nord du transect du scintillomètre.

Type de couvert	Proportion relative Sud du transect	Proportion relative Nord du transect
Cultures (C)	0	0.29
Savane arbustive (Sa)	0.32	0.13
Savane arborée (SA)	0.68	0.58

TAB. 3.1 – Proportions relatives des types de couvert de part et d'autre du faisceau scintillométrique.

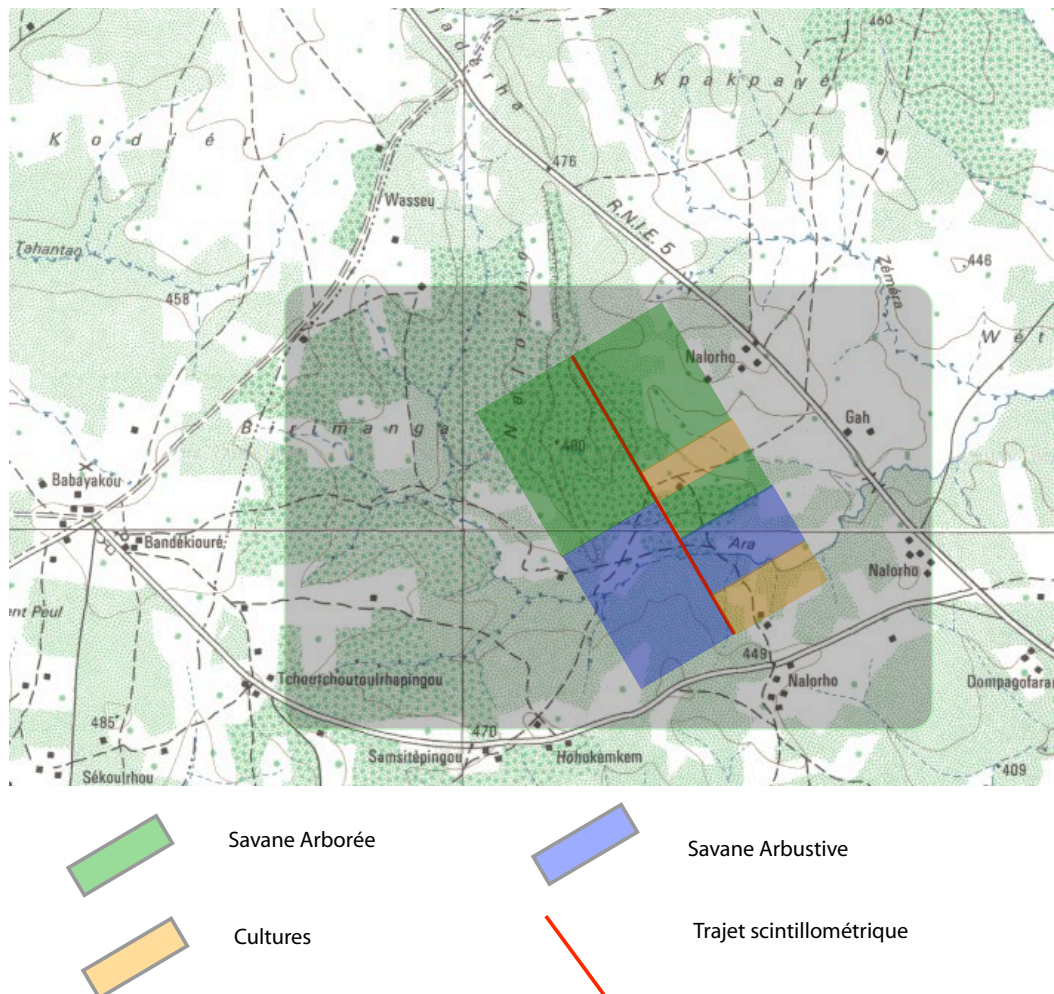


FIG. 3.3 – Le bassin versant et la discrétisation adoptée.

### 3.3.2 Hauteurs de déplacement $d$ et paramètres de rugosité $z_0$

Ayant défini les divers types de couvert, il convient désormais de leur attribuer des propriétés propres, à savoir paramètres de rugosité  $z_0$  et hauteurs de déplacement  $d$ . Au cours d'une mission en avril 2006 sur le BV nous avons procédé à des mesures de vent, de température et d'humidité à deux altitudes  $z_1$  et  $z_2$  sur chacun des sites couverts. Ces données permettent de calculer chacun des paramètres  $z_0$  et  $d$ . D'après les équations (??) et (??), on peut écrire une expression de la hauteur de déplacement  $d$  du lieu considéré (??) :

$$z_0 + d \simeq \exp \left[ \frac{u_2 \ln(z_1) - u_1 \ln(z_2)}{u_2 - u_1} \right] \simeq d \quad (3.4)$$

Où  $u_1$  et  $u_2$  sont les valeurs du vent aux altitudes  $z_1$  et  $z_2$ . La stabilité de l'atmosphère à l'instant  $t$  est donnée par (??) par combinaison de (??) et (??) et (??) :

$$\frac{z}{L_{mo}} = g \frac{(T_2 - T_1)}{\ln(z_2 - d) - \ln(z_1 - d)} \frac{z_m}{T_m} \frac{\phi_u \left( \frac{z}{L_{mo}} \right)^2}{\phi_T \left( \frac{z}{L_{mo}} \right)} \quad (3.5)$$

avec

$$z_m = \exp \left[ \frac{\ln(z_1) + \ln(z_2)}{2} \right] \quad (3.6)$$

et  $T_m$  (K) moyenne géométrique des températures aux hauteurs  $z_1$  et  $z_2$ . Le paragraphe développe une discussion sur la nécessité de bien connaître l'état de l'atmosphère à un instant donné.

Enfin, le paramètre de rugosité est défini suivant (??) :

$$z_0 = \exp \left[ \ln \left[ \frac{z_1 - d}{L_{mo}} \right] - \frac{u_1 \ln \left[ \frac{z_2 - d}{L_{mo}} \right]}{1 - \frac{u_1}{u_2}} \right] \quad (3.7)$$

On choisit de ne garder que les valeurs de  $z_0$  et  $d$  calculées pour une atmosphère neutre, soit pour une stabilité proche de zéro.



FIG. 3.4 – Vue panoramique autour du site 1, Savane arbustive (Sa).

### 3.3.3 Echelle de vent $u_*$

Afin d'obtenir une valeur du flux de chaleur sensible à un instant  $t$ , il est nécessaire d'avoir une valeur pour l'échelle de température d'une part, et une valeur de l'échelle de vent. La difficulté réside dans l'hétérogénéité de l'ensemble de la zone sous le faisceau. Le

Site	Type de couvert	Abréviation	$z_0$	$z_0 + d$
Nalohou site 0	Sol nu	SN	0.0059	0.0183
Nalohou site 1	Cultures	C	0.0003	0.0717
Nalohou site 2	Savane arbustive	Sa	0.0129	0.3968
Nalohou site 3	Savane arborée	SA	0.021	1.401

TAB. 3.2 – Hauteurs de déplacement et paramètres de rugosité pour les différents types de couvert.

Site	Type de couvert	Hauteur du capteur 1 m	Hauteur du capteur 2 m
Nalohou site 0	Sol nu	1.9	4.7
Nalohou site 1	Cultures	3.4	6.1
Nalohou site 2	Savane arbustive	3.4	6.1
Nalohou site 3	Savane arborée	4.4	6.1

TAB. 3.3 – Hauteurs des capteurs pour chaque site.

vent est mesuré au niveau de la station de Nalohou I, à une hauteur de deux mètres, sur un sol nu en saison sèche. Il faut pouvoir extrapoler cette valeur à l'ensemble du bassin versant. Pour ce faire, nous avons choisit tout d'abord de calculer une échelle de vent  $u_*^{local}$  caractéristique de la zone de mesure, suivant (??). Grâce à cette expression, nous pouvons alors calculer un vent à une altitude suffisamment haute pour que l'effet de l'hétérogénéité des surfaces ne se fasse plus sentir. Cette hauteur est définie comme hauteur de mélange, ou Blending Height,  $z_{bl}$  (FIG.??). Le vent calculé est nommé  $u_{bl}$  ((?)). Il faut désormais obtenir une échelle de vent représentative de l'ensemble du BV. Ceci nécessite la connaissance d'une rugosité moyenne, ainsi que d'une hauteur de déplacement moyenne. On procède à une pondération des rugosités et hauteurs de déplacement suivant (??) et (??). L'échelle de vent  $u_*^{global}$  ainsi obtenue est valable pour le trajet du faisceau, et permet le calcul d'un vent à la hauteur  $z_{scr}$  que l'on utilise pour le calcul de l'échelle de vent  $u_*$  (suivant ??), fonction de la stabilité de l'atmosphère.

### 3.3.4 Stabilité de l'atmosphère

Lors de cycles diurnes, d'événement atmosphérique particulier, ou autres, l'état de l'atmosphère peut varier. Celle-ci peut être stable, instable ou neutre. Pour une atmosphère stable, la longueur de Monin-Obhukov est positive, tandis qu'elle sera négative pour une atmosphère instable, et nulle pour le cas neutre. Ce paramètre peut être calculé par l'intermédiaire de l'échelle de température et de l'échelle de vent suivant (??) et (??), en procédant par itérations successives jusqu'à obtenir une stabilité convergente. Il est également possible de calculer une stabilité grâce à des mesures simultanées de vent et de températures à deux hauteurs différentes (??).

Le dispositif expérimental dont nous disposons ne permet pas d'avoir des mesures à deux hauteurs de manière opérationnelle.

Cependant sur la durée de la mission, soit une dizaine de jours, on dispose de mesures de stabilité par ces deux méthodes distinctes. L'analyse des résultats nous indiquent que la

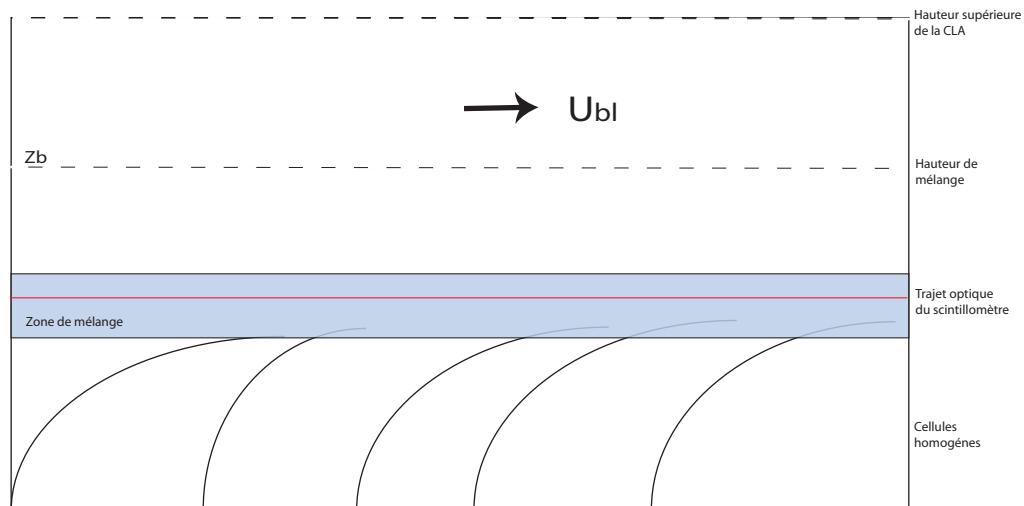


FIG. 3.5 – Représentation schématique des cellules sous-jacentes à la couche de mélange. On peut définir une hauteur  $z_b$  à laquelle le profil de vent sera identique pour l'ensemble des surfaces hétérogènes (d'après (?)).

méthode par mesure à deux hauteurs donne une instabilité de l'atmosphère le jour, et une stabilité la nuit (FIG.??). L'autre méthode ne donnant que des valeurs négatives de  $L_{mo}$ .

Il convient donc de déterminer comment définir l'état de l'atmosphère pour initier le calcul avec une valeur de stabilité supposée. L'hypothèse suivante est faite :

**Le jour** Soit pour un rayonnement net positif, le calcul de la stabilité est effectué selon (??) et (??) par itérations successives.

**La nuit** Soit pour un rayonnement net négatif, on applique un forçage à l'aide d'une Longueur de Monin-Obhukov positive et égale à 100 m (déterminée par les mesures faites pendant la mission).

Les problèmes résultants de cette hypothèse viennent du fait que : 1. Le passage de l'état stable à instable est mal défini, 2. Une atmosphère neutre la nuit ne pourra être envisagée, 3. Un événement la nuit ne sera pas pris en compte. Lorsque l'anémomètre sonique sera opérationnel, cette ambiguïté sera levée.

### 3.3.5 Calcul du flux H

Les particules d'air de taille différentes s'élèvent et passent devant le faisceau du scintillomètre. Les caractéristiques de ces différentes entités dépendent de la surface sur laquelle elles se sont développées puis celles sur lesquelles elles se sont déplacées. C'est pourquoi, il est important de connaître les zones au vent du scintillomètre pour calculer le flux de chaleur sensible en fonction des paramètres locaux de la végétation et du sol. Diverses études ont montré quelles zones étaient influentes dans la mesure par scintillométrie (Hsieh et al.(?)) (Meijninger et al.(?)). Il en ressort que le scintillomètre est surtout sensible aux phénomènes existants dans la zone centrale du faisceau (Meijninger et al.(?)). Pour obtenir un modèle

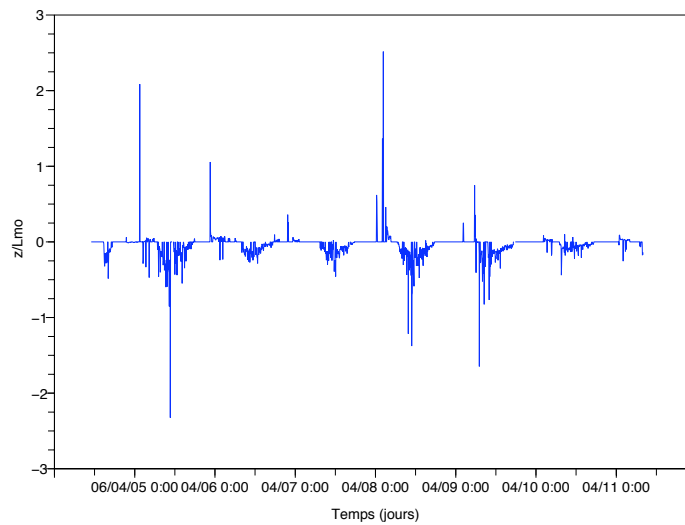


FIG. 3.6 – Stabilité de l’atmosphère lors de la mission en avril 2006, calculée avec deux hauteurs de mesures de vent et de température (voir eq.(??)).

de footprint sur relief complexe et couvert hétérogène, il faudrait réaliser des simulations 3D LES nécessitant des données topographiques à haute résolution. Compte tenu du temps disponible et des données de topographie et végétation dont nous disposons, nous avons en première approche envisagé de développer un modèle simple de discrétisation, en discriminant le vent en deux directions possibles :

**Cas 1** Perpendiculairement au faisceau venant du Sud.

**Cas 2** Perpendiculairement au faisceau venant du Nord.

A chaque instant  $t$ , suivant la direction du vent, on choisit des valeurs de  $\bar{z}_0$  et  $\bar{d}$  calculés en fonction des données du tableau TAB.?? et des équations (??), (??), et (??) en fonction des types de végétation différentes sous le vent. Pour une direction, il est calculé un paramètre de rugosité et une hauteur de déplacement caractéristique.

Une mesure de vent sert à calculer une échelle de vent pour la zone considérée. L’échelle de température et la stabilité sont déterminées par itérations successives jusqu’ à obtenir une convergence de  $L_{mo}$ .

Les données scintillométriques, c’est à dire  $\sigma_x^2$  sont enregistrées à la minute. Les mesures de météo sont des moyennes sur une demi-heure. Pour une échelle de température et une échelle de vent donnée, on dispose donc d’une trentaine de mesures scintillométriques. Seules les mesures aboutissant à un calcul convergent de  $\frac{z}{L_{mo}}$  sont gardées, et le flux H est moyenné sur une demi-heure à partir de ces seules valeurs.

## 3.4 Les autres composantes du bilan

### 3.4.1 Flux dans le sol G

L'estimation du flux de chaleur dans le sol est délicate. En effet, il est nécessaire de bien connaître le sol et ses caractéristiques d'une part, mais l'instrumentation et la prise de mesures dans ce milieu n'est pas chose aisée. La connaissance des températures à différentes profondeurs est du point de vue de la mesure une priorité. Ensuite, il s'agit de savoir comment intégrer les données, et quelles méthodes appliquer pour arriver à quantifier le flux en surface.

**Obtention du flux en surface** Pour obtenir le flux en surface à partir des données précédentes, trois méthodes peuvent être envisagées :

1. Interpolation du flux en surface (??). On calcule  $F_{15}$  et  $F_{30}$  à partir de  $T_{10}$ ,  $T_{20}$  et  $T_{40}$ . On interpole linéairement pour obtenir  $F_s$ , en supposant donc que le gradient entre les températures évolue linéairement.

$$F_z = \lambda \frac{T(z + dz) - T(z - dz)}{2dz} \quad (3.8)$$

2. Le flux en surface est la somme de deux termes (FIG.??) : Le stockage de l'énergie dans 15 centimètres et le flux à 15 centimètres  $F_{15}$ , calculé comme en (??). Le stockage est exprimé ainsi (??) :

$$S = \rho C_p \frac{T_{moycouche}(t + dt) - T_{moycouche}(t - dt)}{2dt} z \quad (3.9)$$

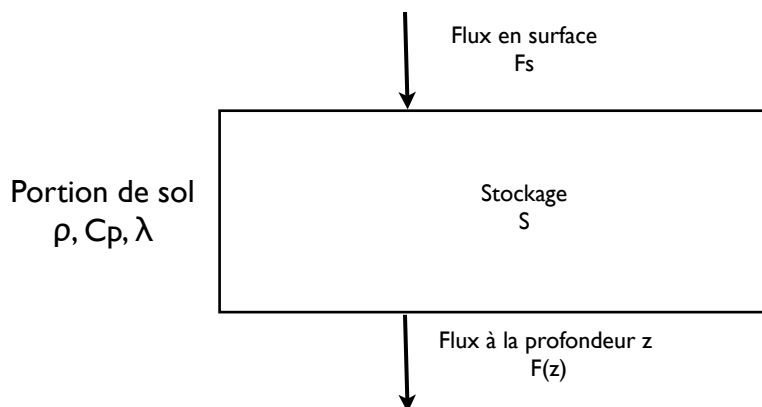


FIG. 3.7 – Méthode avec stockage pour une portion de sol : Stockage (S) = Flux en surface (Fs) - Flux à z (F(z)).

3. Le flux en surface peut être modélisé à partir de modèles de températures calé, d'après des données de températures en profondeur (??) :

$$F_s(z = 0) = -\lambda \frac{dT}{dz} = \omega \rho C_p \lambda^{1/2} \sin[\omega(t - t_m) + \pi/4] \quad (3.10)$$

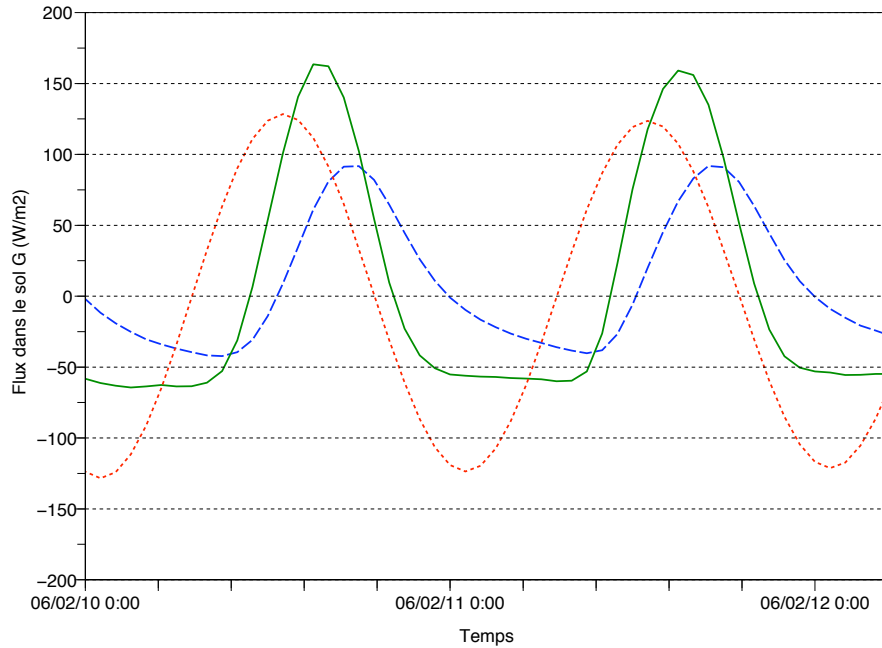


FIG. 3.8 – 1. En bleu, le flux interpolé en surface ; 2. En vert, une combinaison linéaire d'un terme de stockage et d'un flux calculé ; 3. Modèle de flux.

**Observations sur les températures** On dispose de températures mesurées par pas de une heure, à différentes profondeurs :  $T_{10}$ ,  $T_{20}$ ,  $T_{40}$ ,  $T_{60}$ ,  $T_{100}$  sur trois sites. On peut d'autre part obtenir une température de surface, en appliquant la loi de Stephan à partir de  $IR_{montant}$ , donnée à la demi-heure. Afin de vérifier la cohérence entre les données, on les a comparées avec un modèle théorique. Nous avons ensuite utilisé les variations d'amplitude et de déphasage pour estimer la diffusivité ( $\frac{\lambda}{\rho C_p}$ ) dans le sol afin de mieux contraindre le calcul du flux.

On choisit d'appliquer un modèle descriptif de la conduction thermique en régime périodique. Compte tenu de la latitude du site de mesure, proche de Djougou (Latitude : 9 42" N, Longitude : 1 40" E, Altitude : 439 m), on peut considérer une quasi-symétrie entre la durée du jour et celle de la nuit, en première approximation. Le modèle de température appliqué est le suivant (??) :

$$T_s = T_m + A_s \sin [w(t - t_m)] \quad (3.11)$$

où  $T_s$  est la température de surface à un instant  $t$ . Ce qui donne pour une profondeur  $z$  donnée (??) :

$$T(z) = T_m + A_s \exp \left[ \frac{z}{zd} \right] \sin \left[ \omega(t - t_m) - \frac{z}{zd} \right] \quad (3.12)$$

où

$T_m$ ,  $T_s(z)$ ,  $T(z,t)$  sont respectivement les températures moyenne de la surface, de la surface et à la profondeur  $z$ .

$\omega$  est la pulsation  $\omega = \frac{2\pi}{86400}$ .

$zd$  est la profondeur d'amortissement  $zd = (2kh/\omega)^{1/2}$ .

**Tm** est déterminé grâce aux conditions aux limites, soit pour  $z$  tendant vers l'infini, et  $T$  tendant vers  $T_m$ . On peut utiliser  $T_{10}$ ,  $T_{20}$ ,  $T_{40}$  ou  $T_{100}$ . Le choix est fait d'utiliser  $T_{10}$ .

**A(z)**  $A(z) = A_s \exp(\frac{z}{z_d})$ . On détermine  $A(z)$  pour chaque cycle (une journée) à  $z = 10$  cm. On en déduit  $A_s$ .  $A_s$  étant la demi-amplitude de l'onde thermique à la surface  $t_m$  instant de la journée ou  $T_s = T_m$ .

**tm** A une profondeur  $z$  donnée,  $\omega(t - tm) \frac{z}{z_d} = \pm \frac{\pi}{2}$  correspond au minimum ou au maximum de température. Connaissant le maximum de  $T_{10}$ , on en déduit  $t_m$ .

On note  $M_{10}$ , température à 10 cm d'après le modèle, et  $M_s$ , température en surface. Le calcul de la température en surface peut se faire en appliquant la loi de Stéphan à un corps noir (??), avec l'émissivité  $\epsilon$  égale à 0.97.

$$\epsilon \sigma T_s^4 = IR_{montant} \quad (3.13)$$

### Notes sur les températures obtenues par modèle, et températures mesurées

- a  $T_{10}$  et  $M_{10}$  diffèrent.  $T_{10}$  n'est pas parfaitement périodique, sinusoïdale.  $T_{10}$  croît plus rapidement que  $M_{10}$ , et décroît plus lentement. L'hypothèse du régime égal jour/nuit ne semble pas être vérifiée. L'amplitude est quant à elle bien représentée.
- b  $T_{IR}$  et  $M_s$  diffèrent nettement.  $T_{IR}$  représente certainement très mal les variations réelles de la température au sol. Le décalage temporel, faible s'explique par le fait que  $T_{IR}$  mesure la température à l'interface sol-atmosphère, caractéristique d'une zone de quelques mètres carrés, sujette à une hétérogénéité, de végétation, de relief, de phénomènes d'ombrage.  $M_{10}$  cherche à représenter  $T_s$ , du sol, sans végétation, soumis à un forçage périodique.

La non-correspondance en amplitude peut venir du fait que : a. Effectivement, le forçage n'est pas périodique, et donc serait réellement asymétrique, d'où la fausse symétrie du modèle. b. Les paramètres du sol, nécessaires à la modélisation de la température, ne sont pas bien contraints. En particulier, la diffusivité thermique, nécessaire pour obtenir  $z_d$ .

**Notes sur les flux en surface** Le modèle par interpolation semble avoir un décalage temporel par rapport au flux réel d'environ trois heures et demie. En effet, dans ce modèle, en interpolant, on suppose que la réponse à 10 centimètres est simultanée à celle en surface, or, suivant le modèle théorique, le déphasage est de  $\phi = z/z_d$ , soit pour  $z = 10$  cm,  $\phi = 179$  min. Egalement, une sous estimation du flux est faite lors de l'interpolation (hypothèse de linéarité des gradients).

Le modèle avec stockage est également décalé temporellement, du fait des mêmes raisons que précédemment, la prise en compte du stockage permettant de réduire le déphasage. Toutefois, pour estimer ce terme, il faudrait utiliser le profil complet de températures mesurées. Ici seule la température  $T_{10}$  a été utilisée. Ce modèle reproduit donc une inertie et non-symétrie jour/nuit en accord avec le forçage par rayonnement. Le stockage est cependant le point faible de ce modèle, car les paramètres ( $C_p$ ,  $\rho$ ,  $\lambda$ ) sont mals contraints. Néanmoins, ce modèle est le seul comparable au modèle en régime périodique.

**Choix de la méthode et améliorations possibles** Sur les trois méthodes, celle par interpolation est la plus éloignée de la réalité, à cause du décalage temporel et une sous estimation en amplitude.

A priori, la méthode par modélisation est temporellement au plus proche de la réalité. Mais elle est symétrique (jour/nuit), ce qui ne semble pas être le cas au vu de l'allure des températures à 10 centimètres (modèle et mesures). Un régime stable la nuit, avec une décroissance de flux lente en soirée, et pente forte en matinée semble plus réaliste. Cette méthode a été retenue pour sa plus grande justesse quantitative, malgré un faible décalage temporel que l'on peut aisément corriger.

Plusieurs points peuvent être améliorés pour affiner la précision de la méthode choisie.

En premier lieu, il conviendrait de mieux contraindre  $C_p$ ,  $\rho$ ,  $\lambda$ , par des mesures indépendantes sur des échantillons en laboratoire (Ces mesures sont en cours). Il est également possible de valider les flux à 15 centimètres par des mesures de terrain à l'aide de plaques à flux. On pourrait également imaginer un modèle de flux en surface plus détaillé, tenant compte du régime stable la nuit, en utilisant des séries de Fourier.

### 3.4.2 Rayonnement net $R_n$

La terre reçoit du soleil le spectre d'émission d'un corps noir à une température de 5600 degrés Kelvin. La haute atmosphère absorbe, réfracte ou diffuse une partie de ce rayonnement. Ainsi le rayonnement solaire incident est principalement concentré dans les courtes longueurs d'onde. De même, la Terre émet dans l'IR comme un corps noir à la température de 300 K.

Le rayonnement net est donné comme étant le rayonnement descendant auquel on soustrait le rayonnement montant, soit (??) :

$$R_{net} = R_{descendant}^{vis} + R_{descendant}^{IR} - R_{montant}^{vis} - R_{montant}^{IR} \quad (3.14)$$

Le rayonnement net dépend des propriétés de la surface : température, rugosité, relief, type de couvert...

Comme précédemment, nous avons donc distingué différentes zones du bassin en fonction du couvert. Nous avons comparé le rayonnement net mesuré sur chaque couvert avec celui de la station de référence ; cela nous a permis d'éliminer les différences de rayonnement pour chacun (FIG.??). Le rayonnement moyen est ensuite calculé par l'équation (??) pour obtenir une représentation approximative du rayonnement sur l'ensemble de la zone d'étude. La mission effectuée en avril a également permis de détecter et de corriger la mesure de rayonnement de Nalohou I et de lui apporter un coefficient de correction  $\alpha_0$ . Le tableau TAB.?? récapitule les coefficients adoptés, soit de correction  $\alpha_0$ , et de pondération pour chaque type de couvert  $\alpha_1, \alpha_2$  et  $\alpha_3$ .

Site	Type de couvert en saison sèche	Abréviation	Coefficient de correction $\alpha$
Nalohou site 0	Sol nu	SN	1.1
Nalohou site 1	Savane arbustive	Sa	0.99
Nalohou site 2	Cultures	C	0.96
Nalohou site 3	Savane arborée	SA	1.1

TAB. 3.4 – Sites de mesure, type de couvert et coefficients de correction du rayonnement.

## 3.5 Bilan d'énergie sur le Bassin Versant

### 3.5.1 Validité des résultats

Le bilan d'énergie est représenté pour une période de trente jours (FIG.??), et la figure FIG.?? présente un agrandissement sur une sous-période de dix jours de cet intervalle. Cette période d'une dizaine de jours comprend l'épisode de pluie du 14 février, et présente des valeurs de rayonnement sous-estimées dans les jours précédant la pluie (saleté des capteurs), ainsi qu'une absence de données scintillométriques les deux jours suivants. L'annexe.?? traite des incertitudes concernant les différents termes du bilan d'énergie, ainsi que de la résultante  $Le$ . Pour des raisons de clarté, les barres d'erreurs ne sont pas représentées sur les figures où figurent tous les termes du bilan. La validité des résultats peut être vue à plusieurs niveaux :

- En premier lieu, une estimation de la validité des données peut être faite de manière subjective ; A savoir si les valeurs sont celles auxquelles on s'attend, en termes de signe, d'ordre de grandeur...
- Une seconde approche consiste à comparer les données obtenues avec la méthode employée ici, à celles obtenues par un autre biais. Dans notre cas, cela voudrait dire estimer des valeurs de flux de chaleur latente par Eddy corrélation, ou par télédétection.
- Ensuite, il est envisageable de comparer les mesures obtenues à des modèles ou les conditions atmosphériques sont entrées.
- Il est enfin possible de comparer les données à des paramètres indirectement liés aux phénomènes auxquels on s'attache : Mesures de hauteurs de nappes, données pluviométriques... On procède alors par bilan de matière, mais ne connaissant pas tous les termes du bilan.

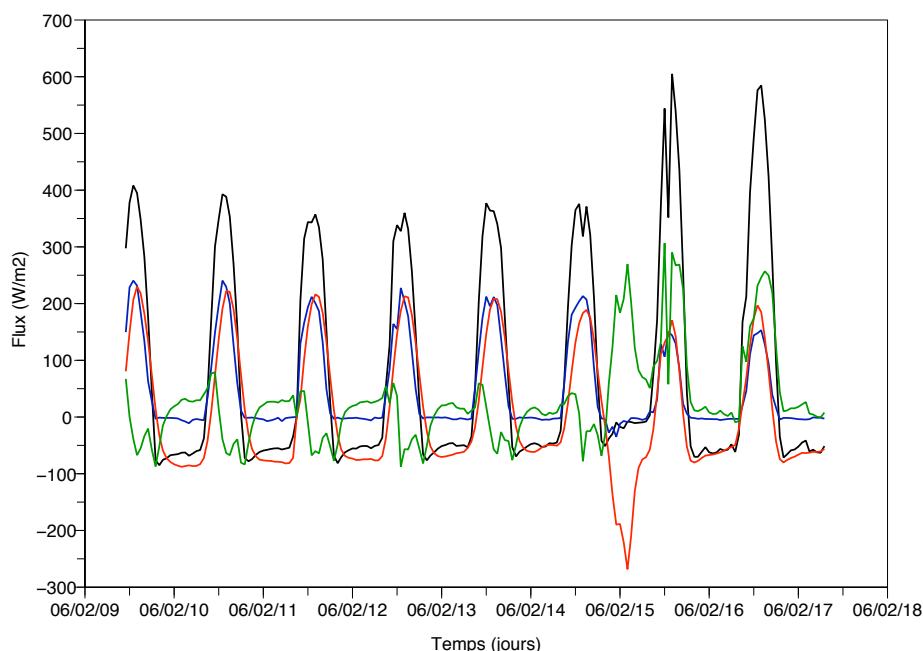


FIG. 3.9 – Bilan d'énergie sur une période d'une dizaine de jours de février, avant et après la pluie du 14. Le trait noir représente  $R_n$ , le trait rouge  $G$ , le trait bleu  $H$ , et la résultante  $Le$  est en vert.

Considérons la figure FIG.???. On remarque en premier lieu que le rayonnement est clairement trop faible d'une centaine de  $W/m^2$  avant la pluie du 14 février. Après la pluie,  $R_n$  est de l'ordre de 500 à 550  $W/m^2$  au plus fort dans la journée. Cette valeur est relativement faible en comparaison des valeurs que l'on peut mesurer un jour sans nuage en été sous nos latitudes. On peut expliquer cela par un fort rayonnement dans l'IR de la Terre, le sol étant très chaud.

Concernant le flux  $G$ , notons que celui-ci est très important en journée, aux alentours de 200  $W/m^2$ . La part du stockage est alors très importante, de l'ordre de 70 pour cent.

Le flux  $H$  est quasi nul la nuit (voir FIG.??); Cela est dû à l'hypothèse de stabilité la nuit. Les valeurs maximales sont conformes aux attentes pour des journées ensoleillées et vent faible ( $< 5$  m/s).

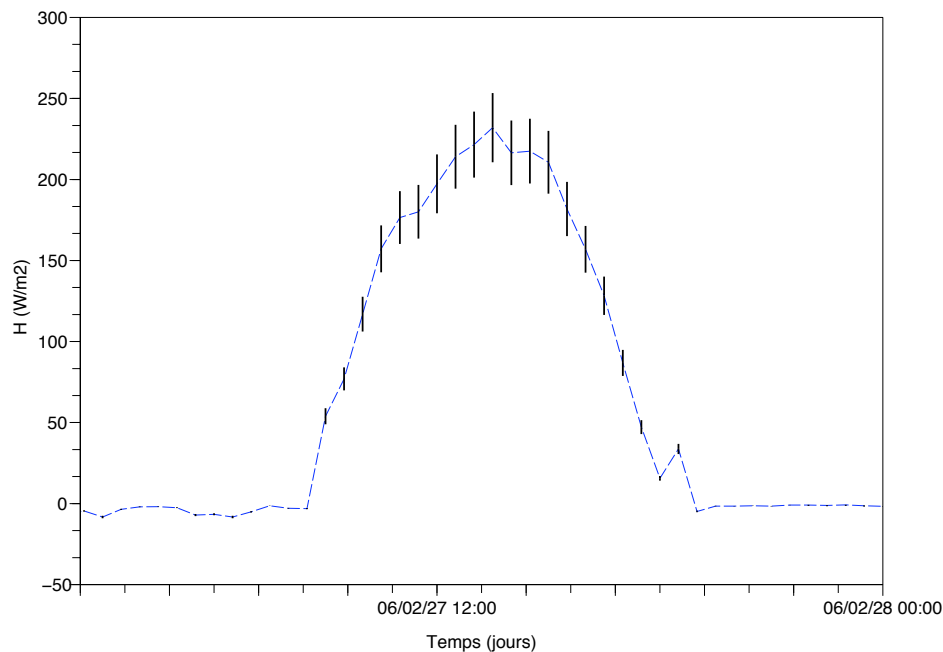


FIG. 3.10 – Flux de chaleur sensible  $H$  sur une journée (Le 27 février).

La figure FIG.?? présente le flux de chaleur sensible  $H$  avec les incertitudes associées (voir Annexe.??). Le flux calculé la nuit est nul du fait de la stabilité ( $\frac{z}{L_{mo}} = 0.2$ ). L'incertitude relative sur  $H$  est de l'ordre de 9 pour cent, ce qui amène une erreur sur  $H$  de 40  $W/m^2$  en journée.

L'épisode de pluie du 14 février se retrouve dans les différents termes du bilan. On peut observer un pic de chaleur latente après la pluie, dès la nuit. Le jour suivant révèle également des valeurs de flux  $L_e$  très fortes, alors que les flux de chaleur sensible et dans le sol sont plus faibles.

Le fait d'observer une chaleur latente proche de zéro la nuit valide l'hypothèse de stabilité nocturne (voir Annexe.??, FIG.??)

Un léger pic négatif en soirée sur le flux de chaleur latente, provient de la mauvaise estimation temporelle du flux dans le sol  $G$  (voir en Annexe.??, FIG.??).

### 3.5.2 Corrélations entre composantes du bilan énergétique

Des corrélations entre flux de chaleur latente et flux de chaleur sensible ont été effectuées par Baldocchi (?). Dans notre cas, il est intéressant d'effectuer des corrélations sur des grandeurs du bilan mesurées indépendamment afin de valider ou infirmer certaines hypothèses.

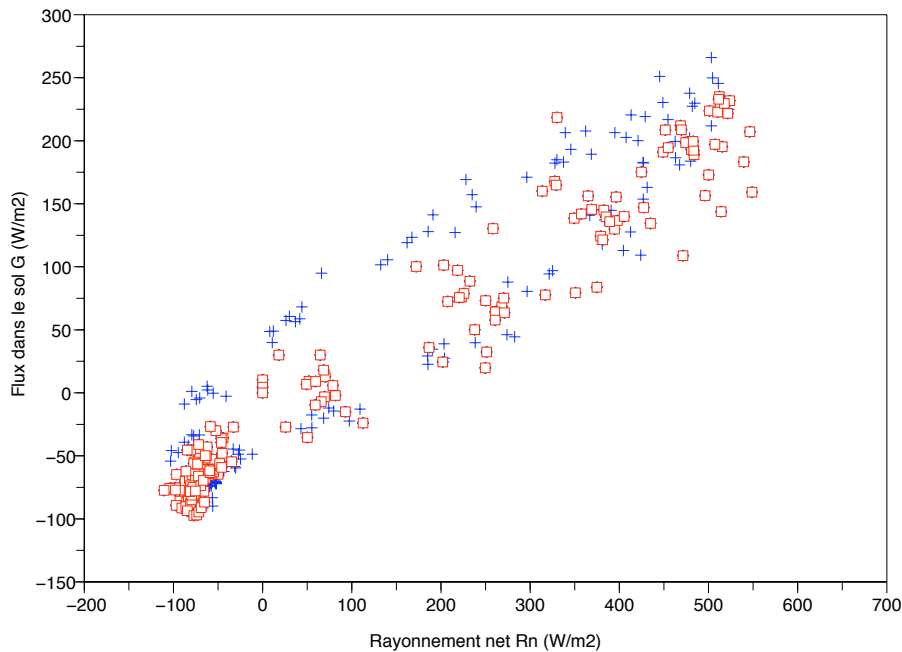


FIG. 3.11 – Flux dans le sol (G) en fonction du rayonnement net (Rn). Carrés et croix représentent des périodes différentes.

**Flux dans le sol et rayonnement net** Le flux dans le sol comme le rayonnement net sont négatifs la nuit (FIG.??). En effet, cela signifie que le sol libère de la chaleur sous forme de rayonnement (Principalement dans l'Infra-Rouge). Le jour, le sol stocke de la chaleur reçue sous forme de rayonnement. La corrélation nette entre ces deux termes du bilan d'énergie vient confirmer ces hypothèses, et valider la mesure. Notons cependant que la dispersion est grande.

**Flux de chaleur sensible et rayonnement net** La représentation graphique (FIG.??) représentant H en fonction de Rn permet de distinguer deux périodes :

**Le jour** , où une corrélation nette entre les deux scalaires est visible, ce qui implique que le rayonnement est un moteur, si ce n'est le moteur de la turbulence atmosphérique.

**La nuit** , où les deux termes ne présentent pas de corrélation ; Le flux de chaleur sensible a une autre source.

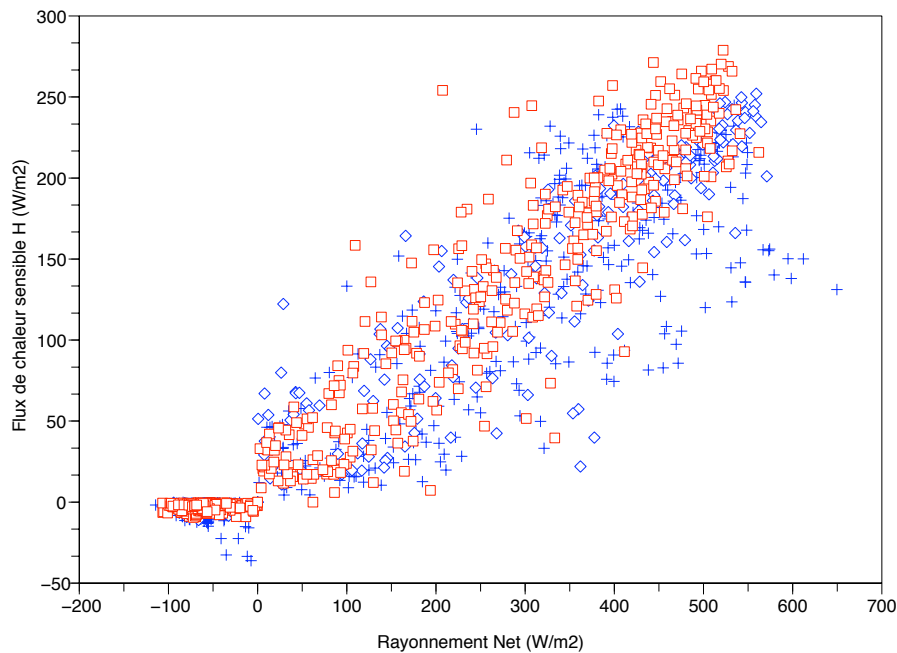


FIG. 3.12 – Flux de chaleur sensible (H) en fonction du rayonnement net (Rn). Carrés, ronds et croix représentent des périodes différentes.

### 3.5.3 ETR et événements pluvieux

On définit l'ETR comme l'évapotranspiration réelle, c'est à dire la quantité d'eau partant dans l'atmosphère sous forme vapeur par unité de temps. L'ETR en millimètres par jour s'écrit (??) :

$$ETR(mm/jour) = \int \left[ \frac{Le}{L} \right] dt \quad (3.15)$$

où  $Le$ , flux de chaleur latente ( $W/m^2$ ),  $L$  chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $kJ/kg$ ), et  $t$  le temps (s).

Deux événements pluvieux sont à distinguer dans la période étudiée d'une centaine de jours de la saison sèche. Ces pluies arrivent sur un sol très sec, qui n'a pas vu d'eau depuis plusieurs mois dans le premier cas. Ces deux événements sont de ce fait très intéressants quand à la dynamique du flux de chaleur latente sur la période précédant et suivant la pluie. D'autre part, une analyse quantitative peut être faite, connaissant le volume d'eau précipité et la quantité d'eau évapotranspirée. Seul le premier événement a pu être analysé pour le moment. Le paragraphe suivant traite des données obtenues lors de cette épisode.

**Pluie du mois février** La figure FIG.?? représente la période incluant la première pluie. Les jours précédents l'événement, le capteur de rayonnement donnait des valeurs inférieures aux mesures supposées. Une fine couche de poussière pourrait être à l'origine de ce dysfonctionnement. Après la pluie, il semble que les valeurs soient correctes. D'autre part, les deux

jours suivant la pluie manquent de données scintillométriques et ne permettent pas d'avoir un bilan sur la journée.

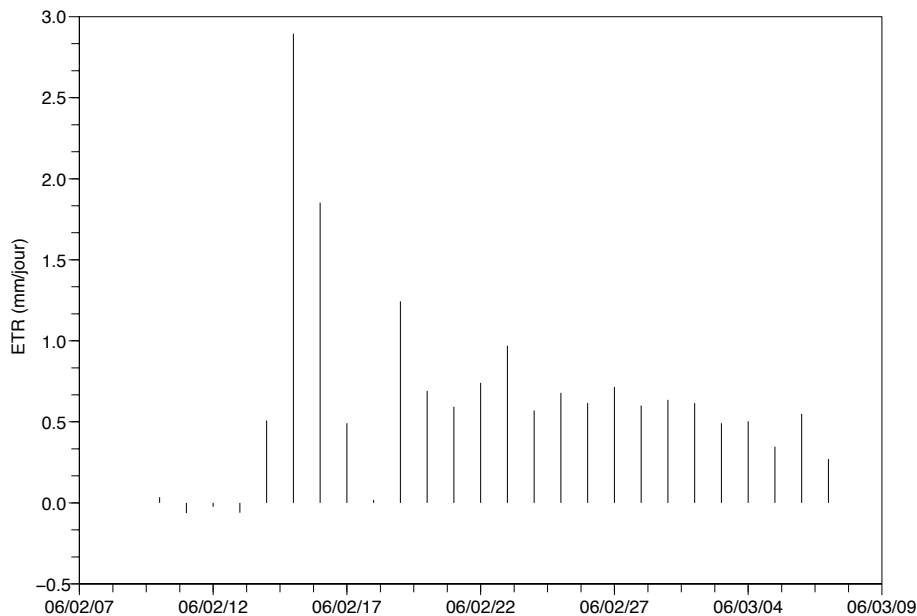


FIG. 3.13 – Evapotranspiration réelle (ETR) sur une période de trente jours au mois de février. Une pluie de 43 millimètres a lieu le 14 février au soir.

Il est possible de remarquer que d'une part la dynamique globale de réponse à la pluie est celle que l'on attendait. A savoir une évapotranspiration très importante le jour suivant la pluie, soit près de 3 mm, puis une décroissance exponentielle les jours suivants, jusqu'à stabilisation de l'ETR autour de 1 mm/jour. Les valeurs de l'évapotranspiration après le 7 mars peuvent donner une idée des valeurs possibles de celle-ci avant la pluie.

Si la période considérée est définie par les bornes que sont la pluie, et par une stabilisation de l'ETR, il est possible de sommer l'ETR journalière. Pour la période considérée, l'ETR serait de 17 mm.

Les figures FIG.?? et FIG.?? représentent la quantité d'eau présente dans le sol, calculée d'après des mesures d'humidité à différentes profondeurs dans le haut et le bas du bassin versant de l'ARA respectivement. Des mesures d'humidité aux profondeurs de un mètre montrent que l'épisode de pluie n'a pas affecté les variations d'humidité à ce niveau.

Notons tout d'abord que le bas du bassin versant stocke plus de deux fois plus d'eau dans la même épaisseur que le haut du bassin : Environ 14 millimètres avant la pluie contre 35 millimètres pour le bas du bassin versant. La pluie du 14 février induit une augmentation quasi similaire de la quantité d'eau dans les 40 centimètres dans la partie haute comme dans la partie basse. Juste après l'événement, les 40 premiers centimètres de sol ont absorbé entre 11 et 12 millimètres.

Avant la pluie, le sol perd de l'eau depuis les profondeurs comprises entre 20 et 40 centimètres pour le bas, et 25 et 40 centimètres pour le haut. L'épisode de pluie ne semble cependant pas changer cette tendance puisque dans les mois suivants, cette baisse persiste avec la même pente.

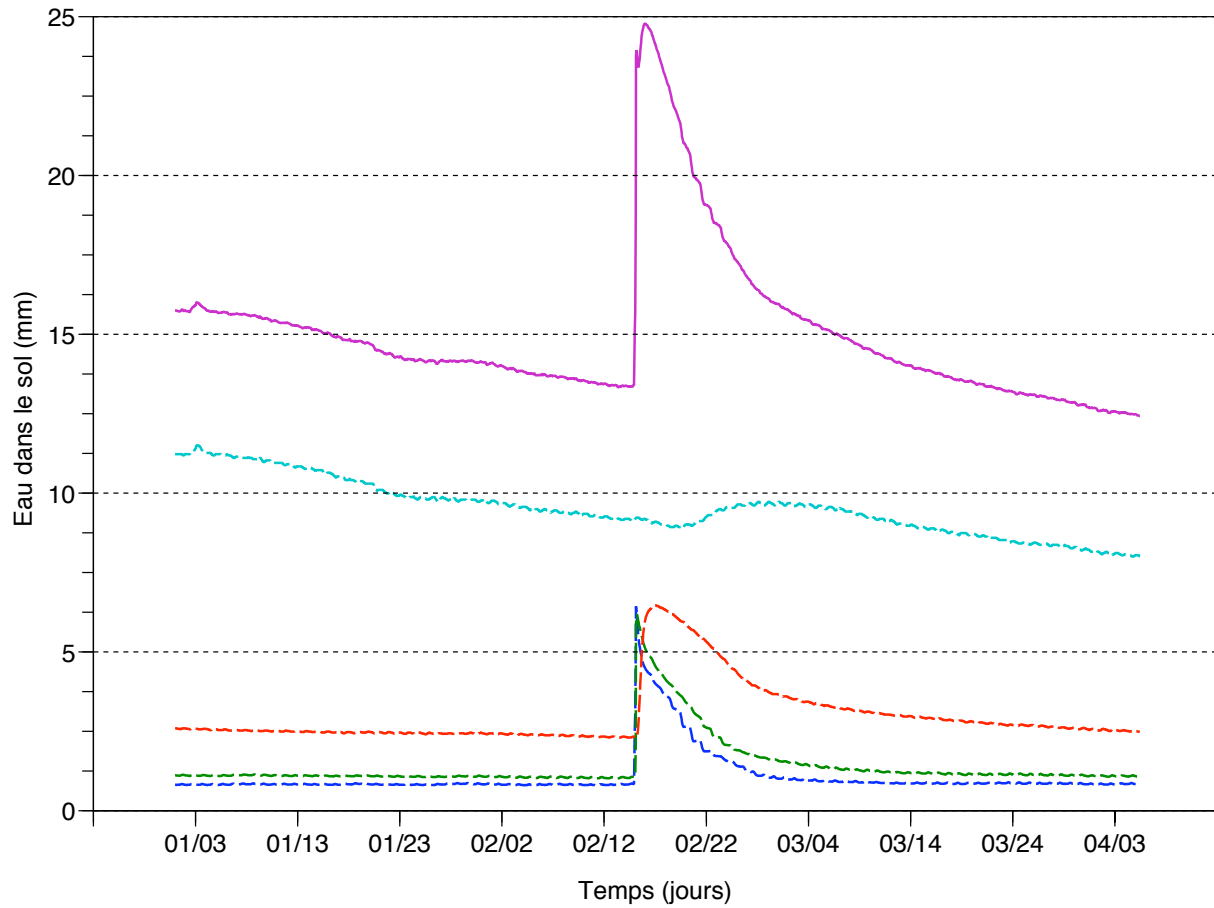


FIG. 3.14 – Quantité d'eau présente dans le sol dans le haut du bassin versant, au niveau des différentes couches sur le début de l'année 2006. En gras traits pleins violet, dans 40 centimètres de sol, en pointillés bleu, vert, rouge et turquoise, dans les couches 0-5, 5-10, 10-20, 20-40 centimètres respectivement.

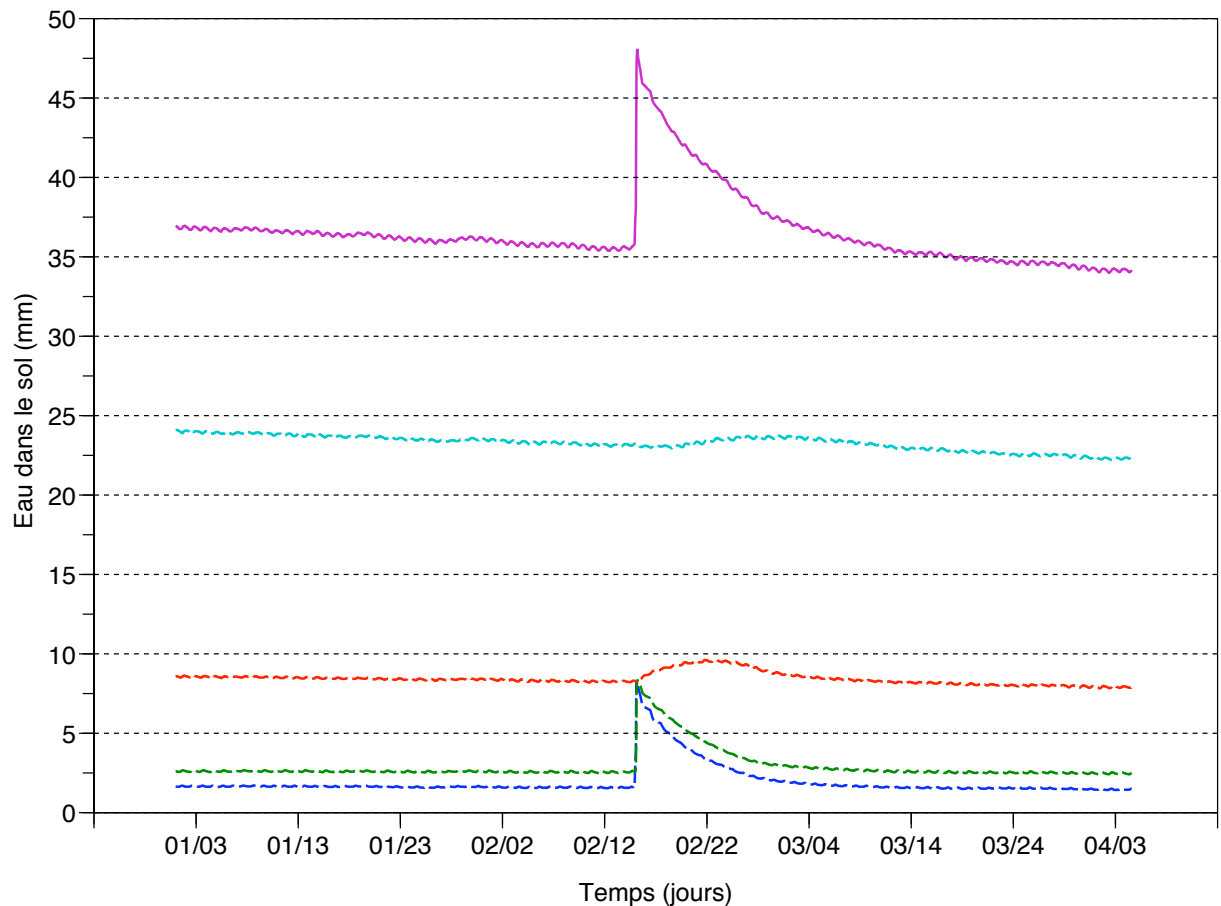


FIG. 3.15 – Quantité d'eau présente dans le sol dans le bas du bassin versant, au niveau des différentes couches sur le début de l'année 2006. En gras traits pleins violet, dans 40 centimètres de sol, en pointillés bleu, vert, rouge et turquoise, dans les couches 0-5, 5-10, 10-25, 25-40 centimètres respectivement.

Le sol perd l'empreinte de la pluie après environ 48 jours. Cette quantité d'eau (entre 11 et 12 mm) s'est probablement évaporée, puisque les couches plus profondes enregistrent une baisse de l'humidité au cours du temps.

S'il on confronte les données d'ETR avec celles de variation du stock d'eau à la surface du sol, il apparaît que les mesures de part et d'autre sont cohérentes à quelques millimètres près, suivant les conditions qui attestent de la reprise d'une stationnarité.

On peut supposer que les jours suivant la pluie, l'ETR provient de l'eau présente très près de la surface, eau qui ne figure pas dans les quantités mesurées dans le sol. Les pertes du sol de 3 à 4 millimètres pour la semaine du 22 février au 27 février sont de l'ordre de l'ETR calculée.

**Pluie du mois d'avril** Nous avons enregistré un épisode pluvieux au mois d'avril. L'exploitation des données sera utile pour valider les observations effectuées sur le premier événement, et combler le manque de données précédant et succédant l'épisode de pluie.

**Validité des données** Certains auteurs (Goué (1989), (?)) ont pu estimer l'ETR lors de saisons sèches. Il en ressort des valeurs de l'ordre de quelques millimètres par jour (de 2.5 mm/jour à 4 mm/jour) pour une culture de manioc. Ces valeurs concordent avec celle estimée dans notre étude.

D'autre part, Bucci et al. (Bucci et al. (2004) (?)) ont montré que l'évapotranspiration pouvait être faiblement positive la nuit, ce qui semble être le cas dans nos résultats.

## Chapitre 4

# Conclusions et perspectives

**Travail effectué et résultats obtenus** Nous avons développé des protocoles de calcul de bilan d'énergie pour obtenir le flux de chaleur latente, et donc l'évapotranspiration (ETR). D'autre part nous avons identifié les paramètres clefs du bilan d'énergie, et mis en place des techniques de mesure de certains d'entre eux ( $d$ ,  $z_0$ ). Une proposition de spatialisation a été proposée, afin d'accéder à une valeur moyenne des valeurs. Enfin, la mise en oeuvre de la méthode a été appliquée à une période de cents jours, et semble donner des résultats cohérents, en saison sèche.

**Perspectives** L'amélioration de la précision sur certains paramètres est en cours ( $\lambda$ ,  $\rho$ ,  $C_p$ ). Des mesures en laboratoires sont faites au Bénin sur le sol de Nalohou. Des données de télé-détection vont nous permettre d'améliorer la connaissance de la répartition surfacique des différents types de couvert. Une mission lors de la saison humide est envisagée (Septembre 2006), afin d'estimer les variations dans la hauteur de la végétation. Les conditions de stabilité vont être améliorés, par l'utilisation des mesures d'Eddy-Corrélations, dès qu'elles seront disponibles.

La confrontation des données d'évapotranspiration à des modèles hydrologiques SVAT de type ISBA est envisagée. La validation des données peut être faite par un bilan en eau (Pluie, ETR et niveau de nappe). On envisage une ouverture vers une modélisation du cycle de l'eau (extension de la thèse de Matthieu Lelay (2005)(?)).

## Chapitre 5

### Note personnelle

Je tiens tout d'abord à remercier Jean-Martial Cohard pour ses conseils, sa disponibilité et la confiance qu'il m'a accordée pendant les cinq mois de ce stage.

Les panoramas présentés dans ce rapport ont été compilés avec l'aide de Damien Jougnot, stagiaire au LTHE. Merci à Espace Vertical pour les clichés utiles au panorama.

Les données de températures et d'humidité dans le sol ont été gracieusement fournies par Sylvie Galle, chercheuse IRD expatriée au Bénin. Merci à elle et sa famille pour nous avoir accueillis à Cotonou.

Des remerciements au personnel de l'IRD au Bénin.

Je voulais remercier mes parents pour l'aide logistique et morale suite aux péripéties affectant la rédaction de ce rapport. Merci Olive et Cendrine pour votre hospitalité ces derniers jours...

# Annexe A

## Acronymes et abréviations

Acronyme	Signification
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
BLS	Scintillometer
CLA	Couche Limite Atmosphérique
DOY	Day of Year
EM	Electromagnétique
ETR	Evapotranspiration réelle
ETP	Evapotranspiration potentielle
GPS	Global Positioning System
IR	Infra-Rouge
IRD	Institut de recherche pour le développement
LAS	Large Aperture Scintillometer
MNT	Modèle Numérique de Terrain

TAB. A.1 – Liste des acronymes et abréviations

Symboles	Entité	Unité
$C_n^2$	Paramètre de structure d'indice de réfraction de l'air	$m^{-2/3}$
$C_T^2, C_Q^2$	Paramètre de structure de la température, d'humidité	$K^2 m^{-2/3}$
$C_p$	Capacité calorifique à pression constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$d$	Hauteur de déplacement	m
$D$	Ouverture optique du scintillomètre	m
$D_n$	Fonction de structure de l'indice de réfraction	
$D_T$	Fonction de structure de l'indice de la température	
ET	Evapotranspiration	mm/j
$g$	Accélération gravitationnelle	$m/s^2$
$G$	Flux dans le sol	$W/m^2$
$H$	Flux de chaleur sensible	$W/m^2$
$K_v$	Constante de Von Karman	
$Le$	Flux de chaleur latente	$W/m^2$
$L_w$	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	$J/kg^{-1}$
$L_{mo}$	Longueur de Monin-Obhukov	m
$L$	Longueur du transect	m
$n$	Indice de réfraction	
$P$	Pression de l'air	Pa
$Q$	Humidité spécifique	
$q^*$	Echelle de variation de l'humidité	
$q, \bar{q}, q'$	Humidité, humidité moyenne, fluctuation de l'humidité	
$u_*$	Echelle de vitesse	m/s
$u, \bar{u}, u'$	Vitesse, vitesse moyenne, fluctuation de la vitesse	m/s
$R_n$	Rayonnement Net	$W/m^2$
$R_{IR}^{up}, R_{IR}^d, R_{LW}^{up}, R_{LW}^d$	Rayonnements IR et visible, montant ou descendant	$W/m^2$
$S$	Stockage d'énergie	$W/m^2$
$t$	temps	s
$T_i$	Température du sol à la profondeur i	°C
$T_{IR}$	Température de surface déterminée par IR	°C
$T_s$	Température de surface du sol	°C
$T_*$	Echelle de température	°C
$W$	Fonction de poids	
$z_0$	Longueur de rugosité	m
$\beta$	Rapport de Bowen	
$\lambda$	Longueur d'onde et conductivité thermique	m
$\rho_{air}$	Densité de l'air	$kg/m^3$
$\rho_{sol}$	Densité du sol	$kg/m^3$
$\sigma_x^2$	Variance de l'amplitude logarithmique du signal EM	

TAB. A.2 – Liste des symboles

## Annexe B

### Fichier météo

Numéro de colonne	Variable	Variable explicite	Unité
1	Date	Données temporelles en format Excel	Jour
2	CM3up	Rayonnement incident	$W/m^2$
3	CM3lo	Rayonnement réfléchi (ondes courtes)	$W/m^2$
4	CG3up	Irradiance entrante (ondes courtes)	
5	CG3lo	Irradiance sortante (ondes courtes)	
6	CRN1T	Température de brillance	Degrés Celcius
7	LWin	Rayonnement incident corrigé (IR)	$W/m^2$
8	LWout	Rayonnement réfléchi corrigé (IR)	$W/m^2$
9	WindS	Vitesse du vent	m / s
10	WindU	Vitesse du vent dans la direction moyenne	m/s
11	Wdir	Direction du vent	Degrés
12	SDWdir	Deviation standard de Wdir	
13	AirT	Température de l'air	°C
14	RH	Humidité relative	pour cent
15	Press	Pression	Pa
16	Rain	Pluie	mm
17	RIMCO	Pluie	mm
18	VWC1	Volumetric water content from CS616 at 10 cm	$m^3/m^3$
19	VWC2	Volumetric water content from CS616 at 50 cm	$m^3/m^3$
20	SoilT1	Température du sol à 10 centimètres	°C
21	SoilT2	Température du sol à 50 centimètres	°C
22	BatVolt	Voltage de la batterie	Volts

TAB. B.1 – Structure d'un fichier météo de station CAMPBELL.

## Annexe C

### Fonction g

La fonction  $g \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]$  (eq.??) dépend de la stabilité de l'atmosphère à l'instant t. Cependant, suivant les auteurs, et les conditions dans lesquelles ils ont réalisé les expériences, les valeurs divergent. Cette annexe est un récapitulatif (TAB.??, TAB.??) des diverses fonctions utilisées dans la littérature (The Scintillation Method (?)).

Formule	Coefficients	Référence
$C_{TT1} \left[ 1 - C_{TT2} \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9, C_{TT2} = 7$	Wyngaard et al. (1973)
$C_{TT1} \left[ 1 - C_{TT2} \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9, C_{TT2} = 6.1$	Andreas (1988)
$C_{TT1} \left[ 1 - C_{TT2} \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 4.9, C_{TT2} = 9$	de Bruin et al.(1993)
$C_{TT1} \left[ 1 + C_{TT2} \left  \frac{z-d}{L_{mo}} \right  \right]^{-2/3}$	$C_{TT1} = 8.1, C_{TT2} = 15$	Hill et al. (1992)
$\left[ 1 + C_{TT1} \left( \frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3} \right) + C_{TT2} \left( \frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3} \right)^{10} \right]^{-2}$	$C_{TT1} = 0.45$ $C_{TT2} = 0.01, C_{TT3} = 1.5$	Wesely (1976)
$4 k^{-2/3} \beta_1 \left[ 1 - C_{TT2} \frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3} \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^2 \right]^{-1/3}$	$\beta_1 = 0.86, C_{TT2} = 7$ $C_{TT3} = 75$	Thierman and Grassl. (1992)

TAB. C.1 – Fonctions  $g \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]$  pour une atmosphère instable (d'après Moenne et al. (?)).

Formule	Coefficients	Référence
$C_{sTT1} \left[ 1 + C_{sTT2} \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^{2/3} \right]$	$C_{sTT1} = 4.9, C_{sTT2} = 2.4$	Wyngaard (1973)
$C_{sTT1} \left[ 1 + C_{sTT2} \frac{z-d}{L_{mo}} \right]$	$C_{sTT1} = 4.9, C_{sTT2} = 2.75$	Wyngaard et al. (1971)
$C_{sTT1} \left[ 1 + C_{sTT2} \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^{2/3} \right]$	$C_{sTT1} = 4.9, C_{sTT2} = 2.2$	Andreas (1988)
$C_{sTT1} \left[ 1 + C_{sTT2} \frac{z-d}{L_{mo}} \right]$	$C_{sTT1} = 4.9, C_{sTT2} = 0$	de Bruin et al. (1993)
$4 k^{-2/3} \beta_1 \left[ 1 + C_{TT2} \frac{z-d}{L_{mo}} + C_{TT3} \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]^2 \right]^{1/3}$	$\beta_1 = 0.86, C_{TT2} = 7$ $C_{TT3} = 20$	Thierman and Grassl. (1992)

TAB. C.2 – Fonctions  $g \left[ \frac{z-d}{L_{mo}} \right]$  pour une atmosphère stable (d'après Moenne et al. (?)).

## Annexe D

### Erreurs et Incertitudes

Il est nécessaire de distinguer les différents types d'erreurs rencontrées lors de la mesure d'un paramètre (?) :

**La précision de la mesure** est l'écart aléatoire, qui peut être traité statistiquement.

**La justesse ou exactitude** est la différence entre les résultats de la mesure et la vraie valeur.

Il est possible dans ces deux cas d'apporter une validation de la mesure, et d'estimer au final une incertitude sur le paramètre recherché.

La fréquence d'échantillonnage est telle que l'on suppose en première approximation la précision de la mesure presque nulle, sauf exception (pour le rayonnement par exemple).

L'erreur de justesse traduit la différence entre les valeurs mesurées et la valeur vraie de la grandeur en question. Elle est une erreur dite systématique. Différentes sources d'erreurs sont possibles :

1. L'erreur d'instrumentation est due aux incertitudes d'étalonnage des instruments.
2. L'erreur de méthode tient au fait que les modèles ne correspondent pas rigoureusement aux équations théoriques associées aux dispositifs expérimentaux.
3. L'erreur de l'opérateur, due à une mauvaise interprétation des données, un mauvais arrondi par exemple.

Dans le cas précis, il va falloir estimer principalement des erreurs d'instrumentation, et déterminer quelle peut être leur propagation sur le calcul final du bilan. D'après l'équation (??), l'incertitude sur le flux de chaleur latente provient des incertitudes respectives sur les différents termes du bilan d'énergie, à savoir  $H$ ,  $G$  et  $R_n$ .

$$\Delta L_e = \Delta G + \Delta R_n + \Delta H \quad (\text{D.1})$$

**Incertaineté sur le rayonnement net  $R_n$**  L'erreur faite sur le rayonnement peut provenir de deux sources : Une erreur d'étalonnage de l'appareil de mesure, et d'une erreur dans la méthode d'estimation du rayonnement à travers les pondérations effectuées.

Cette dernière est très difficile à évaluer, mais notons que la variation de  $R_n$  est très faible en fonction du type de couvert. Cette incertitude relative est de l'ordre de  $\pm 0.02$  au vu des coefficients de correction du tableau TAB.???. Le fabricant donne une incertitude relative de  $\pm 0.03$  (pour un rayonnement de  $1000 \text{ W/m}_2$ , une incertitude de  $\pm 30 \text{ W/m}_2$ ). L'erreur que l'on fait en estimant les proportions des différents types de couvert est comprise dans l'erreur de mesure. On a donc :

$$\frac{\Delta R_n}{R_n} = \frac{\Delta R_n^{instru}}{R_n} + \frac{\Delta R_n^{model}}{R_n} \quad (D.2)$$

soit  $\frac{\Delta R_n}{R_n} = 0.03$ .

**Incertitude sur G** Le flux G est d'après (??) et (??) la somme de deux termes : Le stockage S et le flux à 15 centimètres  $F_{15}$ .

L'équation (??) de calcul du stockage S donne après différentiation (??) :

$$\frac{\Delta S}{S} = \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta C_p}{C_p} + \frac{\Delta \partial z}{\partial z} + \frac{\Delta \partial T_t}{\partial T_t} \quad (D.3)$$

Le tableau TAB.?? donne un aperçu des erreurs estimées sur les différents paramètres.

Terme	Incertitude relative
$\frac{\Delta \rho}{\rho}$	0.05
$\frac{\Delta C_p}{C_p}$	0.05
$\frac{\Delta \partial z}{\partial z}$	0.02
$\frac{\Delta \partial T_t}{\partial T_t}$	0.005
$\frac{\Delta S}{S}$	0.125

TAB. D.1 – Liste des incertitudes relatives sur le stockage S.

L'équation (??) d'obtention du flux  $F_{15}$  donne après différentiation (??) :

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta \lambda}{\lambda} + \frac{\Delta \partial z}{\partial z} + \frac{\Delta \partial T_z}{\partial T_z} \quad (D.4)$$

Le tableau TAB.?? donne un aperçu des erreurs estimées sur les différents paramètres.

Terme	Incertitude relative
$\frac{\Delta \lambda}{\lambda}$	0.1
$\frac{\Delta \partial z}{\partial z}$	0.02
$\frac{\Delta \partial T_z}{\partial T_z}$	0.005
$\frac{\Delta F}{\partial F}$	0.125

TAB. D.2 – Liste des incertitudes relatives sur le flux F.

Nous avons estimé le coefficient de diffusion  $D_v$  avec une incertitude de vingt pour cent. Ceci est parfaitement cohérent (??) avec l'erreur estimée sur chacun des paramètres

$$\frac{\Delta D_v}{D_v} = \frac{\Delta \lambda}{\lambda} + \frac{\Delta \rho}{\rho} + \frac{\Delta C_p}{C_p} \quad (D.5)$$

L'incertitude sur le flux dans le sol sera donc donné par (??) :

$$\Delta G = \Delta S + \Delta F \quad (D.6)$$

soit  $\Delta G = \pm 20 \text{ W/m}^2$  pour  $S = 80 \text{ W/m}^2$  et  $F = 80 \text{ W/m}^2$ .

**Incertitude sur H** Le flux H est obtenu à travers (??), qui différenciée exprime l'incertitude relative sur le flux de chaleur sensible suivant (??) :

$$\frac{\Delta H}{H} = \frac{\Delta \rho_{sol}}{\rho_{sol}} + \frac{\Delta Cp}{Cp} + \frac{\Delta u_*}{u_*} + \frac{\Delta T_*}{T_*} \quad (D.7)$$

avec

$$\frac{\Delta \rho_{air}}{\rho_{air}} = \frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta P}{P} \quad (D.8)$$

**Incertitude sur  $u_*$**

$$\frac{\Delta u_*}{u_*} = \frac{\Delta u_{sc}}{u_{sc}} + \frac{\frac{\Delta(z-d)}{(z-d)} + \frac{\Delta z_0}{z_0}}{\ln \left[ \frac{z-d}{z_0} \right]} + \frac{\Delta \phi}{\phi} \quad (D.9)$$

**Incertitude sur  $T_*$**  L'expression de  $T_*$  est donnée par (??). On peut intégrer cette expression pour obtenir (??) :

$$\frac{\Delta T_*}{T_*} = \frac{2}{3} \frac{\Delta(z-d)}{(z-d)} + \frac{\Delta g}{g} + \frac{\Delta C_T^2}{C_T^2} \quad (D.10)$$

Où l'incertitude relative de l'indice de réfraction est donnée par (??) :

$$\frac{\Delta C_T^2}{C_T^2} = \frac{\Delta \sigma_x^2}{\sigma_x^2} + \frac{7}{6} \frac{\Delta D}{D} + 3 \frac{\Delta L}{L} + 4 \frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta P}{P} + 2 \frac{\Delta(\beta 0.031 + 1)}{(1 + 0.031\beta)} \quad (D.11)$$

Et l'incertitude sur la fonction g par l'expression (??) :

$$\frac{\Delta g}{g} = \frac{2}{3} \frac{\Delta \left[ \frac{z}{L_{mo}} \right]}{1 - 7 \frac{z}{L_{mo}}} \quad (D.12)$$

Terme	Incertitude relative
$\frac{\Delta(z-d)}{(z-d)}$	0.05
$\frac{\Delta g}{g}$	0.06-0.005
$\frac{\Delta \sigma_x^2}{\sigma_x^2}$	0.01
$\frac{\Delta D}{D}$	0.006
$\frac{\Delta L}{L}$	0.12
$\frac{\Delta T}{T}$	0.005
$\frac{\Delta P}{P}$	0.001
$\frac{\Delta T_*}{T_*}$	0.06

TAB. D.3 – Liste des incertitudes relatives sur l'échelle de température  $T_*$ .

**Incertitude sur H**

Terme	Incertitude relative
$\frac{\Delta\rho}{\rho}$	0.03
$\frac{\Delta C_p}{C_p}$	0.004
$\frac{\Delta u_*}{u_*}$	0.025
$\frac{\Delta T_*}{T_*}$	0.06
$\frac{\Delta H}{H}$	0.092

TAB. D.4 – Liste des incertitudes relatives sur le flux H.

Terme	Incertitudes
$\frac{\Delta H}{H}$	0.092
$\frac{\Delta Rn}{Rn}$	0.03
$\frac{\Delta G}{G}$	0.25

TAB. D.5 – Liste des incertitudes relatives sur le flux de chaleur latente Le.

**Incertitude sur Le** L'incertitude sur Le est donnée par la somme des incertitudes sur les différents termes du bilan d'énergie.

## Annexe E

# Rapport de mission Bénin 2006

**Contexte** Dans le cadre du projet AMMA, des "super-sites" ont été définis. L'instrumentation de ces sites permet d'obtenir des données diversifiées. Le bassin versant de l'ARA fait partie du super site de la Donga. Cette zone a été choisie pour implanter un scintillomètre pendant l'été 2005. Celui-ci délivre des données de manière opérationnelle depuis février 2006. Afin d'évaluer le flux de chaleur sensible d'une part, puis pour effectuer le bilan énergétique sur l'ensemble de la zone, il est nécessaire d'avoir une bonne connaissance de la végétation, ainsi que de la topographie du lieu. Les hauteurs de déplacement, et paramètres de rugosité pour chaque type de couvert peuvent être déterminés par des mesures de vent et de température à deux niveaux. Une mission a été effectuée en avril 2006 pour caractériser le couvert végétal dans cette zone.

**Objectifs** Un mat météo mobile, avec capteurs de vent, température et humidité à deux niveaux, couplé à une station CAMPBELL permet la mesure des paramètres désirés. Un capteur de rayonnement net est également utilisé sur le mat. Des plaques à flux mesurent le flux dans le sol à la profondeur souhaitée. Les relevés topographiques ainsi que les hauteurs de végétation seront déterminées par le biais d'un GPS ainsi qu'un distancemètre laser.

Nous souhaitons également vérifier le bon fonctionnement du scintillomètre et son alignement.

**Planning des mesures** La mission a lieu du 2 au 12 avril 2006. La planification des opérations est décrite dans le tableau TAB.??.

**Réalisation** Les objectifs de la mission ont été remplis. Les données obtenues sont définies en tant qu'objets dans le tableau TAB.???. Une première analyse des mesures effectuée a été réalisée sur le terrain afin de vérifier le bon fonctionnement des appareils ainsi que la cohérence des résultats.

Des mesures scintillométriques à haute fréquence ont pu être recueillies pour un intervalle de temps de 6 heures, en journée. Nous avons également tenté d'affiner le calage du modèle numérique de terrain (MNT) dont nous disposons à l'aide de relevés GPS. Nous avons d'autre part effectué une cartographie de la végétation sur le transect Sud-Est du scintillomètre. Enfin, une caractérisation des différents types de couvert a été entreprise en site 1, 2 et 3 dans le but d'établir une hauteur de déplacement pour cette zone.

Jour	Lieu	Objectifs
02/04	Cotonou	Arrivée à Cotonou
03/04	Cotonou-Djougou	Transfert Cotonou-Djougou, et vérification du matériel
04/04	Djougou	Installation du mat météo sur le site 0, Nalohou I. Vérification des données du mat fixe Relevés GPS sur le transect Nord du scintillomètre Caractérisation de la végétation.
05/04	Djougou	Mise en place du mat en site 1, savane arborée.
06/04	Djougou	
07/04	Djougou	Mise en place du mat en site 2, cultures
08/04	Djougou	Vérification de l'alignement du scintillomètre Calage du MNT à l'aide de points GPS
09/04	Djougou	Mise en place du mat en site 3, Savane arborée
10/04	Djougou	Vérification des données en site 3.
11/04	Djougou-Cotonou	Démontage du mat et transfert Djougou-Cotonou
12/04	Cotonou	Confrontation des données avec les chercheurs IRD bénin. Réunion SOP

TAB. E.1 – Planning de mission, et objectifs journaliers.

Objet	Description	Temps (Heures)
Nalohou site 0	données météo + flux sol	24
Nalohou site 1	données météo + flux sol	48
Nalohou site 2	données météo + flux sol	48
Nalohou site 3	données météo + flux sol	48
Scinti 125 HZ	données scintillométriques sur 6 heures	6
Nalohou veg	Données végétation transect + Relevés GPS	
Clichés	Photos ensemble du bassin	
VEG site1	Quantification de la végétation autour du site 1	

TAB. E.2 – Objets et description

## Annexe F

### Matériel expérimental

Dans l'annexe ci-contre sont présentés les types d'appareils de mesure utilisés, les données qu'ils fournissent, ainsi que le fabricant.

Matériel	Fabricant	Mesures effectuées
2 * CG3	Kipp and Zonen	$R_{IR}$
2 * CM3	Kipp and Zonen	$R_{LW}$
CRN1T	Kipp and Zonen	Rn
Scintillomètre BLS 900	Scintec	$\sigma_x^2$
NRLite	Kipp and Zonen	Rn
Capteur de température et d'humidité	Vaisala	T, Hr
Plaques à flux	Campbell	$F_i$
HMR510	Vaisala	T, Hr, P, V, R

TAB. F.1 – Matériel expérimental, scalaires mesurés et fabricants.

**Le scintillomètre** L'appareil de mesure de la variance du signal EM est un scintillomètre BLS 900 fabriqué par Scintec. Il consiste en un émetteur, un récepteur, et un outil de traitement des données.

**L'émetteur** Deux disques émettent un signal dans l'Infra-Rouge à 880 nm, à une fréquence réglable de 1, 5, 10 ou 125 Hz.

**Le récepteur** Une lentille plan-convexe focalise le rayonnement reçu vers deux photodiodes. Une première sert à la mesure de l'intensité du signal EM tandis que la seconde permet d'effectuer l'alignement.

**Le mat météo mobile** Lors de la mission en avril 2006, nous avons utilisé un mat mobile pneumatique, sur lequel nous avons placé des capteurs de vent, température, humidité et pression à deux hauteurs différentes, ainsi qu'un capteur de rayonnement net NRLite, et des plaques à flux. Les données étant stockées dans une station CAMPBELL.

**Le mat météo fixe** Un mat météo est fixé à demeure sur le site de Nalohou I. Des capteurs de vent, température, humidité, pression sont situées à une hauteur par rapport au sol de deux mètres. Il est associé un capteur des composantes du rayonnement à la même hauteur. Un pluviomètre permet la mesure des précipitations, auquel est adjoit un capteur d'impact de la pluie. Un anémomètre sonique est fixé au sommet du mat, mais ne délivre pas de données.

## Annexe G

### Instrumentation du bassin de l'ARA

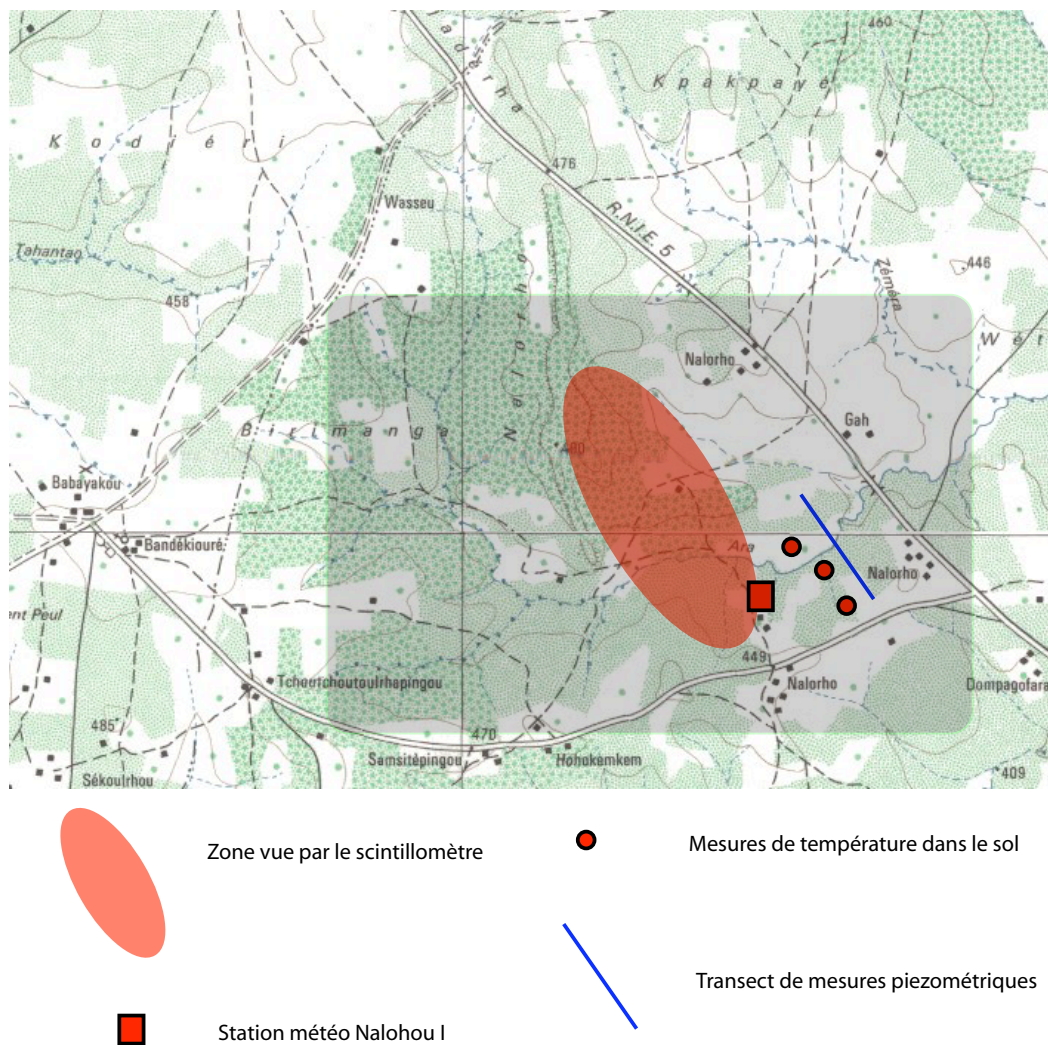


FIG. G.1 – Instrumentation du bassin versant de l'ARA en avril 2006.

## Annexe H

# Dépendance du rayonnement net en fonction de la végétation

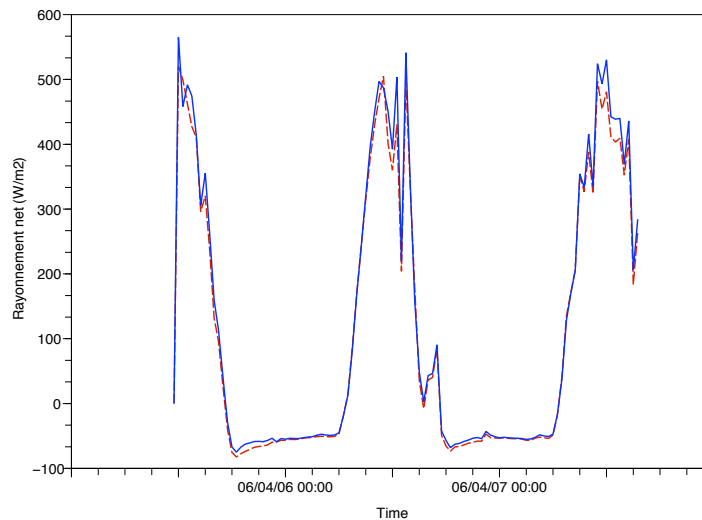


FIG. H.1 – Le trait plein bleu représente le rayonnement Net sur le site 1, où la végétation est de savane arbustive. Le trait en pointillé rouge est le rayonnement net en site 0.

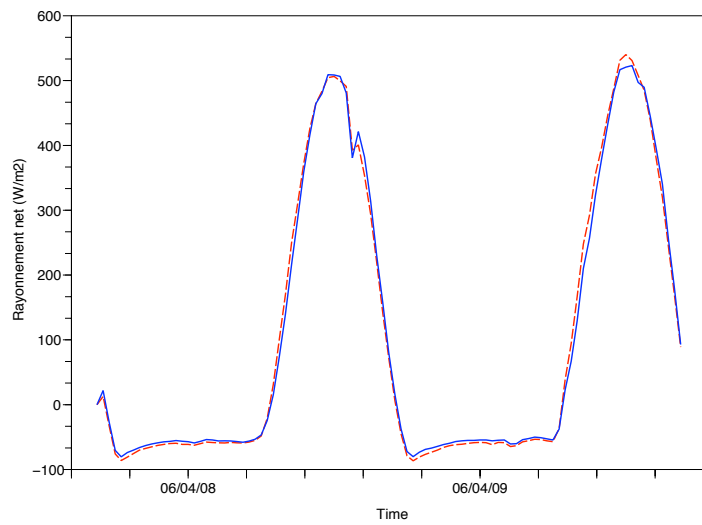


FIG. H.2 – Le trait plein bleu représente le rayonnement Net sur le site 2, où les cultures dominent. Le trait en pointillé rouge est le rayonnement net en site 0.

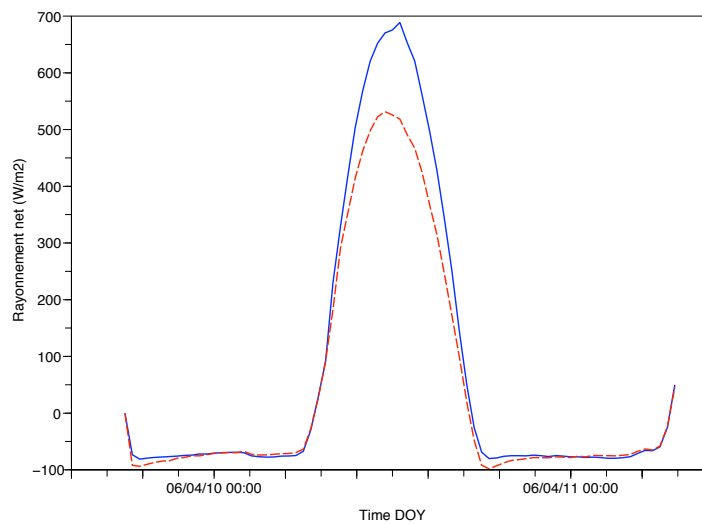


FIG. H.3 – Le trait plein bleu représente le rayonnement Net sur le site 3, où la végétation est de la Savane arborée. Le trait en pointillé rouge est le rayonnement net en site 0.

## Annexe I

### Bilans d'énergie

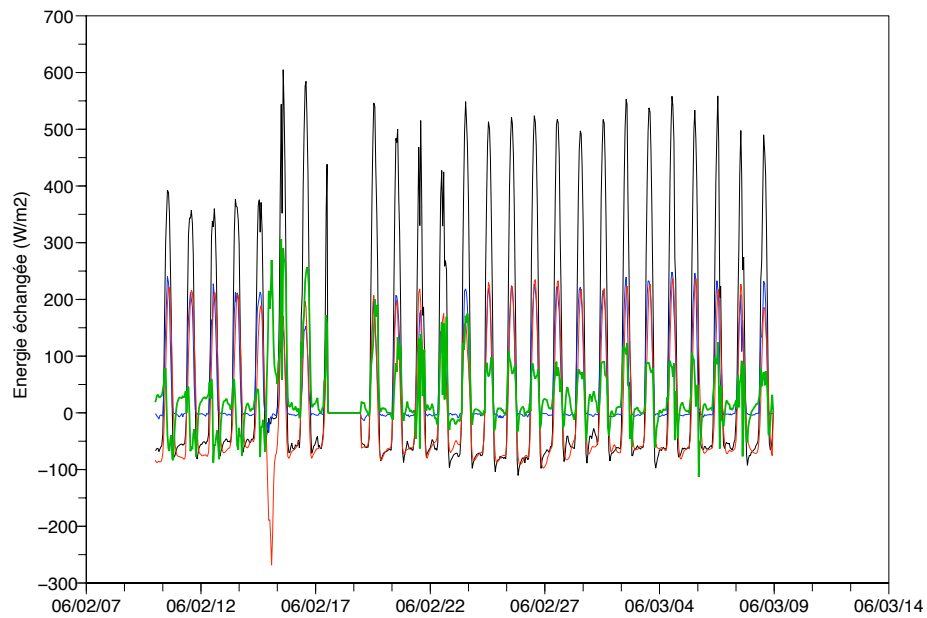


FIG. I.1 – Bilan d'énergie sur une période d'une trentaine de jours de février-mars. Le trait noir représente  $R_n$ , le trait rouge  $G$ , le trait bleu  $H$ , et la résultante  $Le$  est en vert. On peut distinguer la pluie du 14 février.

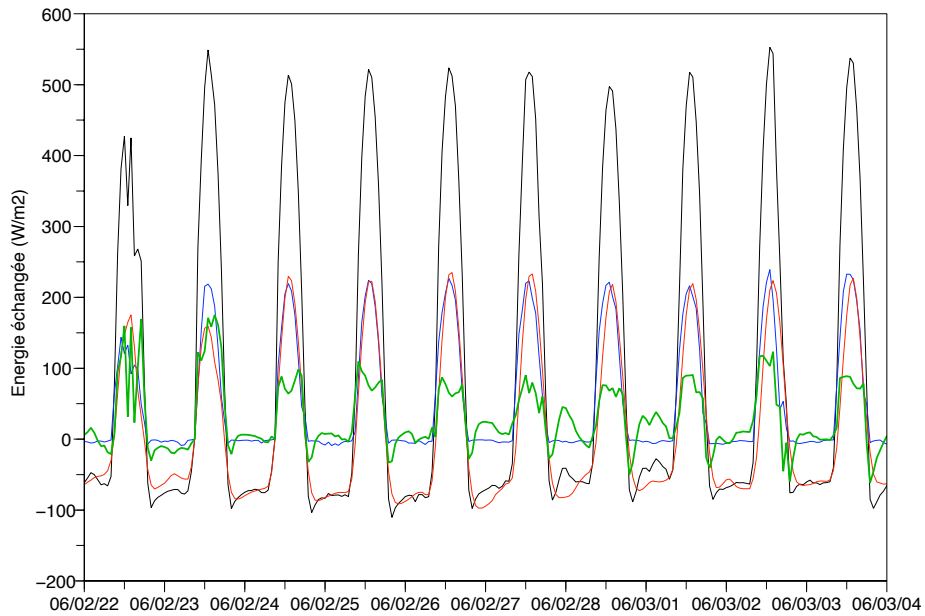


FIG. I.2 – Bilan d'énergie sur une période d'une dizaine de jours de février. Le trait noir représente  $R_n$ , le trait rouge  $G$ , le trait bleu  $H$ , et la résultante  $Le$  est en vert.

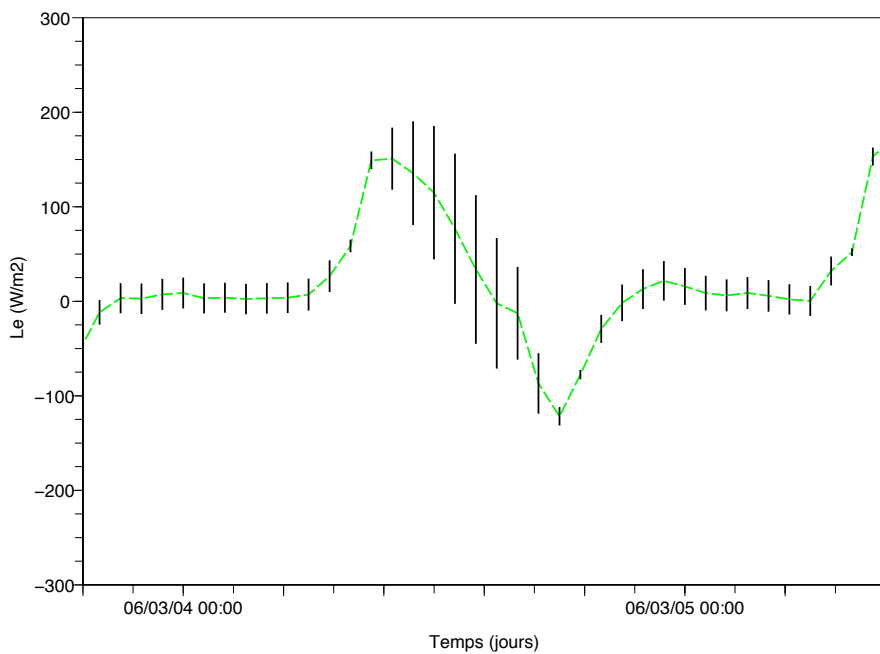


FIG. I.3 – Flux de chaleur latente  $Le$  sur une journée (Le 4 mars 2006). On peut observer une légère baisse du flux en soirée.

# Bibliographie

The scintillation method.

Baldocchi, D. (2005). Lecture 32, canopy evaporation and transpiration, part 2, observations. *Biometeorology, ESPM* 129.

Bucci, S. J. and al. (2004). Processes preventing nocturnal equilibration between leaf and soil water potential in tropical savanna woody species. *Tree Physiology* 24, 1119-1127.

Chebouni, A. (2000). Estimation of heat and momentum fluxes over complex terrain using a large aperture scintillometer. *Agricultural and Forest Meteorology* 105 (2000) 215–226.

Goué, B., Yao, N. R., and Janeau, J. L. (1987). Consommation en eau d'une culture de manioc à l'échelle de la parcelle. *Milieux poreux et transferts hydriques, bulletin du G.F.H.N, n°21*.

Guyot, G. (1999). *Climatologie de l'environnement*. Dunod.

Hsieh, C.-I., Katul, G., and Chi, T.-w. (1992). An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Boundary-Layer Meteorology* 58 : 391-408.

Lagouarde, J. P., Bonnefond, J.-M., Kerr, Y. H., Mcaneneay, K. J., and Irvine, M. (2002). Integrated sensible heat flux measurements of a two surface composite landscape using scintillometry. *Boundary-Layer Meteorology* 105 : 5-35.

Le Lay, M. (2005). *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique ; Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.

Meijninger, W. M. L. and al. (2002a). Determination of area averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over an heterogeneous surface - flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorology* 105 : 63-83.

Meijninger, W. M. L. and al. (2002b). Determination of area averaged sensible heat fluxes with a large aperture scintillometer over an heterogeneous surface - flevoland field experiment. *Boundary-Layer Meteorology* 105 : 37-62.

Moenne, A. F. (2002). A review of the relationships describing the signal of a large aperture scintillometer. *Internal Report, Meteorology and Air quality group, Wageningen University, The Netherlands*.

Padua, A. *Unités, Erreurs et traitement de données*. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.