



HAL
open science

Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin

Ossénatou Mamadou

► **To cite this version:**

Ossénatou Mamadou. Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin. Sciences de la Terre. Université de Grenoble; Université d'Abomey-Calavi (Bénin), 2014. Français. NNT : 2014GRENU019 . tel-01548277

HAL Id: tel-01548277

<https://theses.hal.science/tel-01548277v1>

Submitted on 27 Jun 2017

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

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



UNIVERSITÉ DE
GRENOBLE

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

préparée dans le cadre d'une cotutelle entre l' *Université de Grenoble* (France)
et l' *Université d'Abomey – Calavi* (Bénin)

Spécialité : **OCÉAN ATMOSPHÈRE HYDROLOGIE**

Arrêté ministériel : le 6 janvier 2005 - 7 août 2006

Présentée par

Ossénatou MAMADOU

Thèse dirigée par **Arona DIEDHIOU** et **Cossi Norbert AWANOU**
et codirigée par **Sylvie GALLE**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie
et Environnement (LTHE, UMR 5564)** et du **Laboratoire de Physique du
Rayonnement (LPR)**

dans les Ecoles Doctorales **Terre Univers Environnement** (France) et
Sciences Pour l'Ingénieur (Bénin)

Etude des Flux d'Evapotranspiration en Climat Soudanien : comportement com- paré de deux couverts végétaux au Bénin.

Thèse soutenue publiquement le **08 Mai 2014**,
devant le jury composé de :

Marc AUBINET

Prof., Université de Liège, Belgique, Président

Marc AUBINET

Prof., Université de Liège, Belgique, Rapporteur

Harouna KARAMBIRI

Prof., 2IE, Burkina-Faso, Rapporteur

Basile KOUNOUHEWA

Maître Assistant., Université d'Abomey-Calavi, Bénin, Examineur

Arona DIEDHIOU

DR IRD, LTHE, France, Directeur de thèse

Cossi Norbert AWANOU

Prof., Université d'Abomey-Calavi, Bénin, Directeur de thèse

Sylvie GALLE

CR IRD, LTHE, France, Co-Directeur de thèse

Jean-Martial COHARD

MdC., Université Joseph Fourier, France, Invité



Dédicaces

A mes parents, mes frères et sœurs,
Pour leur soutien au quotidien tout au long de cette aventure.
Qu'ils y voient le fruit du courage, de la détermination et
de l'effort consenti.

Remerciements

"Le sentier est unique pour tous.
Les moyens d'atteindre le but
varient avec chaque voyageur".

Le chemin a été long, raide et sinueux. Comme Nelson Mandela l'a dit "**A winner is a dreamer who never gives up**", et la ligne finale franchie, on ne peut que remercier les personnes qui nous ont aidés à franchir ce cap. Vous m'avez soutenue, portée et supportée. Les remerciements qui suivent vous sont donc logiquement adressés.

Ces travaux de recherches ont été effectués respectivement dans le Laboratoire de Physique du Rayonnement (LPR) de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC, Bénin) et le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de l'Université de Grenoble (UdG, France). Que les directeurs de ces deux laboratoires, je veux nommer le Professeur Cossi Norbert AWANOU et Mr. Thierry LEBEL trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour la confiance qu'ils ont placée en moi en m'acceptant dans leurs laboratoires.

J'adresse mes sincères remerciements à mes directeurs de thèse : le professeur Cossi Norbert AWANOU (LPR) et Mr. Arona DIEDHIOU (LTHE). Cher professeur AWANOU, vous m'avez encouragée depuis ma licence en physique. Après mon DEA, vous n'avez ménagé aucun effort pour me soutenir une fois encore dans mes recherches de financement pour entamer une thèse. Tout au long de mes travaux, vos conseils, remarques, commentaires et encouragements ont été une grande source d'inspiration et de réflexion. Pour cela je vous dis Merci. Mr. DIEDHIOU a toujours montré un intérêt particulier à mon travail. Il a su me donner des conseils et encouragements et je lui suis particulièrement reconnaissante pour cela.

Je témoigne ma profonde gratitude au Dr. Basile KOUNOUHEWA, avec qui j'ai fait mes premiers pas dans le milieu de la recherche. Votre attachement à la physique appliquée fait de vous une personnalité à part entière. Vos conseils et recommandations ont été d'une grande utilité pour le bon déroulement de mes travaux.

Mes vifs remerciements vont à Sylvie GALLE qui a co-dirigé cette thèse. Elle m'a soutenue depuis mon DEA et m'a accompagnée dans mes recherches de financement pour la thèse. Son sens du recul, sa rigueur scientifique, son souci du travail bien fait, ses conseils et son optimisme m'ont permis de mener à bout cette thèse. Tout au long de cette thèse, elle a été présente à la fois sur le plan scientifique qu'humain et n'a pas hésité à me trouver un financement complémentaire pour la

finalisation de cette thèse. Je la remercie chaleureusement pour m'avoir fait confiance.

Mon travail doit énormément à Jean-Martial COHARD. En dépit du fait qu'il n'ait aucune responsabilité "directe" dans ma thèse, et malgré ses multiples occupations, il s'est toujours rendu disponible pour m'écouter et m'orienter dans la bonne direction. Je dirai tout simplement qu'il est l'homme qui sait exactement ce qu'il faut dire et quand est-ce qu'il faut le dire. Beaucoup de résultats ont vu le jour grâce à ses conseils et ses idées. Merci pour le sens de l'écoute et la grande disponibilité dont vous avez fait preuve à maintes reprises à mon égard tout au long de ces 42 mois de thèse. Encore une fois merci à vous (Sylvie & Jean-Martial) car vous êtes restés jusqu'au bout malgré tout.

Les professeurs Marc AUBINET et Harouna KARAMBIRI ont accepté de rapporter ma thèse. Merci pour l'intérêt que vous avez bien voulu me porter en acceptant ce rôle. Vous avez examiné ce manuscrit avec des yeux extérieurs bienveillants. Vos remarques, commentaires et suggestions ont permis d'améliorer la version finale du manuscrit.

Je tiens à remercier le LTHE de m'avoir accueillie en particulier l'équipe Hybis. Je témoigne ma gratitude également à Mr. Luc DESCROIX pour ses conseils et encouragements. Je remercie également Christophe PEUGEOT, Marie BOUCHER, Marc DESCLOITRES, Jean-Michel VOULLAMOZ et Luc SEGUIS pour les remarques et commentaires prodigués lors de la préparation de ma soutenance. A l'équipe administrative du LTHE et de l'école doctorale TUE, en particulier Claire PETRACCI, Odette NAVE, et Christine BIGOT, je vous remercie pour l'aide que vous m'avez portée dans la préparation de mes différents séjours et de ma soutenance. Un remerciement également à Mme Saratou FATOKE secrétaire de la formation doctorale Sciences Pour l'Ingénieur de l'UAC pour son aide dans les démarches administratives liées à la préparation de la soutenance.

Je remercie également Dr. Arnaud ZANNOU, Coordonateur du projet Ouémé-2025 de m'avoir acceptée en 2007 en tant que stagiaire dans son projet, projet grâce auquel j'ai pu rencontré beaucoup de personnalités scientifiques étrangères. Merci pour ses nombreux conseils dans les moments "délicats" de ma thèse et aussi pour d'avoir tant œuvré pour la jeunesse. Mes remerciements vont aussi à toute l'équipe de coordination du projet et ainsi qu'aux stagiaires qui y avaient travaillé dans sa phase active.

A toute l'équipe qui s'occupe de l'observatoire AMMA-CATCH au Bénin : Max WUDBA, Stéphane BOUBKRAOUI, Alexandro PIXANO, Simon AFOUDA, Théo OUANI, Simon ALLOGANVINON et Jules SOGBA-GOH je les remercie pour leur disponibilité et soutien.

Ces trois années de thèse n'auraient pas été aussi agréables sans la convivialité de mes collègues. Au LPR, je pense particulièrement à Gabin, Médard, Irenée et aux collègues de la promotion SPI 2007 : Tahirou, Armand et Richard. Merci pour votre fraternité. Au LTHE, à mes collègues de bureau Aurelien C., Aloïs et Antoine pour le sens de l'écoute et les conseils que vous m'avez prodigués dans les moments d'hésitation!!! Je n'oublie pas les autres doctorants (ni les anciens

déjà docteurs) : Aurelien C., Moussa D., Joris, Olivier, Moussa M.A., Cynthia, Jérémy, Géremy, Denisse, Ruben, Tania (Merci pour tout Miss!!), Max, Solaine, Lise, Annette, Stéphanie, Alex... Merci à vous pour m'avoir offert mon pot de départ du labo qui m'a fait vivre tant d'émotions... merci aussi pour l'ambiance fraternelle lors de ma soirée de départ. Merci également à Cécile et Basile pour ces moments de bonne ambiance à Cotonou, Montpellier et Strasbourg. Les différentes familles : JOB, MARISCAL, DOUKOURE, IDOHOU, DADJOU et HECTOR qui m'ont accueilli d'une manière ou d'une autre lors de mes séjours en France. A mes amis grenoblois : Achille, Koffi, Guy et Selle, merci pour votre solidarité...

Je n'oublie pas ma famille pour son soutien inconditionnel à mes efforts et tous ses encouragements, ni mes ami(e)s pour leur présence et leur soutien à mes côtés. Que ceux que j'ai oubliés m'excuse. La volonté y est mais la tâche est difficile à accomplir sans faille.

Enfin, je voudrais terminer par remercier toutes les structures qui m'ont accordée un financement sans quoi cette thèse n'aurait pas probablement vu le jour. Il s'agit :

- du Ministère d'Etat Chargé de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique (ME-CESRS) ;
- de l'Agence Universitaire de la Francophonie (AUF), Bureau de l'Afrique de l'Ouest ;
- de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) ;
- de la Coopération Universitaire de Développement (CUD) ;
- du Fonds de Solidarité Prioritaire – Recherches Interdisciplinaires et Participatives sur les Interactions entre les Ecosystèmes, le Climat et les Sociétés en Afrique de l'Ouest (FSP-RIPIECSA).

Cotonou, le 30 Mai 2014

Résumé

L'impact des modifications climatiques et de l'augmentation de la démographie dans la région ouest africaine, sur le cycle de l'eau et de l'énergie, passe par la quantification des échanges entre les différents couverts de la surface continentale et l'atmosphère. Toutefois, la compréhension du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans la dynamique de la mousson ouest africaine est encore limitée par le manque d'observations dans cette région. Cette thèse porte sur l'étude des flux turbulents, en particulier l'évapotranspiration réelle en climat soudanien. Les deux couverts étudiés sont une forêt claire (site de Bellefoungou) et une mosaïque de culture et de jachère (site de Nalohou), situés dans la région du Nord – Bénin. On dispose de quatre années de mesures (2007 à 2010). Les sites d'étude font partie de l'observatoire hydro – météorologique AMMA – CATCH.

Les données de flux turbulents de l'atmosphère ont été mesurées avec la technique d'eddy covariance. La partition énergétique des flux a été examinée à travers la fraction évaporative (EF) et le rapport de Bowen (β) aux échelles diurne, saisonnière et inter-annuelle. Des caractéristiques de surface (conductance de surface et aérodynamique) et le coefficient de découplage ont été évalués pour interpréter la dynamique de l'évapotranspiration réelle.

L'analyse des résultats est basée sur un découpage du cycle saisonnier suivant les 4 phases du cycle de la mousson. Aux échelles diurne et saisonnière, on montre que le taux d'évapotranspiration réelle de la forêt est toujours supérieur à celui de la mosaïque de culture/jachère quelle que soit la saison. L'évapotranspiration réelle demeure non nulle en saison sèche sur le site de Nalohou malgré les conditions de surface peu favorables à ce processus. En saison humide, après le saut de mousson, la partition énergétique des flux atteint un régime stationnaire et EF vaut en moyenne 0,75 à Bellefoungou et 0,70 à Nalohou pour les 4 années étudiées. Le rapport de Bowen pris dans le même ordre est environ de 0,4 et 0,6 traduisant ainsi, en dépit des conditions humides, la part non négligeable du flux de chaleur sensible sur les deux couverts végétaux. La différence de rugosité entre les couverts végétaux entraîne une conductance aérodynamique nettement supérieure à Bellefoungou par rapport à Nalohou. A l'échelle inter-annuelle, on n'a pas pu mettre en évidence une relation entre flux de chaleur latente et pluviométrie pour les quatre années étudiées qui sont toutes des années excédentaires. Cependant nous avons observé que le rayonnement net explique la majeure partie de la variabilité inter-annuelle des flux turbulents.

Enfin, nous avons également montré avec le coefficient de découplage que la surface soudanienne et l'atmosphère restent couplées toute l'année. Ce fonctionnement de l'interface surface – atmosphère reflète le rôle majeur que jouent les conditions de surface dans la variabilité saisonnière de l'évapotranspiration réelle. Les résultats issus de cette étude donnent une première estimation des flux de chaleur latente et de chaleur sensible sur une forêt claire et une mosaïque de culture/jachère en zone soudanienne. Ils sont d'une importance capitale pour la paramétrisation et la validation des modèles de surface ainsi que la quantification robuste de la ressource en eau disponible en surface pour l'agriculture, principale activité génératrice de revenus des populations locales.

Mots clés : évapotranspiration réelle, flux de chaleur latente, flux de chaleur sensible, eddy covariance, climat soudanien, bilan hydrologique, Afrique de l'Ouest.

Abstract

Assessing the impact of climate and anthropic changes on the water and energy cycles, mainly rely on the quantification of the transfer between the various land covers and the atmosphere. Nevertheless the land – atmosphere interactions in the West African monsoon dynamic is not yet well understood because of the lack of observations in this region. This thesis focuses on the analysis of the sensible and latent heat fluxes under Sudanian climate. The two studied land covers are a clear forest (Bellefoungou) and a cultivated area (Nalohou), located in northern Benin, during four years (2007 – 2010). The study sites are a part of the hydro – meteorological AMMA — CATCH observatory.

Turbulent fluxes were measured with the eddy covariance technique. The flux partitioning was investigated through the evaporative fraction (EF) and the Bowen ratio (β) at diurnal, seasonal and inter-annual scales. Surface characteristics (surface and aerodynamical conductance) and the decoupling factor were calculated to interpret the dynamic of actual evapotranspiration.

The analysis was performed according to four different stages of the monsoon cycle. At diurnal and seasonal scales, actual evapotranspiration was always higher on the forest than on the cultivated area. It remained non zero during the dry season at Nalohou despite surface conditions which were not favorable to this process. During the wet season, after the monsoon onset, EF remained steady with a mean seasonal value of 0.75 at Bellefoungou and 0.70 at Nalohou for the four studied years. The Bowen ratio was 0.4 and 0.6 respectively, thus the sensible heat flux was significant on the two contrasted vegetation covers during the wet season. The contrasted roughness length of the two vegetation covers led to a highest aerodynamic conductance at the clear forest site. At the inter-annual scale, no relationship can be evidenced between evapotranspiration and annual rainfall for the studied period, which was rather rainy. Nevertheless, the net radiation explains the main part of the inter-annual variation of turbulent fluxes.

Finally, complete surface atmosphere decoupling was never observed. This property of the surface – atmosphere interface underlines the key role of the surface conditions in the actual evapotranspiration. Our results provide a first estimate of the latent and sensible heat fluxes over a clear forest and a mixed crop/fallow under sudanian climate. They are relevant to land surface models parametrisation or evaluation and to a robust quantification of the water resources for agriculture, the main economic activity in this region.

Keywords : actual evapotranspiration, latent heat flux, sensible heat flux, eddy covariance, sudanian climate, water balance, West Africa.

Table des matières

Dédicaces	ii
Remerciements	iii
Résumé	vii
Abstract	ix
Acronymes et abréviations	xv
Liste des symboles	xvii

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

1. RÔLE DES FLUX DE VAPEUR D'EAU ET D'ÉNERGIE DANS LA VARIABILITÉ DE LA MOUSSON OUEST AFRICAINE 5

1.1 Les échanges surface-atmosphère en Afrique de l'Ouest	5
1.1.1 La Mousson Ouest Africaine (MOA)	5
1.1.2 Variabilité inter-annuelle des précipitations et implications sur le cycle hydrologique	7
1.1.3 Les échanges de vapeur d'eau et d'énergie en Afrique de l'Ouest	10
1.2 Contexte de l'étude	11
1.2.1 L'observatoire AMMA – CATCH	11
1.2.2 Le projet Ouémé-2025	12
1.3 Milieu physique : Le bassin versant de la Donga	13
1.3.1 Climat	13
1.3.2 Répartition de la végétation	14
1.3.3 Relief et Sols	15
1.4 Description des sites d'étude et dispositif expérimental	16
1.4.1 Spécificités des sites d'étude	17
1.4.2 Instrumentation	20
1.5 Conclusion	24

2. MESURES DES FLUX DE VAPEUR D'EAU ET D'ÉNERGIE À L'INTERFACE SURFACE – ATMOSPHÈRE : MÉTHODOLOGIE ET TRAITEMENTS DES DONNÉES . . 25

2.1 Structure de la Couche Limite Atmosphérique	25
2.1.1 Structure verticale	25
2.1.2 Caractéristiques de la Couche Limite Atmosphérique	28
2.2 Bilan d'énergie à la surface	30

2.2.1	Bilan radiatif de la surface	31
2.2.2	Flux de chaleur dans le sol	32
2.2.3	Stockage d'énergie	34
2.2.4	Flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente	34
2.3	Traitements des données de flux turbulents de l'atmosphère	43
2.3.1	Traitement avec EdiRe	45
2.3.2	Critères de qualité	47
2.4	Outils d'interprétation	51
2.4.1	Conductance aérodynamique et conductance de surface	51
2.4.2	Coefficient de découplage Ω	53
2.4.3	Approches de modélisation	53
2.5	Partition des flux : la fraction évaporative	56
2.6	Conclusion	57
3.	APPLICATIONS AUX DONNÉES <i>in situ</i>	59
3.1	Estimation des paramètres aérodynamiques	59
3.1.1	La hauteur de la végétation	59
3.1.2	La rugosité dynamique z_0 et la hauteur de déplacement d	61
3.2	Correction de la dérive de l'analyseur de gaz	64
3.2.1	Position du problème	64
3.2.2	Stratégie développée pour la correction de la dérive	64
3.3	Vérification de la qualité des données	69
3.3.1	Cycles diurnes des indices de qualité	69
3.3.2	Filtrage des données aberrantes	72
3.3.3	Disponibilité des données retenues pour analyses	73
3.3.4	Fréquence mensuelle des données de flux disponibles	73
3.4	Analyse de la fermeture du bilan d'énergie	74
3.4.1	Gammes de variations des termes du bilan d'énergie	74
3.4.2	Fermeture du bilan	77
3.5	Représentativité spatiale des flux	81
3.6	Agrégation des données de flux à un pas de temps supérieur	84
3.6.1	Répartition diurne des données de flux disponibles	84
3.6.2	Représentativité des moyennes entre 10 h et 14 h	85
3.7	Conclusion	86
4.	ÉLÉMENTS DE CLIMATOLOGIE DE LA ZONE SOUDANIENNE	87
4.1	Définition et identification des phases de la mousson	87
4.2	Climatologie d'une année à pluviométrie moyenne à Nalohou	89
4.2.1	Pluie	89
4.2.2	Direction et vitesse du vent	90
4.2.3	Température et humidité absolue de l'air	90

4.2.4	Stock d'eau dans le sol et dynamique de la végétation	91
4.2.5	Bilan radiatif à la surface	92
4.3	Variabilité inter-annuelle et inter-site	96
4.3.1	Pluie	96
4.3.2	Valeurs annuelles	97
4.3.3	Variables météorologiques	99
4.3.4	Stock d'eau et dynamique de la végétation	102
4.3.5	Bilan radiatif de surface	104
4.3.6	Variabilité entre les couverts végétaux	104
4.4	Caractéristiques diurnes moyennes de quelques variables météorologiques	106
4.4.1	Evolution diurne des variables météorologiques	106
4.4.2	Evolution diurne des composantes du bilan radiatif de surface	107
4.5	Conclusion	108
5. FLUX D'ÉNERGIE ET CARACTÉRISTIQUES DE SURFACE D'UNE ZONE CULTIVÉE EN CLIMAT SOUDANIEN : DYNAMIQUES SAISONNIÈRE ET DIURNE		111
Résumé		111
6. ÉTUDE COMPARATIVE DES CYCLES SAISONNIER ET DIURNE DES FLUX D'ÉNERGIE SUR LES DEUX COUVERTS VÉGÉTAUX		135
6.1	Etude comparative du cycle saisonnier des flux d'énergie à la surface	135
6.1.1	Cycle annuel des flux H & LE et caractéristiques de la partition énergétique	135
6.1.2	Identification des variables contrôlant l'évapotranspiration réelle	140
6.1.3	Caractéristiques principales de fonctionnement des deux couverts	144
6.2	Cycle annuel des caractéristiques de surface des deux couverts	144
6.2.1	Conductance aérodynamique G_a	144
6.2.2	Conductance de surface G_s et coefficient de découplage Ω	147
6.3	Sensibilité de l'évapotranspiration réelle aux conditions de surface et atmosphérique	148
6.3.1	Relations entre EF et les conditions de surface	148
6.3.2	Relation entre EF et les conditions atmosphériques	150
6.4	Etude comparative des cycles diurnes des flux d'énergie à la surface	150
6.4.1	Réponse de la surface à des événements pluvieux	151
6.4.2	Etude comparative des cycles diurnes moyens	156
6.5	Conclusion	162
7. DYNAMIQUE INTER-ANNUELLE DE LA PARTITION ÉNERGÉTIQUE		165
7.1	Variabilité inter-annuelle des flux turbulents des deux couverts	165
7.2	Caractéristiques inter-annuelles de la partition énergétique	171
7.2.1	Fraction évaporative EF et rapport de Bowen β	171
7.3	Conclusion	174

CONCLUSION GÉNÉRALE	175
BIBLIOGRAPHIE	182
LISTES DES FIGURES	201
LISTE DES TABLEAUX	203
Annexe A : Modélisation des stocks d'eau et de la hauteur de la végétation pendant les quatre années étudiées	i
Définition du RMSE	i
Résultats de l'estimation de l'API à Nalohou	i
Résultats de l'estimation de la hauteur de la végétation à Nalohou	ii
Annexe B : Correction de la dérive du licor sur les deux sites	iii
A Nalohou	iii
A Bellefougou	vi
Annexe C : Réponse de la surface à un évènement pluvieux : cas S_3 et S_4	ix
Annexe D : Fermeture du bilan d'énergie durant les quatre saisons sur les deux couverts végétaux	xi
A Nalohou	xi
A Bellefougou	xii

Acronymes et abréviations

Acronymes et abréviations	Signification
ACP	Analyse en Composantes Principales
ALMIP	AMMA Land surface Model Intercomparison Project
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMMA-CATCH	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine – Couplage de l’Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
API	Antecedent Precipitation Index
CLA	Couche Limite Atmosphérique
CLS	Couche Limite de Surface
CSAO	Club du Sahel et de l’Afrique de l’Ouest
DOY	Day of Year
EC	Eddy Covariance
ETo	EvapoTranspiration de Référence
ETR	EvapoTranspiration Réelle
FAO	Food and Agriculture Organization
FIFE	Flux group of the first ISLSCP Field Experiment
FSP - RIPIESCA	Fonds de Solidarité Prioritaire - Recherches Interdisciplinaires et Participatives sur les Interactions entre les Ecosystèmes, le Climat et les Sociétés en Afrique de l’Ouest
HAPEX	Hydrological and Atmospheric Pilot EXperiment
GLOWA	Globaler Wandel des Wasserkreislaufes
MOA	Mousson Ouest Africaine
NIMEX	NIgerian Micrometeorological Experiment
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
Ouémé–2025	Analyse de la Dynamique et de la Disponibilité des Ressources en Eau du Bassin de l’Ouémé à l’horizon 2025
SPOT/HRV	Satellite Pour l’Observation de la Terre/High Resolution Visible
SVAT	Soil - Vegetation - Atmosphere - Transfer
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

Liste des symboles

Symboles	Noms	Unités
c	Vitesse du son	m.s^{-1}
C_k	L'amplitude de la k ème harmonique dans la décomposition de Fourier	K
C_N^2	Paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air	$\text{m}^{-2/3}$
C_p	Chaleur spécifique à pression constante de l'air humide	$\text{J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$
C_T^2	Paramètre de structure de la température	$\text{K}^2 \text{m}^{-2/3}$
d	Hauteur de déplacement	m
e_{sat}	Tension de vapeur saturante de l'air	kPa
e	Tension de vapeur de l'air	kPa
EF	Fraction évaporative	-
f_c	Paramètre de Coriolis	s^{-1}
ΔT_s	Amplitude journalière de la température de surface	K
G_a	Conductance aérodynamique	mm.s^{-1}
G_s	Conductance de surface	mm.s^{-1}
G_z, G_0	Flux de chaleur dans le sol à la profondeur z et à la surface	W.m^{-2}
H	Flux de chaleur sensible	W.m^{-2}
h_{veg}	Hauteur de la végétation	m
HR	Humidité relative de l'air	%
k	Conductivité thermique du sol	$\text{W.m}^{-1} \text{K}^{-1}$
$K_H, K_{le},$	Coefficients de diffusion turbulente pour les flux H	
K_m	LE et la quantité de mouvement	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
l	Distance entre deux paires de transducteurs	m
LE	Flux de chaleur latente	W.m^{-2}
L_{MO}	Longueur de Monin et Obukhov	m
LW_{in}	Rayonnement incident de grande longueur d'onde	W.m^{-2}
LW_{net}	Bilan du rayonnement de grande longueur d'onde	W.m^{-2}
LW_{out}	Rayonnement sortant de grande longueur d'onde	W.m^{-2}
n, n_0, n_s	Fréquence, fréquence de coupure et fréquence d'échantillonnage	Hz
p, p_0	Pression de l'atmosphère à l'altitude considérée et au sol	Pa

q, \bar{q}, q'	Concentration, concentration moyenne, fluctuation de la concentration pour la vapeur d'eau	g.m^{-3}
q_*	Echelle caractéristique de l'humidité absolue de l'air	g.m^{-3}
q_a	Humidité absolue de l'air	g.m^{-3}
q_l, q_{lc}	Humidité absolue de l'air mesurée par le licor et corrigée	g.m^{-3}
q_s	Humidité spécifique de l'air	kg.kg^{-1}
r_a	Résistance aérodynamique	s.mm^{-1}
Ra	Nombre de Rayleigh	-
Re	Nombre de Reynolds	-
Ri	Nombre de Richardson	-
r_s	Résistance de surface	s.mm^{-1}
R_n	Rayonnement net	W.m^{-2}
R_{so}	Rayonnement solaire par ciel clair	W.m^{-2}
ΔS	Stockage de flux d'énergie entre la surface et la hauteur de mesure	W.m^{-2}
SW_{in}	Rayonnement incident de courte longueur d'onde	W.m^{-2}
SW_{net}	Bilan du rayonnement de courte longueur d'onde	W.m^{-2}
SW_{out}	Rayonnement réfléchi de courte longueur d'onde	W.m^{-2}
T, \bar{T}, T'	Température, température moyenne, fluctuation de la température de l'air	K
T_*	Echelle caractéristique de la température	K
T_s, T_z	Température du sol à la surface, à la profondeur z	K
t_1, t_2	Temps de propagation du son	s
u, \bar{u}, u'	Vitesse, vitesse moyenne, fluctuation de la vitesse du vent dans la direction horizontale	m.s^{-1}
u_*	Vitesse de friction	m.s^{-1}
VPD	Déficit de pression de vapeur	kPa
w, \bar{w}, w'	Vitesse, vitesse moyenne, fluctuation de la vitesse du vent dans la direction verticale	m.s^{-1}
$\overline{w'x'}$	Covariance de flux entre la fluctuation de w' et celle d'un scalaire x'	$\text{K.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$
$w_j \phi_k$	la phase de la k ième harmonique dans la décomposition de Fourier	-
w_k	Pulsations de la k ième harmonique dans la décomposition de Fourier	rd.s^{-1}
z, z_m	Hauteur de mesure, et hauteur de mesure à la profondeur m	m
z_0	Rugosité dynamique	m
$z_{0h}, z_{0v},$	Longueur de rugosité pour le transfert de chaleur, de la vapeur d'eau et de la vitesse	m
z_α	Profondeur équivalente de diffusion	m

α	Coefficient de dilatation thermique	
α_G	Coefficient de diffusion de la chaleur dans le sol	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
α_H, α_{le}	Ratios entre les coefficients turbulents de diffusion de chaleur et de vapeur d'eau et le coefficient de diffusion de quantité de mouvement	-
β	Rapport de Bowen	-
Δ	Pente de la courbe de saturation	$\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$
g	Accélération de la pesanteur	$\text{m}.\text{s}^{-2}$
γ_d	Rapport de la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante, sur celle à volume constant	-
ϕ_m, ϕ_H et ϕ_{le}	Fonctions de stabilité pour le flux de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente	-
κ	Constante de karman	-
χ	Coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
λ	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	$\text{J}.\text{kg}^{-1}$
μ	Rapport des masses molaires de l'air sec et de la vapeur d'eau	-
ν	Viscosité cinématique pour l'atmosphère	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
ν_T	Diffusivité thermique de l'air	$\text{m}^2.\text{s}^{-1}$
Ω	Coefficient de découplage	-
\mathcal{R}	Constante des gaz parfaits	$\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
ρ	Densité de l'air humide	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$
ρ_v, ρ_a	Densité de la vapeur d'eau, de l'air sec	$\text{kg}.\text{m}^{-3}$
$\rho_s C_s$	Capacité thermique volumique intégrée sur l'épaisseur du sol	$\text{J}.\text{m}^{-3}.\text{K}^{-1}$
σ	Constante de Stefan-Boltzmann	$\text{W}.\text{m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
θ_{fc}	Capacité au champ	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$
θ_p	Température potentielle	K
τ_v, τ_d	Constante de temps	s
ε	Emissivité de la surface	-
ζ	Stabilité de l'atmosphère	-

Introduction générale

Parmi les grandes problématiques, qui, en termes d'environnement et de ressources, se posent à l'Homme en ce début de XXI^{ème} siècle, les questions qui traitent du changement climatique et de la pérennité des ressources en eau sont sans aucun doute, celles qui apparaissent les plus préoccupantes. L'Afrique de l'Ouest en particulier, fait partie de ces régions du monde où l'incertitude sur l'impact des changements climatiques est la plus grande [BOKO et al., 2007] et notamment l'incertitude sur la pluviométrie (Rapport du GIEC, 2013). La vulnérabilité des populations et des ressources en eau sont également l'une des plus fortes au monde. Par le passé, l'Afrique de l'Ouest a connu une période de sécheresse sans équivalent, pratiquement continue du Sahel au Golfe de Guinée [LEBEL et al., 2003], de la fin des années 60s au milieu des années 90s marquant le plus grand déficit régional de précipitations au monde. Les conséquences de cette sécheresse ont été dévastatrices pour les populations. La diminution des précipitations de près de 20%, a décimé les cheptels et réduit les récoltes d'une agriculture essentiellement pluviale [NICHOLSON et al., 1998]. Les débits des grands fleuves ont diminué de près de 40% [LEBEL et al., 2003; DESCROIX et al., 2009; MAHÉ et al., 2013].

Les projections futures issues du récent rapport du Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat confirment un réchauffement global de 1,1 à 6°C d'ici 2100 et font état de conséquences lourdes [GIEC, 2013] sur tous les compartiments du système climatique. Les modifications du cycle global de l'eau et de l'énergie ne seront pas uniformes et les contrastes dans les précipitations au niveau des interfaces entre les latitudes équatoriales/tropicales humides et les latitudes plus élevées, plus sèches vont augmenter. En Afrique de l'Ouest en particulier, les performances des systèmes agricoles sont étroitement tributaires du climat. La plupart des études montrent un impact négatif du changement climatique sur la production, mais leur intensité varie énormément suivant les études [CHALLINOR, 2007; BENJAMIN SULTAN, 2005], notamment à cause des grandes incertitudes qui demeurent dans les projections des précipitations de la région [RAMIREZ-VILLEGAS & CHALLINOR, 2005]. Ces incertitudes sur les précipitations sont attribuées en partie à une mauvaise compréhension des mécanismes de rétroaction entre la surface et l'atmosphère [LEBEL et al., 2009].

Parallèlement à ce changement climatique, on assiste en Afrique de l'Ouest à une importante modification de l'occupation des sols depuis plusieurs décennies. Les surfaces cultivées ont augmenté de 57% entre 1975 et 2000 dans la région ouest africaine [CSAO, 2012]. Au Bénin, cette expansion continue actuellement et se fait au détriment des zones naturelles, autrefois boisées [JUDEX et al.,

2009]. Ce changement d'usage des sols est lié à l'augmentation de la population qui s'est accrue d'un facteur 4 entre 1950 et 2010 et va encore doubler en 2050 selon le rapport des Nations Unies [U.N., 2011]. Au Bénin, [HELDMANN et al., 2009] ont observé une augmentation de 3 à 4,5% par an sur la période 1992 – 2002. La diminution de la végétation naturelle pérenne au profit des zones cultivées, conjuguée avec le changement climatique, entraîne des modifications du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest, et notamment du ruissellement [SÉGUI et al., 2004; DESCROIX et al., 2012; MAHÉ et al., 2013]. Elle modifie également les rétroactions entre la surface et l'atmosphère mais celles-ci sont moins bien connues. Si les modèles s'accordent sur l'estimation des débits, ils divergent sur l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Une récente étude montre que ces écarts atteignent 25% en climat soudanien [PEUGEOT et al., 2011]. Pourtant l'évapotranspiration réelle est une variable majeure du bilan hydrologique puisque globalement 60% des précipitations retournent dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau [TRENBERTH et al., 2009]. Les observations manquent pour départager les modèles et la pertinence de leurs concepts.

Le climat influence la surface Terrestre mais il est également influencé en retour par la surface. Ces rétroactions se déclinent à différentes échelles temporelle et spatiale. A l'échelle régionale, en Afrique de l'Ouest les échanges d'énergie et de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère jouent un rôle crucial dans la boucle de rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations [CHARNEY, 1975; KOSTER, 2004]. Ces échanges comprennent le bilan radiatif, les flux de chaleur sensible et de chaleur latente (évapotranspiration réelle), lesquels influencent directement la température de surface et l'humidité de la couche de l'atmosphère dans laquelle nous vivons. Rappelons que l'évapotranspiration réelle est un processus qui est composé de l'évaporation des sols et des cours d'eau ainsi que la transpiration des végétaux. Du point de vue de la dynamique de l'atmosphère, les flux de chaleur sensible et de chaleur latente permettent le déclenchement de la convection et apportent une partie de l'eau pour la formation des nuages et par conséquent des précipitations [TAYLOR et al., 2011]. [EYMARD et al., 2012] ont montré que la trajectoire des systèmes convectifs pouvait être déviée suivant l'humidité du sol sous-jacent. A l'échelle saisonnière, [PHILIPPON & FONTAINE, 2002] ont suggéré qu'une anomalie positive de l'humidité du sol renforcerait la circulation du flux de mousson et pourrait créer des conditions favorables à une saison des pluies abondante au Sahel. Une explication à cet effet mémoire pourrait être la remobilisation par évapotranspiration des stocks d'eau dans le sous-sol de la zone soudanienne de l'Afrique de l'Ouest. En d'autres termes, la zone soudanienne jouerait un rôle crucial dans la mise en place de la mousson à l'échelle régionale. Toutefois, cette assertion demeure encore un sujet de discussion [DOUVILLE et al., 2006]. A méso-échelle, les profils thermodynamiques verticaux affectent directement les systèmes pluvigènes [PEYRILLÉ, 2006]. L'occurrence des précipitations augmente significativement aux interfaces entre les zones sèches et les zones humides, à des échelles spatiales d'environ 10 km [TAYLOR et al., 2011]. Ainsi la distribution spatiale de humidité des sols joue un rôle sur la position des systèmes convectifs dans le Sahel [TAYLOR et al., 2012]. Les échanges d'énergie et de vapeur d'eau entre la surface et l'atmosphère jouent donc un rôle crucial en Afrique de l'Ouest, que ce soit pour les rétroactions de la surface sur les processus atmosphériques ou pour le cycle continental de l'eau. A cause de ce rôle, l'étude de ces processus doit être une priorité car le couplage entre

les surfaces continentales et l'atmosphère est encore mal compris d'une part et d'autre part, la quantification de la part de l'évapotranspiration réelle dans le bilan hydrologique demeure à ce jour mal estimée. Comprendre ces processus d'échanges à différentes échelles temporelles (diurne, saisonnière, et inter-annuelle) est essentielle pour améliorer les prévisions climatiques de la région ouest africaine. Dans cette optique et pour identifier le rôle que jouent les surfaces continentales soudanaises dans la variabilité climatique associées à la mousson africaine, il est essentiel d'étudier les échanges de vapeur d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère sur de longues périodes pour examiner la sensibilité des surfaces aux changements climatiques. Dans le climat soudanais en particulier les études menées sur ces processus sont rares, elles ont porté sur des durées courtes [MAUDER et al., 2006], ou des méthodes indirectes [GUYOT et al., 2009], ou sur un seul type de couvert [BAGAYOKO et al., 2007 ; BRÜMMER et al., 2008]. Tous ces auteurs soulignent la nécessité d'étudier de longues séries de données de flux et sur différents écosystèmes pour analyser leur sensibilité au changement climatique en cours actuellement, mais aussi à la pression anthropique que subit cette région et à la modification de l'occupation des sols qu'elle entraîne. Cette thèse vise donc à **étudier les flux d'évapotranspiration sur une forêt claire (site de Bellefoungou) et une zone cultivée (site de Nalohou) en climat soudanais, mesurés avec la méthode directe d'eddy covariance sur quatre années à pluviométrie variable.**

Objectifs de l'étude

Cette étude est une contribution à une meilleure caractérisation des échanges d'énergie et de masse entre la surface et l'atmosphère en Afrique de l'Ouest et une meilleure évaluation de la ressource en eau disponible en surface. Dans un contexte de variabilité climatique et de forte pression anthropique, cette étude devrait permettre de quantifier l'impact de la pression anthropique sur les processus de surface, en particulier sur les échanges d'énergie et de vapeur d'eau. L'objectif général est d'étudier la variabilité des flux de vapeur d'eau (évapotranspiration réelle) et d'énergie (flux de chaleur sensible) échangés entre les deux couverts végétaux et l'atmosphère en vue d'une meilleure compréhension du fonctionnement de l'interface surface-atmosphère en zone soudanienne. Plus spécifiquement, cette étude vise à :

1. Analyser la variabilité des flux de vapeur d'eau et d'énergie aux échelles événementielle, diurne, saisonnière et inter-annuelle sur deux couverts végétaux – une mosaïque de culture/jachère (Nalohou) et une forêt claire (Bellefoungou) localisés en climat soudanais au Nord du Bénin.
2. quantifier la partition énergétique et les caractéristiques de surface associées sur les deux couverts végétaux. La quantification de la partition énergétique permettra de montrer les différences de fonctionnement des deux types de végétation et en particulier de quantifier les volumes d'eau évaporés, et ce à quelle période de l'année. La quantification des caractéristiques de surface (conductance de surface, conductance aérodynamique) servira à alimenter les modèles de surface dans les études futures.
3. et enfin, quantifier l'impact de la variabilité pluviométrique sur les flux de vapeur d'eau et d'énergie des deux couverts.

L'originalité de l'étude réside dans le fait qu'elle s'appuie sur deux couverts végétaux contrastés, sur une méthode directe de mesure et enfin, sur de longues séries de mesures.

Organisation du manuscrit

Pour atteindre les objectifs visés dans cette étude, le manuscrit est subdivisé en sept chapitres. Le premier chapitre présente l'étude bibliographique et les spécificités des sites d'étude. Le deuxième chapitre expose toute la méthodologie, les différentes étapes de traitement des données utilisées et quelques outils diagnostics nécessaires pour interpréter les données d'observations. Le troisième chapitre aborde la mise en œuvre des traitements de données de flux sur les sites d'étude. Dans le chapitre quatre, une description de la climatologie de la zone soudanienne est présentée. Les analyses de données de flux d'eddy covariance effectuées tout au long de ce manuscrit s'appuient sur un découpage de l'année en quatre saisons. La définition des saisons y est donnée puis nous comparons les variations inter-annuelles des variables météorologiques sur les deux couverts végétaux. Le cinquième chapitre est un article publié dans le journal *Hydrology and Earth System Sciences*. Cet article présente les résultats issus de l'analyse du cycle saisonnier et diurne des flux d'énergie et des caractéristiques de surface sur le site de Nalohou pour l'année 2008. Dans le sixième chapitre, est effectuée une analyse comparative des flux d'énergie, leur partition et leur caractéristique de surface sur la forêt claire et la mosaïque de culture/jachère pour l'année 2009 et aux échelles événementielle, diurne et saisonnière. Enfin, le septième chapitre aborde la dynamique des flux sur les quatre années étudiées. On examine dans ce dernier chapitre l'impact de la variabilité pluviométrique et du rayonnement net sur les flux d'évapotranspiration réelle et de chaleur sensible.

Rôle des flux de vapeur d'eau et d'énergie dans la variabilité de la Mousson Ouest Africaine

Ce chapitre est consacré principalement à une présentation de l'état de l'art portant sur les mécanismes de la mousson ouest africaine et sur les interactions entre la surface et l'atmosphère. La première partie rappelle les principaux acteurs de la mousson ouest africaine et de la variabilité des précipitations à l'échelle inter-annuelle. L'impact de la variabilité des précipitations sur les ressources en eau de la région ainsi que le rôle que joue le compartiment sol-végétation-atmosphère dans la mise en place de la mousson de l'Afrique de l'Ouest y sont également présentés. La deuxième partie est consacrée à la présentation des différents programmes scientifiques mis en place pour documenter le cycle hydrologique continental et ses interactions avec l'atmosphère dans cette région. Nous terminerons ce chapitre par la description du milieu physique ainsi que l'instrumentation spécifique déployée sur les sites d'étude.

1.1. Les échanges surface-atmosphère en Afrique de l'Ouest

1.1.1. La Mousson Ouest Africaine (MOA)

La dynamique de la Mousson Ouest Africaine est d'abord le résultat de la circulation générale. La différence de température entre les pôles et l'équateur impose autour du globe une circulation atmosphérique organisée en cellules (Figure 1.1 a¹). Cette circulation positionne des zones anticycloniques sur les Açores, au nord-est de l'Afrique et sur le Golfe de Guinée. D'autre part, la convection qui se développe sur le Sahara crée une large zone dépressionnaire. L'organisation de ces systèmes anticyclone - dépression produit des vents de nord-est sur le Sahel (alizé du nord-est ou Harmattan) et des vents de sud-ouest sur la côte Guinéenne. La Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) est localisée à la rencontre de ces vents le long d'une ligne est-ouest. Le changement

1. Source de la figure : La dynamique des masses atmosphériques. Portail national des professionnels de l'éducation, France (<http://eduscol.education.fr/obter/appliped/circula/theme/atmos32.htm>)

de déclinaison de la Terre avec les saisons fait varier la position latitudinale de cette ligne (Figure 1.1 b¹).

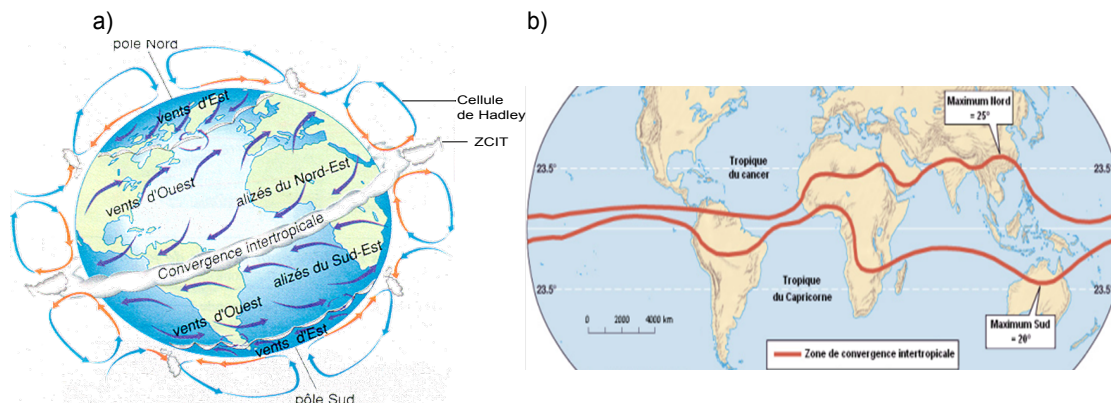


FIGURE 1.1 – Schéma de (a) la circulation atmosphérique globale et (b) l'amplitude annuelle du déplacement de la ZCIT.

En hiver boréal (saison sèche), la ZCIT est située au sud de la côte Guinéenne soumettant ainsi toute l'Afrique de l'Ouest à un flux de nord-est. Ces vents en provenance du Sahara (Harmattan) amènent de l'air sec chargé en aérosols désertiques.

En été boréal (saison humide), la ZCIT se déplace vers le nord jusqu'à 15°N de latitude. Au sud de cette ligne les vents venant du Golfe de Guinée soufflent un air chargé en humidité. L'humidité des masses d'air associée à d'importants mouvements verticaux (ascendance, détente et refroidissement), va favoriser la formation des nuages et donc des précipitations : c'est le flux de mousson.

Le régime pluviométrique de la MAO est donc conditionné par la migration saisonnière de la ZCIT, le mouvement saisonnier apparent du soleil qui détermine la distribution annuelle des pluies [HASTENRATH, 1985]. Entre les deux extrêmes, sa dynamique méridienne est caractérisée par une migration rapide entre mai et juin, jusqu'à une position d'équilibre autour de 5°N de latitude ou elle s'arrête pendant plusieurs semaines. Cette période marque la première saison des pluies en Afrique Guinéenne. La ZCIT migre alors brutalement à 10°N de latitude. C'est le saut de mousson qui marque l'installation du régime de mousson aux latitudes Soudano-Sahéliennes. La date de ce saut, date à partir de laquelle les pluies deviennent plus régulières, est souvent considérée comme la mise en place de la mousson. Cette date est évaluée en moyenne autour du 24 juin \pm 8 jours [SULTAN & JANICOT, 2003]. Pendant les mois de juillet et août, la ZCIT poursuit sa remontée vers sa position la plus haute en latitude.

L'évolution de la ZCIT au cours de l'année détermine la distribution et le cumul annuel des précipitations. La région ouest africaine distingue du sud au nord trois principales zones climatiques

1. Source de la figure : Cours de circulation générale, Service Universitaire de Pédagogie de l'Université Paul Sabatier – Toulouse 3 (<http://sup.uns-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/CirculationGenerale1.html>)

en fonction du régime pluviométrique : guinéenne (climat tropical humide > 1400 mm de pluie), soudanienne (de 700 à 1400 mm de pluie) et climat sahélien (de 300 à 700 mm) (Figure 1.2). Le gradient méridien pluviométrique qui va de l'équateur aux tropiques est associé à un gradient sud-nord de la végétation. La variabilité inter-annuelle des précipitations de cette région est importante avec de nombreuses répercussions sur le cycle de la végétation et le cycle hydrologique.

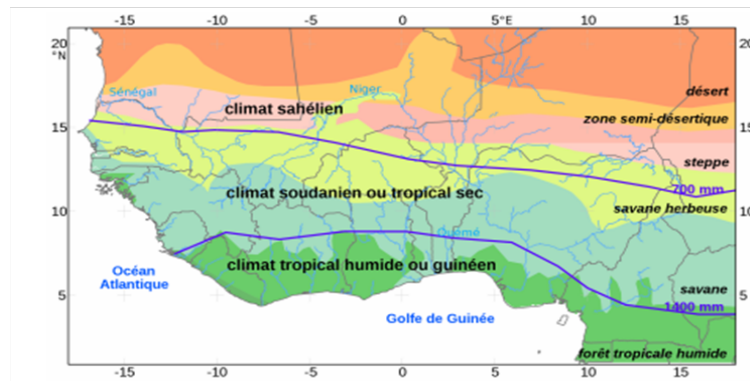


FIGURE 1.2 – Répartition des types de climat et de végétation en Afrique de l'Ouest d'après [JABOT-ROBERT, 2012].

1.1.2. Variabilité inter-annuelle des précipitations et implications sur le cycle hydrologique

Les précipitations en Afrique de l'Ouest montrent de forte variabilité aux échelles décennale et inter-annuelle. L'étude de cette variabilité a fait l'objet de nombreux travaux [NICHOLSON, 1981; LAMB, 1983; LE BARBÉ et al., 2002; LEBEL & ALI, 2009]. Ces études ont montré à l'aide de différents tests statistiques sur les indices pluviométriques calculés sur la chronique des données pluviométriques en Afrique de l'Ouest l'existence d'une rupture autour de l'année 1970. Nous savons aujourd'hui que la période de sécheresse de la fin des années 60s au milieu des années 90s ne s'est pas uniquement limitée au Sahel (Figure 1.3 a & b). Elle s'est étendue jusqu'à la côte du Golfe de Guinée [LEBEL et al., 2003] mais avec une moindre rigueur [LE BARBÉ et al., 2002]. En climat soudanien, on voit sur la figure (1.3 b) une forte variabilité des précipitations sur l'ensemble de la période 1950 – 2010 avec une période pluri-décennale bruitée par des fluctuations inter-annuelles. La longue période de sécheresse de 1970 – 1990 est suivie depuis les années 1990, d'un retour à des conditions plus humides dans la région du Nord Bénin. Les raisons proposées pour expliquer cette tendance incluent les variations de la température à la surface de l'océan [FOLLAND et al., 1986; ROWELL et al., 1995] et les modifications des propriétés de surfaces (désertification) [XUE & SHUKLA, 1993; DIRMEYER & SHUKLA, 1996]. [EVA et al., 2006] ont montré que l'Afrique de l'Ouest a perdu 16% des zones forestières et 5% des zones de savane sur la période de 1975 – 2000, soit 50.000 km² de végétation naturelle par an. De telles modifications dans l'occupation du sol, liées à une période de sécheresse ou liées à une augmentation de la démographie, qui entraîne elle-même une augmentation des surfaces cultivées, ont un impact sur le cycle hydrologique et sur les interactions entre la surface et l'atmosphère.

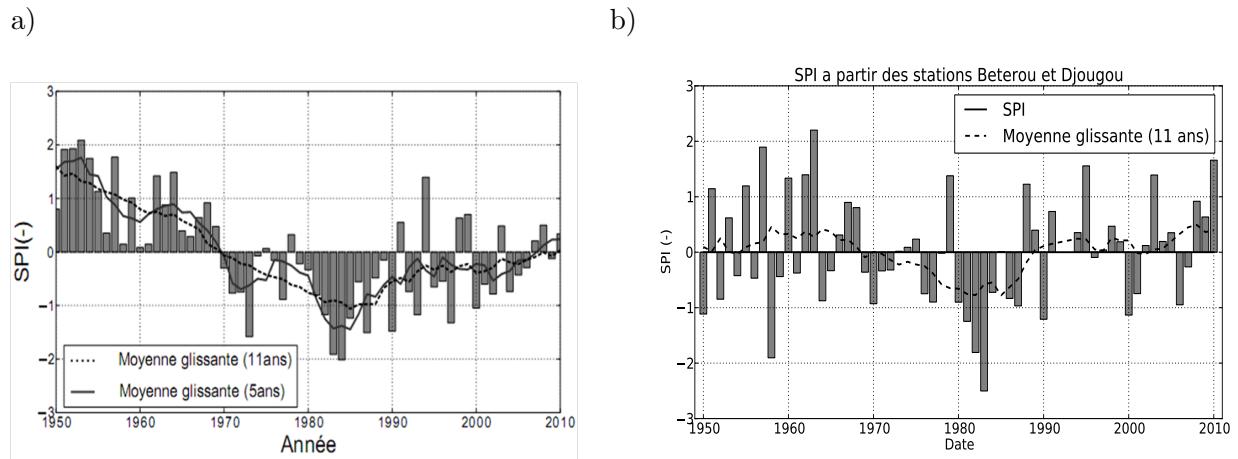


FIGURE 1.3 – Série temporelle des indices de précipitation standardisés calculés sur le Sahel central (9.5 °N – 15.5 °N ; 5 °W – 7°E) (a) et (b) sur les sites de Bétéro et de Djougou (Nord du Bénin) (9.5 °N – 10°N ; 1.5° – 2°E) pour 1950 – 2010 d’après [PANTHOU, 2013]. L’indice SPI est la valeur centrée réduite du cumul de précipitations annuelles.

A l’échelle d’un bassin versant, l’équation simplifiée du bilan hydrologique peut s’écrire :

$$\frac{dS}{dt} = P - ETR - R \quad (1.1)$$

où S désigne le stock d’eau du sol ; P la pluie, ETR l’évapotranspiration réelle et R ruissellement (tous exprimés en mm).

La modification des états de surface suite à l’action de l’homme (mise en culture) ou des sécheresses (diminution du couvert végétal) a renforcé le ruissellement dans la région sahélienne. Celle-ci fait baisser l’évapotranspiration en augmentant le ruissellement local, conduisant à une augmentation des écoulements en climat sahélien [SÉGUI et al., 2004 ; MAHÉ et al., 2005 ; DESCROIX et al., 2009]. En revanche dans la zone soudanienne, le ruissellement diminue (période de 1950 à 2005) [DESCROIX et al., 2009]. Une augmentation de l’évapotranspiration de référence est observée sur la période de 1950 à 2006 par [ROKO, 2007]. Ces caractéristiques nécessitent la compréhension des processus hydrologiques en jeu, en particulier l’évapotranspiration réelle dans cette zone.

Parmi les termes du bilan hydrologique, l’évapotranspiration réelle est reconnue comme étant l’une des composantes majeures du bilan. Elle comprend les pertes en eau de la surface, la transpiration du couvert végétal, l’évaporation du sol nu ou des surfaces d’eau libre. L’évapotranspiration réelle est un terme du bilan hydrologique difficile à estimer car il fait intervenir un grand nombre de processus hydrologiques, éco-physiologiques et atmosphériques. Ainsi l’ ETR est souvent exprimée comme une fonction de l’évapotranspiration de référence (ET_o) [ALLEN et al., 1998] ou l’évapotranspiration potentielle (ETP) [PRIESTLEY & TAYLOR, 1972]. L’évapotranspiration potentielle ETP représente la quantité maximale d’eau que peut perdre une surface d’eau libre placée dans les mêmes conditions atmosphériques. Le concept d’évapotranspiration de référence représente les pertes d’eau d’une surface de référence (gazon) disposant d’eau à volonté. L’ ETP comme l’ ET_o

représente la demande atmosphérique. Dans un cas la référence est l'eau libre, dans l'autre un gazon, ce qui est plus représentatif de la végétation.

Dans la zone soudanienne, [LELAY & GALLE, 2005] et [LE LAY, 2006] ont évalué la répartition des différents termes du bilan hydrologique en utilisant le modèle conceptuel GR4J [PERRIN, 2000] et le modèle TOPAMMA [LE LAY et al., 2008] calés sur les chroniques de débit. Les résultats obtenus par ces auteurs montrent que pour obtenir les mêmes chroniques de débit, les deux modèles prédisent une répartition différente entre l'*ETR* et l'infiltration profonde. L'évapotranspiration réelle représente entre 40 et 70 % du bilan hydrologique annuel selon le modèle. Les différences ont été attribuées au schéma assez simpliste de l'évapotranspiration réelle implémenté dans ces modèles.

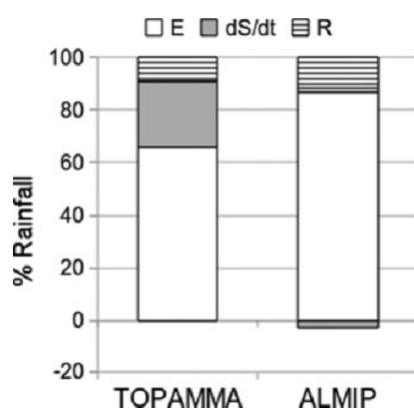


FIGURE 1.4 – Comparaison du bilan annuel d'eau simulé par le modèle TOPAMMA et l'ensemble des simulations ALMIP d'après [PEUGEOT et al., 2011].

La figure (1.4) montre les résultats de simulations pour l'année 2005 issus du modèle hydrologique TOPAMMA [LE LAY et al., 2008] et de dix modèles de surface continentale LSM (Land Surface Model) basés sur le bilan d'énergie [PEUGEOT et al., 2011] appliqués dans le cadre de l'expérience d'intercomparaison entre modèles du projet ALMIP [BOONE et al., 2009]. Cette étude récente effectuée à méso-échelle (bassin versant de l'Ouémé supérieur qui fait 14.000 km²) montre également des écarts de 25% entre les évapotranspirations annuelles simulées entre les différents modèles. Le modèle hydrologique TOPAMMA estime une évapotranspiration réelle inférieure et un stockage profond supérieur aux simulations LSM. Les LSM sur-estiment le ruissellement qui est bien représenté par TOPAMMA comparativement aux observations [PEUGEOT et al., 2011]. [ZANNOU, 2011] a quant à lui estimé l'*ETR* à 53% des précipitations sur la décennie 1997 – 2006 à l'aide du modèle TOPAMMA appliqué à un sous bassin versant de l'Ouémé supérieur. Tous ces auteurs ont déploré le manque de données d'observation d'évapotranspiration réelle pour analyser les divergences de ces résultats. Dans cette zone, l'unique estimation de l'évapotranspiration réelle est basée sur les mesures d'un scintillomètre à large ouverture [GUYOT, 2010]. Cet auteur a évalué l'*ETR* à **83 ± 10%** du cumul annuel des précipitations en 2008. Cependant, il faut rappeler que la scintillométrie ne mesure pas directement l'évapotranspiration réelle. Ces observations et ces résultats de modélisation montrent la grande incertitude sur l'estimation de l'*ETR* et l'incapacité

des modèles à trouver un consensus pour prédire ce terme majoritaire du bilan d'eau.

En conclusion, des observations des flux de vapeur d'eau sont nécessaires en climat soudanien, pour quantifier l'évapotranspiration réelle en vue d'une meilleure estimation de la ressource en eau disponible en surface. Ces observations sont également nécessaires pour documenter la variabilité de ces flux d'énergie en surface afin de fournir des outils indispensables pour la compréhension de leurs rôles dans la variabilité du système climatique ouest africain.

1.1.3. Les échanges de vapeur d'eau et d'énergie en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, le nombre d'étude concernant l'observation directe de l'évapotranspiration réelle est très parcimonieuse comparé aux jeux de données disponibles aux Etats-Unis (AmeriFlux) et en Europe (FLUXNET).

En Afrique de l'Ouest, les premières études ayant porté sur les échanges entre la surface et l'atmosphère ont été réalisées en 1992 dans le cadre de l'expérience pilote (HAPEX-Sahel) au Niger [GOUTORBE et al., 1994]. Dans le cadre de HAPEX-Sahel, [KABAT et al., 1997] ont mis en exergue les différences dans le fonctionnement d'une savane en jachère et d'une région boisée à l'échelle diurne pendant toute la saison humide au Niger. L'influence de l'hétérogénéité de la surface sur les flux turbulents de l'atmosphère et l'énergie disponible a été soulignée par [LLOYD, 1995]. [TUZET et al., 1997] montrent que l'hétérogénéité du couvert induit une grande variabilité spatiale des flux de chaleur du sol, de chaleur sensible et latente au niveau des prairies.

Dans le cadre de l'expérience AMMA-CATCH¹ de nouveaux résultats ont été obtenus au Sahel. En comparant deux années à pluviométrie contrastée sur une jachère et une culture de mil au Niger, [RAMIER et al., 2009] ont montré que le flux d'évapotranspiration augmente avec la pluviométrie sur la jachère mais pas sur la culture du mil. Les auteurs en concluent que ces différences sont liées au fonctionnement de ces végétaux. Sur des sites plus arides au Mali, [TIMOUK et al., 2009] ont en s'appuyant sur trois sites d'observation montré que, la variabilité entre les couverts est également très importante en terme de dynamique et d'amplitude saisonnière. En particulier sur les sites maliens, la variabilité entre site est aussi importante que la variabilité saisonnière.

En climat soudanien, les premiers travaux sur la dynamique à long terme ont porté sur l'analyse de la variabilité saisonnière des flux d'énergie sur une zone de savane cultivée au Burkina-Faso dans le cadre du programme GLOWA [GIESEN et al., 2003]. A partir de 18 mois de mesures de flux, [BAGAYOKO et al., 2007] ont montré que pendant la saison humide, 71% de l'énergie disponible est dissipée en flux de chaleur latente. En saison sèche, le flux de chaleur sensible est le terme prépondérant du bilan (77%). [BAGAYOKO et al., 2007] ont également montré sur une savane cultivée qu'une réduction de 33% du cumul annuel pluviométrique entraîne une baisse de 10% du

1. L'observatoire AMMA-CATCH et ses objectifs sont présentés dans la section 1.2.1

flux de chaleur latente au profit du flux de chaleur sensible. [SCHÜTTEMEYER et al., 2006] ont effectué une étude plus spécifique en examinant la partition du bilan d'énergie pendant quelques jours situés dans la phase de transition de la saison humide à la saison sèche sur deux sites avec des pluviométries moyennes de 1042 mm à Tamale (9 °29 N; 0°55 W) et 1432 mm à Ejura (7 °20 N; 1 °16 W). Ils n'ont pas pu comparer le fonctionnement de la végétation sur les deux sites, mais ils ont montré que la dynamique journalière de la végétation semblait avoir une dépendance à la température de surface. [BRÜMMER et al., 2008] ont étudié la partition du bilan d'énergie sur deux années de mesures au-dessus d'une savane arbustive au Burkina-Faso. Sur ce type de couvert végétal, la moyenne mensuelle du rapport de Bowen (ratio entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente) peut atteindre 25 en saison sèche. La fraction évaporative qui représente la part de l'énergie disponible en surface dissipée en évapotranspiration est de 0,8 en saison des pluies. Cette fraction évaporative de la savane arbustive est supérieure à celle observée (0,73) par [BAGAYOKO et al., 2007] sur une zone de savane cultivée. Dans le cadre de l'expérience NIMEX [MAUDER et al., 2006], les flux d'énergie en surface ont été analysés pendant la période de transition entre saison sèche et saison humide. Les auteurs ont observé de l'évaporation sur sol nu pendant la période avec une bonne fermeture du bilan d'énergie. Cette évaporation est attribuée à l'advection des masses d'air humides sur un sol chaud et sec.

Au Bénin, l'unique étude qui existe à ce jour est celle de [GUYOT et al., 2012]. Ces auteurs ont analysé trois années de données de flux turbulents de l'atmosphère mesurés avec la méthode scintillométrique au-dessus d'une savane hétérogène. Ils ont montré que la fraction évaporative atteint un régime stationnaire pendant la saison humide (0,67) et est très variable pendant les phases de transition entre les saisons. Il est important de souligner qu'aucune étude n'a été effectuée à ce jour sur une zone de forêt. Alors que la pression anthropique ne cesse d'augmenter dans cette région, il est donc indispensable de mener une étude comparative entre une forêt et une culture afin d'évaluer l'impact de la pression anthropique sur les flux de vapeur d'eau et d'énergie de cette région.

Nous présentons dans ce qui suit, le contexte d'étude et les données disponibles pour étudier le flux d'évapotranspiration au nord du Bénin.

1.2. Contexte de l'étude

1.2.1. L'observatoire AMMA – CATCH

L'observatoire AMMA - CATCH (*Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine - Couplage Atmosphère Tropicale et Cycle Hydrologique*) vise à maintenir sur le long terme, un système d'observation du cycle de l'eau, de la dynamique de la végétation et de leurs interactions avec le climat en Afrique de l'Ouest [LEBEL et al., 2009]. Ses objectifs sont la documentation de la variabilité inter-annuelle, l'étude des processus et leur modélisation dans le cadre du changement climatique et du changement d'occupation des sols. Il comporte trois sites de méso-échelle qui documentent

le gradient climatique ouest africain avec des pluviométries croissantes du nord au sud :

- Le Gourma Malien (30 000 km², 15 °N – 17 °N) en Sahel pastoral ($P \sim 300$ mm) ;
- Le degré carré d'HAPEX-Sahel, (10 000 km², 13 °N – 14 °N) en climat sahélien ($P \sim 600$ mm) ;
- Le haut bassin de l'Ouémé (14 000 km², 9 °N – 10 °N) en climat soudanien ($P \sim 1200$ mm).

A l'intérieur de chacun de ces trois sites, des super-sites d'une centaine de km² sont équipés plus densément pour servir de support à des études de processus (notamment concernant les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère), suivre la dynamique du couvert végétal et du cycle de l'eau [POLCHER et al., 2011]. Ces observations uniques actuellement en Afrique de l'Ouest, permettent d'étudier l'impact du changement climatique et/ou anthropique sur les flux d'énergie à la surface et le cycle de l'eau. Les trois sites implantés dans différentes zones éco-climatiques offrent l'opportunité d'étudier les contrastes entre zones. Les résultats des deux sites sahéliens ont été résumés ci-dessus (section 1.1.3), ceux du site soudanien font l'objet de cette thèse. Le service d'observation AMMA – CATCH est soutenu par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) depuis sa labellisation en 2002. L'ensemble des mesures faites par l'observatoire sont disponibles sur le site web (<http://www.amma-catch.org>).

Deux stations de mesures de flux d'évapotranspiration et d'énergie sont venues compléter le dispositif de suivi du cycle de l'eau au Bénin en 2007 sur le super site du bassin de la Donga. Elles sont gérées en collaboration avec le projet franco-bénois Ouémé–2025 et s'insèrent dans un réseau de stations identiques installées au Niger et au Mali [RAMIER et al., 2009 ; TIMOUK et al., 2009].

1.2.2. Le projet Ouémé–2025

Sur le site AMMA – CATCH du Bénin, la disponibilité et la variabilité des ressources en eau dans le contexte actuel de forte variabilité climatique constitue une préoccupation majeure des structures étatiques du pays. C'est ainsi que le projet Ouémé-2025 a été initié pour produire des données destinées à alimenter des travaux de recherche portant sur l'étude de la disponibilité et l'analyse de la dynamique des ressources en eau [ZANNOU, 2011].

Au Bénin, la majeure partie des eaux de surface (65%) provient du bassin de l'Ouémé, ce qui permet de qualifier ce dernier de "bassin stratégique" pour la mise en place d'une gestion intégrée des ressources en eau [ZANNOU, 2011]. Le projet Ouémé – 2025 a été mis en place en 2007 en partenariat avec plusieurs institutions locale et étrangère. Financé par le FSP – RIPIESCA (*Fonds de Solidarité Prioritaire – Recherches Interdisciplinaires et Participatives sur les Interactions entre les Ecosystèmes, le Climat et les Sociétés en Afrique de l'Ouest*), l'objectif global du projet est de documenter à l'horizon 2025, la dynamique et la disponibilité des ressources en eau du bassin de l'Ouémé. Dans ce cadre, plusieurs équipements [ZANNOU, 2011] dont une station de mesure d'évapotranspiration réelle ont été installés à Nalohou sur le bassin versant de la Donga, un sous bassin

de l'Ouémé, en vue de compléter le dispositif expérimental de l'observatoire AMMA – CATCH.

Cette thèse s'inscrit dans le contexte de ces deux projets scientifiques. Elle s'appuie sur les données issues des stations de mesure de flux par la méthode d'eddy covariance installées sur le bassin versant de la Donga en climat soudanien.

1.3. Milieu physique : Le bassin versant de la Donga

Le bassin de la Donga est le super-site du site de méso-échelle du haut bassin de l'Ouémé (Figure 1.5). D'une superficie de (586 km²), il est situé au nord-ouest de la haute vallée de l'Ouémé (9°6 – 9°9 latitude Nord et 1°5 – 2 longitude Est).

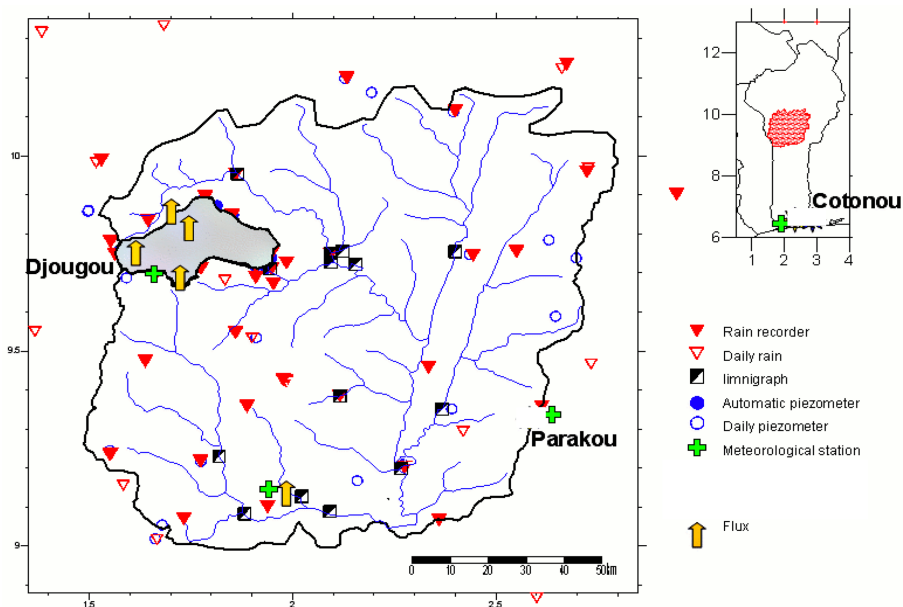


FIGURE 1.5 – Situation du bassin de la Donga (fond gris) et ses équipements sur le haut bassin de l'Ouémé d'après le programme AMMA – CATCH (<http://www.amma-catch.org/>).

1.3.1. Climat

Le bassin de la Donga est situé en climat soudanien, avec une pluviosité moyenne annuelle de 1270 mm de 2000 à 2012 dont environ 90% des précipitations sont répartis entre avril et octobre (Figure 1.6 a). Les précipitations sont essentiellement issues des systèmes convectifs de méso-échelle [LAWIN, 2007]. Les saisons humide et sèche sont séparées par deux périodes de transition [LOTHON et al., 2008]. En saison sèche, les vents d'Harmattan venant du nord-est prédominent (Figure 1.6 d). De février à avril, les masses d'air s'échauffent progressivement à cause du fort ensoleillement. Les plus fortes températures moyennes mensuelles sont enregistrées pendant cette période 29 °C (Figure 1.6 b). En saison des pluies, les températures diminuent et le vent tourne au sud-ouest (Figure 1.6 c). C'est le flux de mousson qui amène des masses d'air humides. Enfin, pendant la

dernière saison de transition les sols s'assèchent et l'air se réchauffe. Une description précise et détaillée de la climatologie de la zone portant sur quatre années successives est présentée dans le chapitre 4.

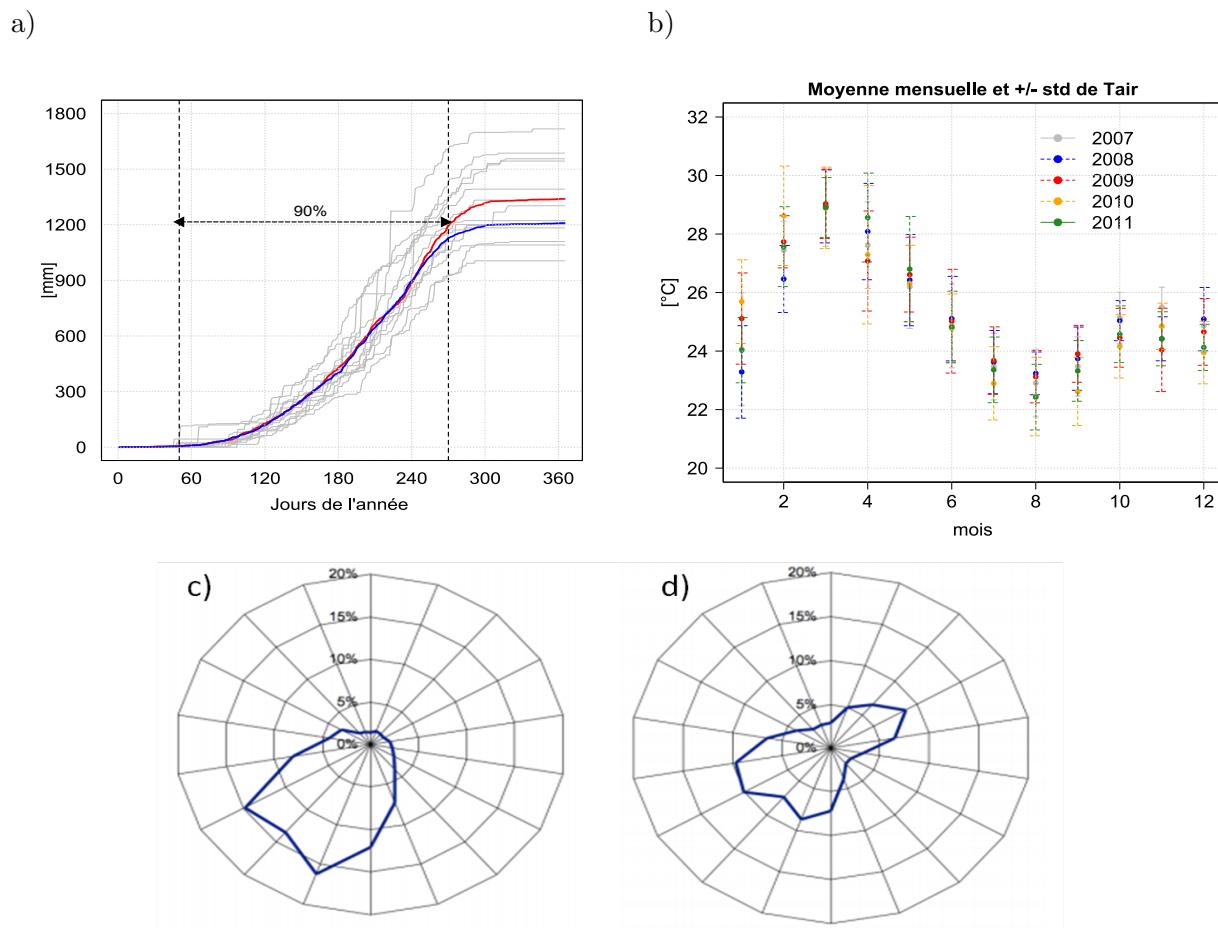


FIGURE 1.6 – (a) Cumul annuel des précipitations de 2000 à 2012 à Djougou. Les courbes rouge et bleue représentent respectivement la moyenne sur les périodes 1950 - 1970 et 1970 - 1990 à Djougou ; (b) Moyenne et écart-type mensuelle de la température de l'air de 2007 à 2011 ; et rose des vents de avril à octobre (c) et d'octobre à avril (d) d'après [GUYOT, 2010].

1.3.2. Répartition de la végétation

Cinq types d'occupation du sol ont été caractérisés sur le bassin versant de la Donga (Figure 1.7). Les formations végétales rencontrées sur le bassin constituent un ensemble plutôt anthropisé. En effet, 54% de la superficie du bassin est cultivée (le cycle cultural comprend une succession de cultures suivies d'une période de jachère) et 46% est couvert de végétation naturelle. Cette proportion est supérieure à celle du bassin de l'Ouémé supérieur où les zones anthropisées ne représentent que 18% de la surface [JUDEX et al., 2009]. Les zones naturelles sont majoritairement constituées de savane boisée (37%) composée d'espèces herbacées (*Andropogon fastigiatus*, *Brachiaria ssp. spachelata*, *Pennisetum polystacion*) et ligneuses telles que le karité (*Vitellaria paradoxa*) et le néré (*Parkia biglobosa*). La forêt claire à *isoberlinia* couvre 10% de la Donga. Sa population ligneuse est plus dense que la savane arbustive. Les principaux axes de drainage du bassin sont bordés d'une étroite

forêt-galerie (*Elaies guineensis*, *Berlinia grandiflora*, *Mimusop endongensis*) [KAMAGATÉ, 2006] qui couvre 0,9% du territoire [JUDEX et al., 2009].

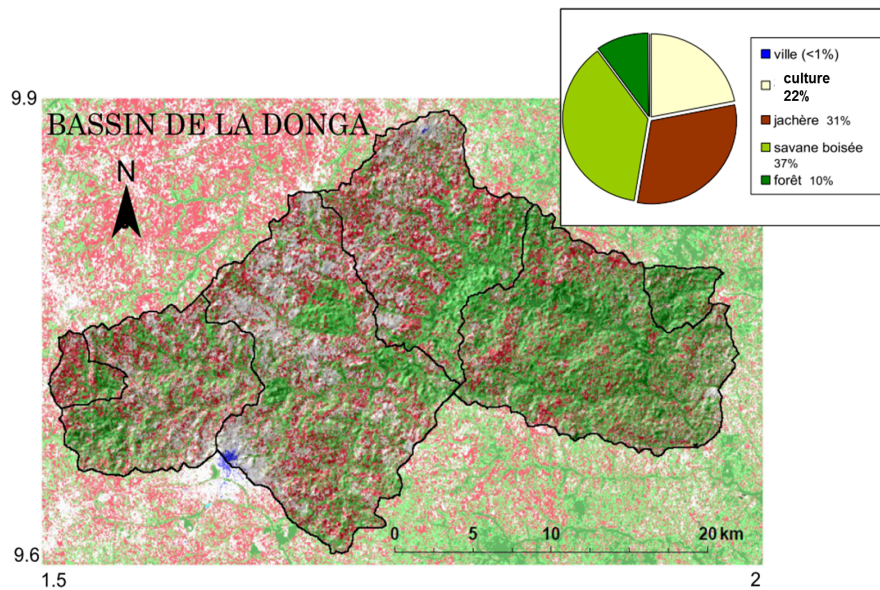


FIGURE 1.7 – Carte de l'occupation du sol du bassin versant de la Donga (Bénin) réalisée à partir d'images SPOT/HRV [BEL, 2010].

Les zones cultivées comprennent des parcelles de superficie souvent inférieure à 1ha. Elles sont couvertes de cultures vivrières (mil, manioc, maïs, igname) ou de rente (coton, anacarde) (22%) et des jachères (31%). Des arbres isolés sont conservés au milieu des cultures. Récemment, une étude sur les changements d'occupation des sols effectuée dans la commune de Djougou [LEROUX, 2012] a montré que les zones de cultures et de jachères ont augmenté de 12,5%, les savanes de 6% tandis que les forêts ont perdu 24% de leur superficie initiale entre 1986 et 2000. Ces modifications de la couverture végétale reflètent l'évidence d'une forte pression anthropique présente dans la zone.

1.3.3. Relief et Sols

Le relief du bassin de la Donga est peu marqué c'est-à-dire faiblement vallonné, avec des altitudes comprises entre 480 m à l'amont (Ouest) et 330 m à l'exutoire (Est) pour une pente moyenne de la rivière principale de l'ordre de $1,7 \text{ m.km}^{-1}$ [LE LAY et al., 2008]. Les études de reconnaissance pédologiques [FAURE & VOLKOFF, 1998] menées sur le bassin ont mis en évidence une structure verticale des sols, conforme à celle observée sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest en zone soudanienne. Une couche de sol de surface de 1 à 3 mètres d'épaisseur surplombe une zone d'altérites de 10 à 20 mètres d'épaisseur formées par les arènes issues de la décomposition des roches du sol, qui repose elle même sur le socle. Les sols du bassin sont essentiellement de type ferrugineux tropical peu lessivés et se rencontrent un peu partout dans la zone de Djougou [WUBDA, 2003]. Les sols ferrugineux sont constitués de sols peu lessivés en argile (faible migration des colloïdes argileux et forte migration des sesquioxydes), de sols hydromorphes (proches des sols peu lessivés, faible épaisseur, faible perméabilité) et de sols lessivés (lessivés en argile et en sesquioxydes). Ils sont de

nature variable en fonction de leur position topographique, de la nature des roches sous-jacentes ou de l'anthropisation du site [FAURE & VOLKOFF, 1998 ; KAMAGATÉ, 2006].

1.4. Description des sites d'étude et dispositif expérimental

Un dispositif instrumental a été déployé sur le bassin versant de la Donga dans le cadre du service d'observation AMMA – CATCH et du projet Ouémé – 2025. Trois stations de mesure de flux et météorologiques (Figure 1.8) ont été installées sur trois couverts représentatifs du bassin versant qui ont une densité d'arbres croissantes :

- Le site cultivé de Nalohou constitué de mosaïque de culture et de jachère ;
- Le site de savane arborée de Bira ;
- Le site de forêt claire à *isoberlinia* de Bellefougou.

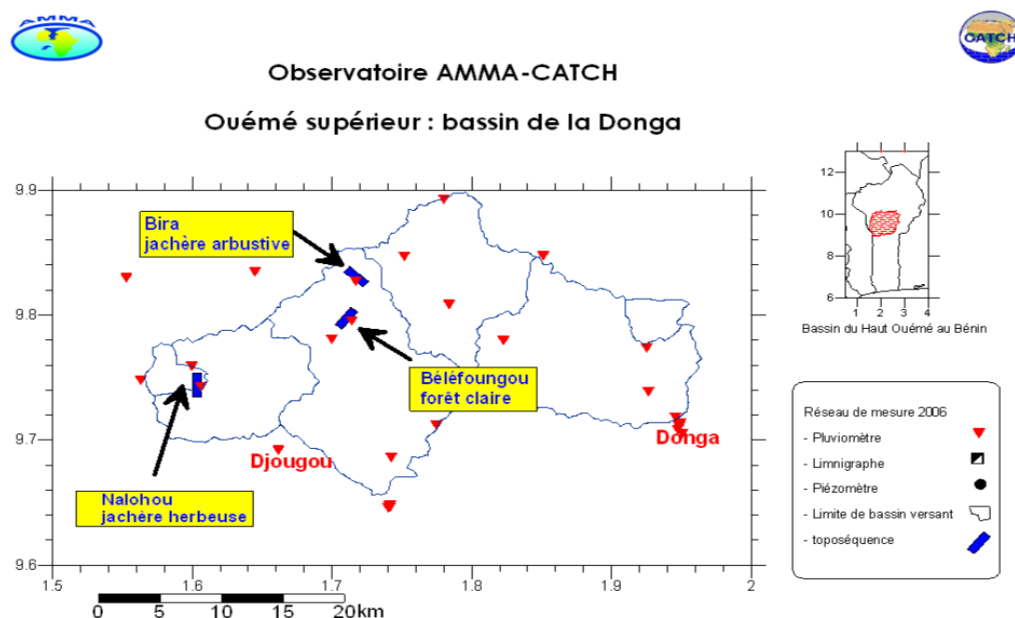


FIGURE 1.8 – Localisation des trois stations de flux installées sur le bassin versant de la Donga d'après le service d'observation AMMA – CATCH (<http://www.amma-catch.org/>).

Cette thèse s'intéresse aux deux couverts végétaux les plus contrastés : le site cultivé de Nalohou et la forêt claire de Bellefougou pendant les années 2007, 2008, 2009 et 2010 pour lesquelles ont été acquises des mesures de flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE). Ces stations s'insèrent dans un réseau d'observation diversifié comprenant en particulier des pluviomètres, des limnimètres et des toposéquences pour caractériser les transferts d'eau sur les versants (Figure 1.8).

1.4.1. Spécificités des sites d'étude

Les deux sites expérimentaux de Nalohou et de Bellefoungou ont été choisis pour représenter les contrastes rencontrés en terme d'occupation des sols en zone soudanienne, l'un avec une végétation herbacée annuelle l'autre avec une végétation arborée pérenne. Il s'agit de comparer deux types de couverts végétaux relativement à leurs dynamiques annuelle et intra-saisonnière.

Le site de Nalohou (latitude 9°74484N, longitude 1°60457E, altitude 449 m) a été installé dans une zone de culture non loin du village de Nalohou. Ce site est soumis à une forte pression anthropique *via* les activités culturelles et le passage de feux de brousse [BLANCHARD et al., 2007]. Il présente une hétérogénéité spatiale et temporelle car le couvert végétal est constitué d'une mosaïque de cultures et de jeunes jachères dont la répartition diffère d'une année à l'autre. Les champs de cultures (maïs, arachide et manioc, ignames) sont typiques de cette région où les rotations de cultures sont suivies d'une période de jachère pendant laquelle les herbacées recouvrent complètement le sol (Photo 2). Le cycle annuel des herbacées est marqué par la saisonnalité du flux de mousson [SEGHERI et al., 2009]. Elles deviennent très denses vers la fin de la saison des pluies et peuvent atteindre 3 m de hauteur. Il faut noter que les herbacées sont brûlées en début de saison sèche par les agriculteurs. Les espèces de graminées rencontrées sur le site de Nalohou appartiennent à la famille des plantes de type C4. Les plantes en C4 sont majoritairement des herbacées. Elles ont une efficacité photosynthétique importante, adaptée aux régions tropicales sèches (températures élevées et de faible humidité) dans lesquelles elles se développent. Autour de la station de flux, outre les cultures annuelles, on trouve à l'est quelques fruitiers (manguiers, anacardiens ayant moins de 10 m de hauteur) qui fleurissent en saison sèche, en particulier entre février et mai et dont le renouvellement des feuilles s'effectue entre décembre et janvier [SEGHERI et al., 2009]. Le secteur ouest-est est une zone de "bas-fond" argileuse bordée d'arbres et reste relativement humide tout au long de l'année. Au nord de la tour de flux, la rivière Ara est située à environ 250 m et bordée par une forêt galerie de savane arborée et arbustive (Photo 1).

La pente locale du site est inférieure à 3%. Les sols sont de type ferrugineux tropicaux peu lessivés [FAURE & VOLKOFF, 1998]. Toutefois, la surface (40 premiers centimètres) est assez sableuse [JABOT-ROBERT, 2012], avec une forte perméabilité alors que le sous-sol possède des couches claires avec de fortes propriétés de rétention, ce qui est typique des conditions tropicales [DE CONDAPPA et al., 2008]. La nappe n'est pas très profonde et varie entre 1,5 m en septembre et 5 m en juin [SÉGUI et al., 2011].

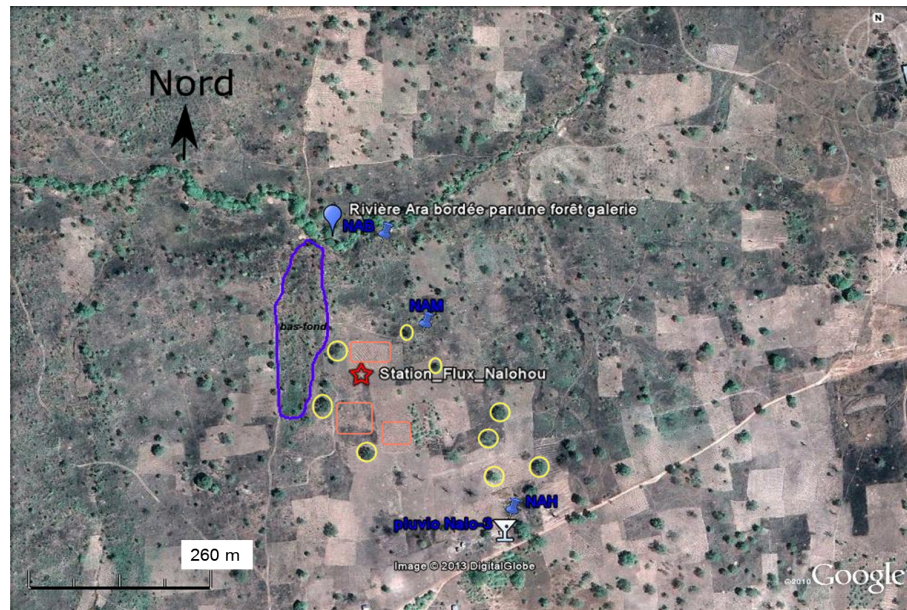


Photo 1 – Site de Nalohou : Image Google Earth (04/02/2010) montrant la position de la tour de flux, les capteurs d'humidité du sol, le pluviomètre ainsi que le couvert végétal entourant le site : les ronds jaunes indiquent les arbres, les carrés oranges les champs de cultures dans la zone de mesure, le "bas-fond" est représenté par la couleur bleue ; la rivière Ara et sa forêt galerie y sont également indiquées.



Photo 2 – Photographies du site de Nalohou : (a) champ d'ignames en janvier 2012 (cliché E. Ago), (b) herbacées de couleur verte en juin 2008 et (c) herbacées en phase de sénescence autour de la station en fin de saison humide.

Le site de Bellefoungou (latitude 9°791 N, longitude 1°718 E, altitude 445 m) se situe dans une forêt claire avec des arbres d'une quinzaine de mètres de hauteur (Photos 3 et 4). La forêt claire résulte de la dégradation d'une forêt à légumineuses qui occupait autrefois des étendues considérables sous le climat Soudano-guinéen [AUBREVILLE, 1949]. Les espèces ligneuses dominantes sont *isoberlinia doka* et *tormentuosa* [SERVIERE, 2010]. Cette famille de végétation appartient à la classe des plantes de type C3 comme tous les arbres. Ce sont des espèces végétales qui vivent dans un environnement suffisamment riche en eau et assimilent le carbone du CO₂ sous forme de phosphoglycerate, un composé à 3 atomes de carbone. La forêt de Bellefoungou est peu exploitée, car protégée, bien que des prélèvements de bois à la tronçonneuse et du pâturage de transhumance de bovins y sont observés [BLANCHARD et al., 2007]. On note sur ce site une présence d'herbacées pérennes sous la canopée.

La pente du site de Bellefoungou est d'environ 2,5%. Les sols sont du type ferrugineux tropical lessivés comme à Nalohou. Peu d'informations existent sur le profil pédologique de la forêt de Bellefoungou. La campagne de mesure géophysique effectuée par [ROBAIN & WUBDA, 2004] a permis de souligner les différences dans l'organisation des couvertures d'altération du site, qui ne sont pas contrôlées par la végétation mais plutôt par la géologie du sol. La répartition des racines dépend du profil pédologique et le système racinaire des forêts claires en zone soudanienne peut être très profond [SEGHIERI, 1995] .



Photo 3 – Site de Bellefoungou : Image Google earth (04/02/2010) montrant la position de la tour de flux, les capteurs d'humidité du sol, le pluviomètre ainsi que la forêt entourant le site.

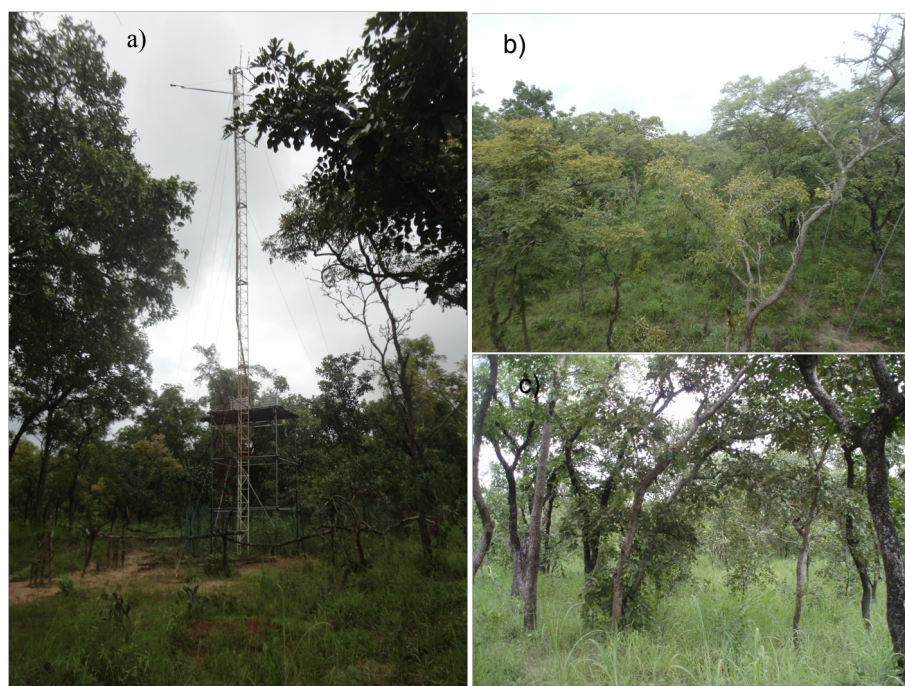


Photo 4 – Photographies du site de Bellefoungou : (a) tour de flux en septembre 2012, (b) vue de haut de la forêt en juin 2008 et (c) clairière du site en septembre 2010 (cliché E. Ago).

1.4.2. Instrumentation

1.4.2.1. Mesures atmosphériques

Les variables atmosphériques sont mesurées avec des capteurs météorologiques et micrométéorologiques. Le bilan radiatif est mesuré à Nalohou par un CNR1 (Kipp & Zonen) qui fournit les quatre composantes du bilan (rayonnement incident et réfléchi dans les courtes et grandes longueurs d'onde). A Bellefoungou, le rayonnement net est mesuré par un NRLite (Kipp & Zonen) et les contributions des courtes longueurs d'onde sont mesurées par deux pyranomètres SKs1110 (Skye). Les mesures de pression, de température de l'air, d'humidité relative de l'air, de vitesse et direction de vent sont effectuées par un WXT510 (Vaïssala) à 2 m à Nalohou et à 5,5 m à Bellefoungou. A Bellefoungou, des moniteurs de vent de marque Young et des capteurs de mesures de températures et d'humidité de l'air (HMP45C – Campbell Scientific) ont été installés en juin 2008 à 15 et 18 m.

Les capteurs micro-météorologiques de mesure de flux turbulents de l'atmosphère sont encore appelés "système d'eddy covariance". Ce système est composé d'un anémomètre sonique 3D (CSAT3 – Campbell Scientific) qui mesure la vitesse du vent dans les trois directions de l'espace (x, y, z) et la température virtuelle de l'air et un analyseur de gaz infrarouge "open path" (Li-7500 – LICOR) qui mesure les concentrations de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone présentes dans l'atmosphère. Une description détaillée du fonctionnement du système d'eddy covariance est faite dans le chapitre 2.

1.4.2.2. Mesures au sol

Les thermocouples (T105, Campbell Scientific) et les sondes capacitives (CS616, Campbell Scientific) enfouis dans le sol à différentes profondeurs (voir les tableaux 1.1 et 1.2) mesurent les températures et l'humidité du sol. Des mesures de flux de chaleur dans le sol sont également effectuées à l'aide des plaques à flux (HFP01, Huskeflux). La hauteur de la végétation est mesurée manuellement chaque décade sous les tours à flux et à dix points avoisinants celles-ci.

L'indice foliaire de la végétation LAI représente le ratio de la surface totale supérieure des feuilles à la surface du sol sur laquelle la végétation se développe. Elle s'exprime en m^2 de feuilles par m^2 de surface. C'est un bon indicateur de la croissance et de la biomasse végétale, ainsi que de la densité d'un peuplement.

Le LAI a été déterminé à partir d'une combinaison des données du satellite SEVIRI contraintes par les mesures *in situ* faites par photographie hémisphérique [BLANCHARD et al., 2007] selon la méthode de [WEISS et al., 2004].

Le descriptif des capteurs, les variables mesurées par ceux-ci ainsi que leurs précisions sont détaillés dans le tableau ci-dessous pour chacun des deux sites.

Tableau 1.1 – Liste des différents capteurs de la station de Nalohou avec leurs spécificités

Instrumentation de Nalohou							
Variables & Unités	Centrale d'acquisition	Marque et Modèle Capteur	Hauteur de mesure (m)	Précision	Intervalle de scrutation	Intervalle de stockage	Type d'intégration
<i>Mesures atmosphériques</i>							
Température de l'air [°C]	CR3000	Vaisala WXT510	2 m	± 3°	30 sec	15 min	Avg
Humidité relative de l'air [%]	CR3000	Vaisala WXT510	2 m	± 3% [0-90%]; ± 5% [90-100%];	30 sec	15 min	Avg
Pression atmosphérique de l'air [hPa]	CR3000	Vaisala WXT510	2 m	± 0.5 hPa [0-30°C]	30 sec	15 min	Avg
Vitesse du vent [m.s ⁻¹]	CR3000	Vaisala WXT510	2 m	± 0.3 m.s ⁻¹	30 sec	15 min	Avg
Direction du vent [°]	CR3000	Vaisala WXT510	2 m	± 3°	30 sec	15 min	Avg
Rayonnement incident de courte longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	Kipp et Zonen CNR1	2 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
[W.m ⁻²]		0.305 < λ < 2.8μ m					
Rayonnement réfléchi de courte longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	Kipp et Zonen CNR1	2 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
[W.m ⁻²]		0.305 < λ < 2.8μ m					
Rayonnement incident de grande longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	Kipp et Zonen CNR1	2 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
[W.m ⁻²]		5 < λ < 50μ m					
Rayonnement sortant de grande longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	Kipp et Zonen CNR1	2 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
[W.m ⁻²]		5 < λ < 50μ m					
Pluie [mm]	Hobo	Précis mécanique ABS3030	1 m	0.5 mm	pulse	5 min	Tot
<i>Mesures de flux</i>							
Vitesse du vent horizontale et latérale [m.s ⁻¹]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	4.5 m	< ± 4 cm.s ⁻¹	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
Vitesse du vent dans la direction verticale [m.s ⁻¹]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	4.5 m	< ± 2 cm.s ⁻¹	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
Température virtuelle du sonique [°C]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	4.5 m	0.002°C	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
[H ₂ O] – [g.m ⁻³]	CR3000	Licor LI-7500	4.5 m	0.0047	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
[CO ₂] – [mg.m ⁻³]	CR3000	Licor LI-7500	4.5 m	0.27	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
<i>Mesures dans le sol</i>							
Flux de chaleur dans le sol [W.m ⁻²]	CR3000	Hukseflux HFP01	-0.1 m	-15% à +5%	30 sec	15 min	Avg
Température dans le sol [°C]	CR3000	Campbell Sci., 105T	-0.1, -0.2 et -0.4 m	< ± 0.2 °C	30 sec	15 min	Avg
Humidité du sol [cm ³ .cm ⁻³]	CR10x	Campbell Sci. CS616	-0.1 m à -0.3 m	± 2.5%	10 sec	1h	Avg

Tableau 1.2 – Liste des différents capteurs de la station de Bellefougou avec leurs spécificités

Instrumentation de Bellefougou							
Variables & Unités	Centrale d'acquisition	Marque et Modèle Capteur	Hauteur de mesure (m)	Précision	Intervalle de scrutation	Inter. de stockage	Type d'intégration
<i>Mesures atmosphériques</i>							
Température de l'air [°C]	CR3000	Vaisala WXT510	5.5 m	± 3°	30 sec	15 min	Avg
Humidité relative de l'air [%]	CR3000	Vaisala WXT510	5.5 m	± 3% [0-90%]; ± 5% [90-100%];	30 sec	15 min	Avg
Pression atmosphérique de l'air [hPa]	CR3000	Vaisala WXT510	5.5 m	± 0.5 hPa [0-30°C]	30 sec	15 min	Avg
Vitesse du vent [m.s ⁻¹]	CR3000	Vaisala WXT510	5.5 m	± 0.3 m.s ⁻¹	30 sec	15 min	Avg
Direction du vent [°]	CR3000	Vaisala WXT510	5.5 m	± 3°	30 sec	15 min	Avg
Température de l'air [°]	CR10x	Vaisala HMP45C	15 et 18 m	± 0.2° à 20°C	30 sec	15 min	Avg
Humidité relative de l'air [%]	CR10x	Vaisala HMP45C	15 et 18 m	± 1%	30 sec	15 min	Avg
Vitesse du vent [m.s ⁻¹]	CR10x	Young, 05103	15 et 18 m	± 0.3°	30 sec	15 min	Avg
Direction du vent [°]	CR10x	Young, 05103	15 et 18 m	± 3°	30 sec	15 min	Avg
Rayonnement incident de courte longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	Skye SKS1110	5.5 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
Rayonnement réfléchi de courte longueur d'onde [W.m ⁻²]	CR3000	0.305 < λ < 2.8μ m Skye SKS1110	5.5 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
Rayonnement net [W.m ⁻²]	CR3000	0.305 < λ < 2.8μ m m Kipp et Zonen NRelite	5.5 m	± 10% pour les moyj.	30 sec	15 min	Avg
		5 < λ < 50μ m					
<i>Mesures de flux</i>							
Vitesse du vent horizontale et latérale [m.s ⁻¹]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	18 m	< ± 4 cm.s ⁻¹	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
Vitesse du vent dans la direction verticale [m.s ⁻¹]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	18 m	< ± 2 cm.s ⁻¹	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
Température virtuelle du sonique [°C]	CR3000	Campbell Sci. CSAT 3	18 m	0.002°C	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
[H ₂ O] - [g.m ⁻³]	CR3000	Licor LI-7500	18 m	0.0047	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
[CO ₂] - [mg.m ⁻³]	CR3000	Licor LI-7500	18 m	0.27	1/20 sec	1/20 sec	Échantillonnage
<i>Mesures dans le sol</i>							
Flux de chaleur dans le sol [W.m ⁻²]	CR3000	Hukseflux HFP01	-0.1 m	-15% à +5%	30 sec	15 min	Avg
Température dans le sol [°C]	CR3000	Campbell Sci. 105T	-0.1, -0.2 et -0.4 m	< ± 0.2 °C	30 sec	15 min	Avg
Humidité du sol [cm ³ .cm ⁻³]	CR10x	Campbell Sci. CS616	-0.1 m à -0.3 m	± 2.5%	10 sec	30 min	Avg
Pluie [mm]	Hobo	Précis mécanique ABS3030	1 m	0.5 mm	pulse	5 min	Tot

1.5. Conclusion

L'état de l'art sur les mécanismes qui régissent la mousson ouest-africaine en particulier sur les flux d'énergie et de vapeur d'eau à la surface a démontré le manque de documentation des flux d'évapotranspiration dans la région soudanaise. Quantifier l'évapotranspiration réelle est fondamental pour la mise en place d'une gestion intégrée des ressources en eau de la région et pour étudier les rétroactions de la surface vers l'atmosphère. Les programmes d'observation AMMA – CATCH et Ouémé – 2025 ont été mis en place pour combler le manque de données d'observations et atteindre ces objectifs. La zone d'étude du bassin de la Donga et l'instrumentation déployée sur les sites de Nalohou (mosaïque de culture/jachère) et Bellefoungou (forêt claire) ont été présentées.

Le chapitre suivant aborde la méthode utilisée pour mesurer les flux turbulents par eddy covariance ainsi que les différentes étapes de traitement des données permettant de calculer les différentes composantes du bilan d'énergie à la surface.

Mesures des flux de vapeur d'eau et d'énergie à l'interface surface – atmosphère : méthodologie et traitements des données

LA science qui étudie les processus qui s'effectuent dans la Couche Limite Atmosphérique (CLA) est la micro-météorologie. Elle se définit comme étant "a part of meteorology that deals with observations and processes in the smaller scales of time and space, approximately smaller than 1 km and one day" [GLICKMAN, 2000]. C'est à cette science que l'on s'intéresse dans cette étude.

Dans ce chapitre, on rappelle les caractéristiques de la CLA et particulièrement celles de la Couche Limite de Surface (CLS). Les différents transferts d'énergie qui s'y produisent sont présentés. La première partie définit l'extension verticale de la CLA. La deuxième partie expose les différentes approches méthodologiques permettant de calculer les différents termes du bilan d'énergie à la surface. Elle se focalise en particulier sur la quantification des flux turbulents et sur l'évapotranspiration réelle. Dans cette partie, quelques notions de turbulence atmosphérique sont développées. On s'est focalisé principalement sur la couche limite de surface dans laquelle sont effectuées la plupart des observations micro-météorologiques. L'inventaire permettra de faire apparaître les avantages et inconvénients de chaque méthode afin de faire émerger l'intérêt de l'approche utilisée dans cette étude pour fournir les estimations des flux turbulents et de l'évapotranspiration réelle. La troisième partie aborde les différentes étapes de traitement des données d'eddy covariance qui conduisent à l'obtention des flux turbulents. Enfin la dernière partie définit quelques outils diagnostics qui permettent d'analyser les données mesurées.

2.1. Structure de la Couche Limite Atmosphérique

2.1.1. Structure verticale

La troposphère est la partie de l'atmosphère comprise entre le sol et la tropopause. Elle est caractérisée par différents mouvements se manifestant à des échelles de temps et d'espaces va-

riables et qui affectent plus particulièrement certaines parties de l'atmosphère. Bien qu'il y ait une continuité d'échelle, on distingue en météorologie et en physique de l'atmosphère les deux couches suivantes (Figure 2.1) :

1. l'atmosphère libre, la partie haute de la troposphère est influencée par la circulation générale autour du globe. Cette circulation se compose de grands mouvements atmosphériques (plusieurs milliers de m) dans lesquels se retrouvent les grandes cellules atmosphériques à savoir les cellules de Hadley, de Walker etc... et les instabilités associées qui sont à l'origine par exemple des systèmes dépressionnaires et des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) ;
2. la couche limite atmosphérique (CLA), influencée par des forçages plus locaux, qui est le siège de mouvements convectifs avec une extension de l'ordre du kilomètre. C'est à cette dernière couche que nous nous intéressons dans cette étude.

La CLA est influencée par la présence de la surface du sol. A part de très rares exceptions, les écoulements dans la CLA sont en régime turbulent. Son épaisseur est variable, de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres, en fonction des conditions météorologiques, de la région considérée, du type de sol et également de la période de la journée. Elle se décompose en deux couches (Figure 2.1) : la couche d'Ekman qui est la partie supérieure de la CLA et la couche limite de surface la région la plus basse proche de la surface de la Terre. Avant de caractériser les différents états de la CLA, les équations qui régissent les mouvements dans la troposphère sont rappelées ci-après.

Ces mouvements sont décrits par les équations de conservation appliquées à un domaine du fluide. La conservation de la quantité de mouvement (**Equation de Navier Stokes**), conservation de la masse (**Equation de continuité**) et le premier **principe de la thermodynamique**, auxquelles s'ajoute l'équation d'état de l'air considéré comme un gaz parfait, permettent d'écrire un système d'équations d'inconnus u_i, T, p, ρ qui sont respectivement les 3 composantes de la vitesse du fluide selon les 3 axes de l'espace, la température, la pression et la masse volumique du fluide.

L'équation de continuité s'écrit :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_j)}{\partial x_j} = 0 \quad (2.1)$$

En météorologie, le fluide peut être considéré comme un fluide incompressible car les vitesses y sont toujours bien inférieures à la vitesse de propagation des ondes de pression. Le premier terme de l'équation (2.1) s'annule.

L'équation de Navier Stokes s'écrit avec les notations d'Einstein :

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} u_j - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} \quad (2.2)$$

- i et j peuvent prendre les valeurs 1, 2, 3. Ces valeurs correspondent respectivement aux axes suivant x_1 (Ouest - Est), x_2 (Sud - Nord) et x_3 (Zénith) ;
- δ_{i3} est le symbole de Kronecker ;
- ε_{ij3} est le tenseur unitaire alterné ;
- ν est la viscosité cinématique de l'atmosphère.

Les termes à droite du signe de l'égalité de l'équation (2.2) sont les forces appliquées au domaine du fluide. **Les forces de gradient de pression** ($\partial p / \partial x_i$) représentent la résultante des forces de pression. Cette force est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions. ($f_c \varepsilon_{ij3} u_j$) est la **force de Coriolis**. Elle est due à la rotation de la Terre. Dans l'atmosphère libre, ces deux forces sont les deux forces principales. Elles s'opposent. On en déduit que les mouvements sont parallèles aux isobares. Le terme ($\delta_{i3}g$) est la force de gravité qui ne s'applique que sur l'axe vertical. Enfin, le terme de viscosité ($\partial^2 u_i / \partial x_j^2$) est négligeable tant que les échelles considérées sont supérieures au centimètre. Toutefois, la condition de vitesse à la surface ($u_1 = u_2 = u_3 = 0$) impose des différences de vitesse entre ces couches du fluide. Cela se traduit par **une force de trainée**. Ainsi, quand on se rapproche de la surface, le déplacement de l'air est fortement influencé par une force qui s'oppose au mouvement de ce dernier : elle peut être apparentée à **une force de frottement** qui sera explicitée dans la section (2.2.4).

Le premier principe de la thermodynamique connu également sous le nom d'équation de chaleur s'écrit :

$$\frac{\partial \theta_p}{\partial t} + \frac{\partial u_j \theta_p}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \theta_p}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right) - \frac{\lambda E}{\rho C_p} \quad (2.3)$$

avec ν_θ la diffusivité thermique. θ_p la température potentielle, c'est-à-dire la température qu'aurait une masse d'air si elle était ramenée adiabatiquement à un niveau de pression correspondant à la surface. Son équation s'écrit (Eq. 2.4) :

$$\theta_p = T(p_0/p)^{\mathcal{R}/C_p} \quad (2.4)$$

où T est la température de l'atmosphère, p la pression de l'atmosphère à l'altitude considérée et p_0 la pression au niveau du sol, $\mathcal{R} = 287$ [J kg⁻¹ K⁻¹] la constante des gaz parfaits pour l'air sec.

Les termes de droite de l'équation (2.3) sont :

- le terme de diffusion moléculaire ($\partial^2 \theta_p / \partial x_j^2$) ;
- Q_j^* est le terme de divergence des flux radiatifs émis/absorbés par le domaine du fluide et les particules présentes dans ce fluide ;

- $C_p = C_{pd}(1 + 0,84r)$ et $C_{pd} = 1004,67 \text{ [J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}]$ la chaleur spécifique à pression constante de l'air sec ;
- r le rapport de mélange de vapeur d'eau ;
- Enfin, le dernier terme est un terme source associé à l'énergie perdue pendant les changements de phases. $\lambda \text{ [J kg}^{-1}]$ la chaleur latente de changement de phase associée à la masse de vapeur d'eau E .

Dans la couche d'Ekman, les forces de frottements ne sont plus négligeables. Elles se combinent avec les forces de pression et de Coriolis. Les forces de frottement induisent une déviation angulaire du vent, par rapport à son orientation dans l'atmosphère libre. Cette déflexion est surtout observée sur les océans où les conditions d'homogénéité de la surface sont bien respectées.

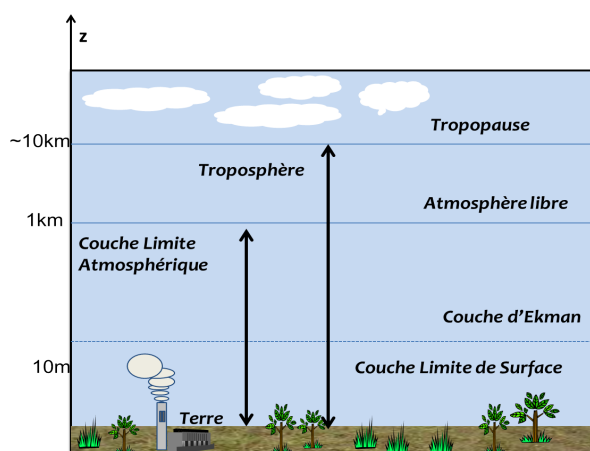


FIGURE 2.1 – Représentation des différentes couches de la troposphère et leurs altitudes caractéristiques.

La Couche Limite de Surface (CLS) se situe juste au-dessus de la surface du sol. Dans cette couche, le vent subit d'importantes variations par suite de la présence de divers obstacles à la surface du sol. Les effets du gradient de pression et de la rotation de la Terre y sont négligeables ; la nature et les propriétés de la surface affectent directement l'écoulement de l'air. La direction du vent reste approximativement constante avec l'altitude alors que sa vitesse (norme du vecteur vent) évolue de façon logarithmique. C'est une zone où la température diminue rapidement avec l'altitude pendant la journée, et où les différents échanges (thermique, massique, quantité de mouvement) qu'entretient la surface avec celle-ci sont conservatifs c'est-à-dire qu'ils varient peu selon la verticale. Dans la CLS, $\theta_p \approx T$.

2.1.2. Caractéristiques de la Couche Limite Atmosphérique

L'influence relative des forces individuelles précédentes dans les différentes parties de la couche limite atmosphérique peut être caractérisée par des nombres adimensionnels. Ces nombres proviennent de l'adimensionnalisation des équations de conservation appliquées à l'atmosphère (Eqs 2.2 & 2.3). Ils caractérisent l'état de la CLA et sont définis à partir des forces en présence. Trois nombres sont classiquement utilisés dans la couche limite atmosphérique pour caractériser la nature d'un écoulement : le nombre de Reynolds, le nombre de Rayleigh et le nombre de Richardson.

Le nombre de Reynolds qualifie la turbulence mécanique c'est-à-dire la nature turbulente ou laminaire d'un écoulement. Il est le rapport des forces d'inertie sur les forces de viscosité. Les forces de viscosité ont tendance à inhiber les éléments perturbateurs *via* la dissipation visqueuse tandis que la force d'inertie a tendance à développer les éventuelles perturbations.

$$Re = \frac{h_{CLA}V}{\nu} \quad (2.5)$$

h_{CLA} est la hauteur de la couche limite atmosphérique, V est l'échelle caractéristique de vitesse de la CLA c'est-à-dire la vitesse que met une cellule convective pour atteindre h_{CLA} .

Le nombre de Rayleigh permet de quantifier la turbulence d'origine thermique. Ce nombre exprime le rapport entre les forces de flottabilité et les forces de viscosité.

$$Ra = -\frac{g\alpha h_{CLA}^3 \Delta\theta_p}{\nu\nu_\theta} \quad (2.6)$$

avec α est le coefficient de dilatation thermique, $\Delta\theta_p$ est l'écart de température potentielle entre le haut et le bas de la CLA et g l'accélération de la pesanteur.

Le nombre de Richardson mesure le rapport entre les forces de flottabilité et les forces d'inertie qui correspondent aux éléments moteurs de la turbulence.

$$Ri = -\frac{g}{\theta_p} \frac{h_{CLA} \Delta_z \theta_p}{(\Delta_z u)^2} \quad (2.7)$$

Le calcul des nombres de Reynolds montre que dans la CLA, l'écoulement est souvent turbulent. Ce sont les structures turbulentes créées thermiquement ou mécaniquement qui permettent le transport vertical de l'énergie, de l'eau et de tous les autres constituants de l'atmosphère. Ce transport dépend de l'heure de la journée où il se produit conduisant ainsi à différents états thermiques de la couche limite : on parle de la stratification de l'atmosphère. La stratification est définie en fonction du gradient vertical de la température potentielle. Ainsi, le nombre de Richardson permet de mesurer l'état de stratification de l'atmosphère.

Les trois états de la CLA sont :

Etat instable : La couche limite atmosphérique est instable lorsque le gradient vertical de la température potentielle ($\partial\theta_p/\partial z$) est négatif, c'est-à-dire quand la température décroît avec l'altitude. Pour ces conditions, la force de flottabilité (différence entre le poids de la masse d'air et la poussée d'Archimède), appliquée à un domaine du fluide ayant subi un petit déplacement le long de l'axe vertical, est orientée vers le haut. Ces conditions sont prépondérantes au cours des journées bien ensoleillées et en absence de vent fort, lorsque la température de surface est supérieure à celle de l'air ambiant au-dessus. Les tourbillons convectifs engendrés par le gradient thermique

favorisent le transport vertical.

Etat stable : Lorsque le gradient vertical de la température potentielle est positif la couche limite est dite stable. Ce phénomène d'inversion thermique au voisinage du sol est rencontré typiquement pendant la nuit avec peu de vent ou au-dessus d'un sol froid. Les effets thermiques détruisent la turbulence créée mécaniquement. La turbulence diminue en intensité et les transports verticaux sont réduits.

Etat neutre : Le gradient vertical de la température potentielle est nul. Le profil de température est adiabatique, la turbulence atmosphérique est d'origine purement mécanique. Ces conditions peuvent s'observer pendant les journées couvertes de nuages.

2.2. Bilan d'énergie à la surface

Pour évaluer les apports et les pertes d'énergie en surface, il est indispensable de réaliser un inventaire des flux qui arrivent à la surface et ceux qui en repartent. En général, un flux se définit comme étant la quantité d'un scalaire ou d'un gaz qui passe à travers une surface unitaire horizontale pendant une unité de temps. En appliquant le premier principe de la thermodynamique (Eq. 2.3), à un volume de contrôle d'épaisseur z au-dessus de la surface comportant un couvert végétal, on obtient l'équation (2.8). Cette équation est obtenue en faisant l'hypothèse que les transferts se font selon la direction verticale et on néglige les échanges latéraux. Cette hypothèse est valide pour une surface naturelle (couvert végétal ou sol nu) uniforme d'extension horizontale suffisante. Le bilan d'énergie se résume alors à la somme algébrique des densités de flux énergétiques, c'est-à-dire les quantités d'énergie transportées et échangées, par unité de surface et par unité de temps, entre la surface et son environnement. Ce bilan peut être schématisé par la (Figure 2.2).

$$R_n - G - \Delta S - Q = H + LE \quad (2.8)$$

- Dans l'équation (2.8) R_n est la résultante du bilan radiatif;
- Une partie de l'énergie radiative est stockée dans le sol (flux de chaleur dans le sol G) en journée et dans la végétation, les bâtiments (flux de stockage ΔS);
- Une autre partie sert à la photosynthèse (Q) et est négligeable;
- Le surplus d'énergie radiative est transporté vers l'atmosphère *via* les flux turbulents de l'atmosphère – le flux de chaleur sensible (H) défini comme le flux de chaleur, qui est transféré par convection thermique de la surface à l'atmosphère – et le flux de chaleur latente (LE) qui correspond aux échanges de chaleur par changement d'état. Le flux de chaleur latente équivaut à l'évapotranspiration réelle. Il est la somme de l'évaporation de l'eau (eau, sol) et/ou de la transpiration des feuilles.

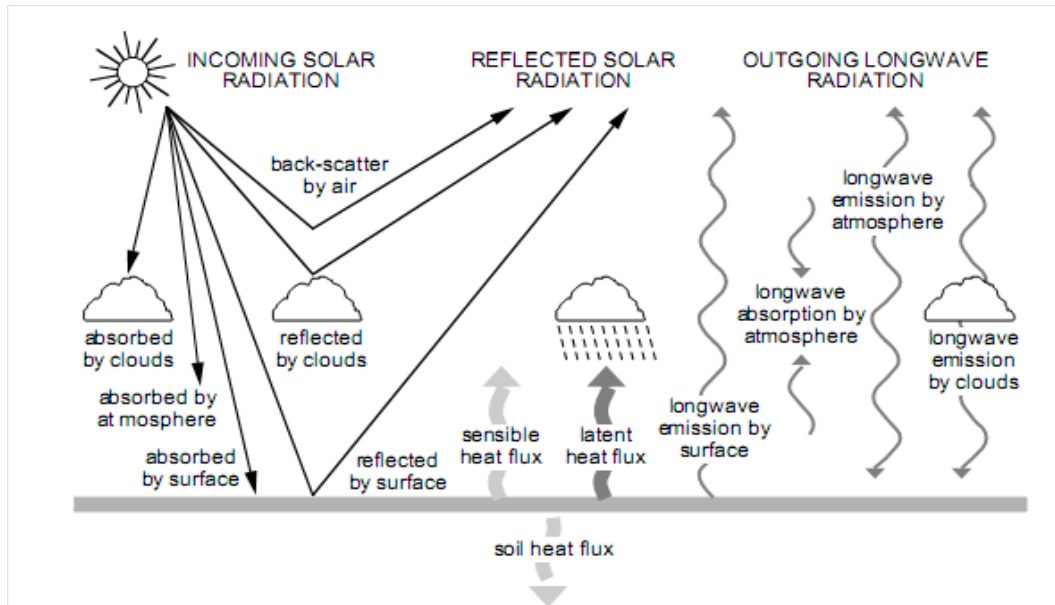


FIGURE 2.2 – Les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère pour des conditions diurnes. Figure extraite de [EK, 2005].

Tous les termes du bilan s'expriment en $[W.m^{-2}]$. Il s'agit des densités de flux, mais par la suite l'appellation simplifiée adoptée est flux. Par convention, les flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE sont comptés positivement lorsque le transfert d'énergie qu'ils représentent est dirigé de la surface vers l'atmosphère. En journée, le flux de chaleur dans le sol G est un terme puits alors que la nuit il s'agit d'un terme source qui compense les pertes radiatives. G est compté négativement lorsqu'il s'agit d'un transport de la surface vers l'atmosphère (donc des pertes d'énergie de la surface) et positivement lorsqu'il s'agit d'un transport de l'atmosphère vers les couches profondes de la surface.

La section qui suit présente les méthodes de calcul des différents termes du bilan d'énergie.

2.2.1. Bilan radiatif de la surface

La spécificité du système Terre-soleil se caractérise par des rayonnements dans deux gammes de longueur d'onde, dépendant de la température des deux astres. Le rayonnement solaire incident de courte longueur d'onde SW_{in} est situé dans le domaine du visible et du proche infrarouge. Il comprend le rayonnement direct et le rayonnement diffusé par l'atmosphère. Le rayonnement réfléchi SW_{out} dépend des caractéristiques radiative et géométrique des matériaux qui composent la surface. Ces caractéristiques sont englobées dans le coefficient de réflexion de la surface pour les courtes longueurs d'onde, encore appelées **albédo**. Il est égal à (SW_{out}/SW_{in}) .

Le rayonnement incident de grande longueur d'onde LW_{in} est situé dans l'infrarouge et correspond au rayonnement des gaz (O_2 , N_2 , etc.), des liquides (nuages, pluie) et des solides (aérosols, glace) constituant l'atmosphère. Le rayonnement sortant de grande longueur d'onde LW_{out} est

en général plus grand que le LW_{in} car la surface est plus chaude que les nuages et les aérosols. Il dépend de l'émissivité ε de la surface et peut être relié à la température de surface T_s [K] selon la loi de Stefan-Boltzmann (Eq. 2.9) :

$$LW_{out} = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (2.9)$$

où σ la constante de Stefan-Boltzmann est égale à $5,67.10^{-8}$ W m⁻² K⁻⁴.

Le bilan radiatif s'exprime alors comme la différence des radiations absorbées et des radiations émises par la surface et est appelé rayonnement net R_n (Eq. 2.10). Pendant la journée la surface reçoit plus d'énergie qu'elle n'en perd, c'est-à-dire que le bilan radiatif à la surface est positif. La nuit, le bilan est négatif.

$$R_n = SW_{in} - SW_{out} + LW_{in} - LW_{out} \quad (2.10)$$

2.2.2. Flux de chaleur dans le sol

La surface est chauffée le jour par le rayonnement incident de courte longueur d'onde. Durant la nuit, elle se refroidit par libération de la chaleur emmagasinée le jour. D'importants gradients de températures peuvent être ainsi observés entre la surface et les couches proches de celle-ci. La propagation de chaleur de la surface vers le sol s'effectue par conduction selon la loi de Fourier. Ce flux de chaleur, qui traverse une surface unitaire (1 m²) horizontale est proportionnel au gradient vertical de température dans le sol. A la surface du sol, pour $z = 0$, il s'exprime par l'équation (2.11).

$$G_{z=0} = -k \frac{\partial T_z}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (2.11)$$

où $G_{z=0}$ [W.m⁻²] est le flux de chaleur en surface, k [W.m⁻¹ K⁻¹] est la conductivité thermique du sol, T_z [K] est la température du sol à la profondeur z [m] à partir de la surface.

Plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature pour estimer G en surface : les mesures à partir des plaques à flux, la méthode basée sur le rayonnement net [FUCHS & HADAS, 1972; IDSO et al., 1975], la paramétrisation développée par [SANTANELLO & FRIEDL, 2003], la méthode du gradient calorimétrique [KIMBALL & JACKSON, 1979; BRAUD et al., 1993] et la méthode des harmoniques [VAUCLIN et al., 1978; HORTON & WIERENGA, 1983].

[HEUSINKVELD et al., 2004] ont montré la robustesse de la méthode des harmoniques sur les sites sahéliens. Dans la zone soudanienne et en particulier sur le site de Nalohou, [GUYOT et al., 2009] ont montré que celle-ci donne une meilleure estimation de G comparativement à la méthode du gradient calorimétrique [GUYOT, 2010]. Pour cette raison, la méthode des harmoniques sera utilisée dans cette étude pour estimer le flux G .

2.2.2.1. La méthode des harmoniques

Cette méthode peut être utilisée pour calculer le flux de chaleur à la surface du sol à partir des profils verticaux de température et d'humidité dans le sol [HEUSINKVELD et al., 2004]. Elle consiste en une analyse par transformées de Fourier de la température mesurée à une profondeur z (Eq. 2.13). En supposant que le sol est homogène et que les transferts de chaleur dans le sol sont unidirectionnels, la température à la profondeur z_m est obtenue en résolvant l'équation de la chaleur (Eq. 2.12).

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \alpha_G \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (2.12)$$

En écrivant la température à la profondeur z_m sous forme d'une décomposition de Fourier, on obtient la solution $T_s(z, t)$ de l'équation de chaleur sous la forme de (Eq. 2.14) :

$$T_{s,z_m}(t) = \sum_k C_k \cos(w_k t + \phi_k) \quad (2.13)$$

$$T_s(z, t) = \sum_k 2C_k \exp\left(-\frac{z - z_m}{z_{\alpha G}}\right) \cos\left(w_k t + \phi_k - \frac{z - z_m}{z_{\alpha G}}\right) \quad (2.14)$$

La température de surface $T_s(z = 0, t)$ est déterminée à partir de l'équation (2.14). Dans cette équation C_k [K], w_k [rd.s⁻¹] et ϕ_k [-] sont respectivement l'amplitude, la pulsation et la phase de la k ème harmonique dans la décomposition de Fourier. α_G [m².s⁻¹] est le coefficient de diffusion de la chaleur dans le sol et z_{α} [m] est la profondeur équivalente de diffusion et est égale à (Eq. 2.15).

$$z_{\alpha} = \sqrt{\frac{2\alpha_G}{w_k}} \quad (2.15)$$

α_G peut être estimé à partir de deux températures du sol connues, pour deux profondeurs différentes z_{m1} et z_{m2} , à partir de l'extinction d'amplitude journalière $\Delta T_{s,z_{m1}}$ et $\Delta T_{s,z_{m2}}$ des séries de températures mesurées à z_{m1} et z_{m2} (Eq. 2.16) [VERHOEF, 2004].

$$\alpha_G = \frac{w_j(z_{m1} - z_{m2})}{2(\ln(\Delta T_{s,z_{m1}}/\Delta T_{s,z_{m2}}))^2} \quad (2.16)$$

où w_j est la pulsation journalière. Le coefficient de diffusion de chaleur dans le sol permet de calculer la conductivité thermique k du sol près de la surface connaissant la capacité thermique volumique intégrée sur l'épaisseur du sol $\rho_s C_s$ (Eq. 2.17).

$$k = \rho_s C_s \alpha_G \quad (2.17)$$

Le calcul de $\rho_s C_s$ nécessite la connaissance de l'humidité volumique du sol, des propriétés d'un sol sec et celles de l'eau [HILLEL, 1998].

2.2.3. Stockage d'énergie

Le stockage d'énergie ΔS est la somme du stockage du flux de chaleur sensible (S_H) et de chaleur latente (S_{LE}) entre la surface du sol et la hauteur de mesure z_m . Il peut être modélisé à partir de la température et de l'humidité spécifique de l'air (Eq. 2.18 à 2.20) [BARR et al., 2006].

$$\Delta S = S_H + S_{LE} \quad (2.18)$$

avec

$$S_H = \int_0^{z_m} \rho C_p \frac{dT}{dz} dz \quad (2.19)$$

et

$$S_{LE} = \int_0^{z_m} \rho \lambda \frac{dq_s}{dz} dz \quad (2.20)$$

où ρ [Kg.m^{-3}] désigne la masse volumique de l'air humide, C_p [$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$] est la chaleur spécifique à pression constante de l'air humide, λ [J.kg^{-1}] est la chaleur latente de vaporisation de l'eau, q_s [kg.kg^{-1}] est l'humidité spécifique de l'air, T [K] est la température de l'air et z_m [m] la hauteur de mesure.

2.2.4. Flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente

Les échanges turbulents se produisent sur une importante gamme d'échelles (tailles) de tourbillons imbriqués les uns dans les autres allant des échelles de quelques millimètres à quelques kilomètres. Ces tourbillons peuvent être considérés comme des parcelles d'air avec des caractéristiques thermodynamiques uniformes. Le transfert d'énergie turbulente s'effectue de façon aléatoire, des grands tourbillons vers les plus petits (Figure 2.3) jusqu'à la taille de l'ordre du centimètre où l'énergie est dissipée par frottement visqueux.

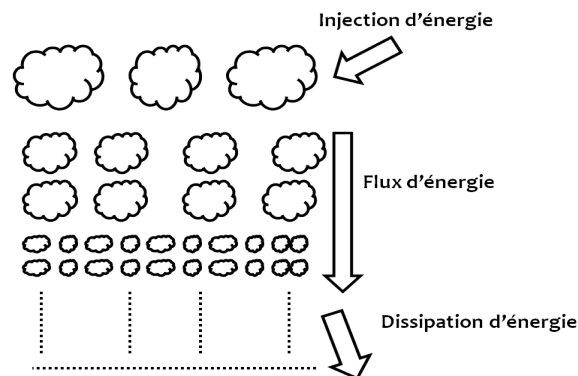


FIGURE 2.3 – Cascades des structures turbulentes d'après [FOKEN, 2009].

Pour apprécier l'apport des différents tourbillons sur l'intensité de la turbulence, on représente classiquement la distribution fréquentielle de l'énergie véhiculée par les structures turbulentes, encore appelée l'énergie cinétique turbulente. En 1957, [HOVEN, 1957] a mis en évidence à par-

tir des mesures de la vitesse du vent, l'existence d'une large gamme d'échelles temporelles dans l'atmosphère. Celle-ci est représentée sur la figure (2.4).

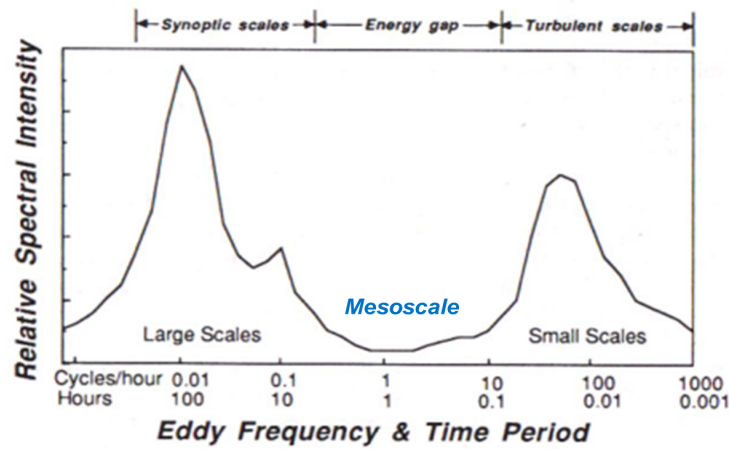


FIGURE 2.4 – Spectre schématique de la vitesse du vent près de la surface estimée dans l'étude menée par [HOVEN, 1957]. Figure extraite de [STULL, 1988].

On retrouve sur cette figure, trois pics distincts :

- Le premier pic situé aux alentours d'une période de cent heures (100 h) correspond à la vitesse du vent associée au passage des systèmes synoptiques.
- On trouve ensuite autour d'une période d'une journée (24 h), le pic associé aux variations diurnes et lié au passage des systèmes de méso-échelle.
- Le dernier pic situé autour de la période allant de quelques secondes à quelques minutes est associé à la turbulence de micro-échelle. L'existence d'un gap spectral où l'énergie cinétique est presque nulle permet de distinguer nettement les trois systèmes de fréquences différentes. Ce gap spectral est utilisé pour justifier la séparation entre les mouvements de macro-échelle et ceux de micro-échelle. Pour capter toute la variabilité temporelle de la turbulence nous avons besoin d'avoir un échantillonnage de la vitesse inférieure à la seconde couvrant une période de mesure de l'ordre de la demi-heure.

Caractéristiques des flux turbulents de l'atmosphère

A cause de leur caractère aléatoire, les phénomènes turbulents ne peuvent être caractérisés que de manière statistique [STULL, 1988]. Ainsi selon la décomposition de Reynolds, toute variable atmosphérique $x(t)$ se décompose sur un intervalle de temps, en $x = \bar{x} + x'$ avec \bar{x} la valeur moyenne de x sur cet intervalle de temps correspondant aux variations de grande échelle et x' la fluctuation turbulente telle que la moyenne de la fluctuation soit égale à zéro ($\overline{x'} = 0$). En appliquant cette décomposition à des variables décrivant l'écoulement turbulent dans l'atmosphère, on a :

- La vitesse du vent dans les trois directions, $u_i = \bar{u}_i + u'_i$ avec $i = 1$ à 3 ;
- Température de l'air, $T = \bar{T} + T'$;
- Concentration d'un scalaire X , $C_x = \bar{C}_x + C'_x$

En appliquant le développement de Reynolds à l'équation de conservation du scalaire X respectivement pour le transfert de chaleur et de gaz tel que la vapeur d'eau de concentration C_x , on peut écrire (Eqs. 2.21 et 2.22) :

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{u}_i \bar{T} + \overline{u'_i T'}) = \nu_T \frac{\partial^2 \bar{T}}{\partial x_i^2} + R \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial \bar{C}_x}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{u}_i \bar{C}_x + \overline{u'_i C'_x}) = \nu_{C_x} \frac{\partial^2 \bar{C}_x}{\partial x_i^2} + S_c \quad (2.22)$$

où R et S_c sont les termes source et puits et ν_{C_x} , ν_T sont respectivement les coefficients de diffusivité moléculaire pour le scalaire C_x et la température T .

Les paragraphes ci-dessous recensent les différentes méthodes d'estimation des flux de chaleur sensible et de chaleur latente d'évaporation dans la CLA. On s'intéressera également au flux de quantité de mouvement puisqu'il nous sera utile dans les analyses.

2.2.4.1. Relation avec les gradients de flux

La fermeture des équations précédentes nécessite de relier les termes de covariances (terme de 2^{nd} ordre) aux termes du 1^{er} ordre qui sont les valeurs moyennes. La fermeture au 1^{er} ordre stipule que le flux F_x est proportionnel au gradient vertical de la variable d'état X . Dans le cas des transports turbulents, le coefficient de proportionnalité K_x est le coefficient de diffusion turbulente. L'analyse dimensionnelle de K_x montre qu'il est exprimé en $[m^2.s^{-1}]$.

$$F_x = \overline{w'X'} = -K_x \frac{\partial \bar{X}}{\partial z} \quad (2.23)$$

Le gradient de X est évalué en mesurant la concentration du scalaire à deux hauteurs différentes. Les termes de covariance des flux de chaleur sensible, de chaleur latente et de quantité de mouvement s'écrivent alors :

$$\overline{w'T'} = -K_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.24)$$

$$\overline{w'q'} = -K_{le} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.25)$$

$$\overline{w'u'} = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.26)$$

où K_H , K_{le} et K_m sont les coefficients de diffusion turbulente respectivement pour le flux de chaleur sensible, le flux de chaleur latente et la quantité de mouvement. Ces coefficients sont des

fonctions du nombre de Richardson qui lui même peut s'exprimer en fonction des gradients de température et de vitesse.

2.2.4.2. Théorie des similitudes

La théorie de similitude mise en place par Monin et Obukhov [MONIN & OBUKHOV, 1954] permet de paramétrer la couche limite, avec un nombre réduit de variables et de fonctions empiriques déterminées expérimentalement. La théorie de similitude repose sur une analyse adimensionnelle, et permet à l'aide d'un nombre minimum de paramètres sans dimension et indépendants entre eux, de prédire le comportement d'un phénomène indépendamment de l'échelle d'observation. La description que nous faisons ici est fortement inspirée de [PANOFSKY & DUTTON, 1984; GARRATT, 1975]. D'après [MONIN & OBUKHOV, 1954], les variables pertinentes pour décrire la CLS sont : z , $\overline{w'u'}$, $\overline{w'T'}$, $\overline{w'q'}$ et g/θ_p .

Le théorème de Vaschy-Buckingham permet alors de montrer que toutes les grandeurs de la CLA peuvent s'exprimer comme une fonction d'une seule variable adimensionnelle : le nombre de Richardson Ri . Ces dernières sont exprimées en fonction d'une échelle de longueur [MONIN & OBUKHOV, 1954] (Eq. 2.27) :

$$\zeta = \frac{z}{L_{MO}} \quad (2.27)$$

où $\zeta [-]$ est la stabilité atmosphérique, L_{MO} [m] est une échelle de longueur caractéristique dénommée longueur de Monin Obukhov. Elle décrit la hauteur de la colonne d'air au-dessus de la surface pour laquelle la production (ou la perte) de l'énergie cinétique par cisaillement équivaut à la production de l'énergie cinétique turbulente par convection [FOKEN, 2009].

$$L_{MO} = -\frac{\overline{u'w'}^{3/2}\theta_p}{\kappa g \overline{w'T'}} \quad (2.28)$$

où κ la constante de Von Karman. La longueur de Monin Obukhov est négative en atmosphère instable et positive en atmosphère stable.

Dans le cas d'une surface couverte par de la végétation, le paramètre de stabilité ζ s'écrit $\zeta = (z - d)/L_{MO}$ avec d [m] la hauteur de déplacement et explicitée dans la section 3.1.2.

[MONIN & OBUKHOV, 1954] définissent également des échelles de vitesse, de température, d'humidité associées au flux :

- Echelle de vitesse u_* , encore dénommée vitesse de friction caractéristique de l'intensité de la turbulence :

$$u_* = |\overline{w'u'}|^{1/2} \quad (2.29)$$

– Echelle de température :

$$T_* = \frac{\overline{w'T'}}{u_*} \quad (2.30)$$

– Echelle d'humidité :

$$q_* = \frac{\overline{w'q'}}{u_*} \quad (2.31)$$

Partant de ces définitions, les flux de chaleur sensible et de chaleur latente, indépendants de l'altitude dans la couche limite de surface, peuvent s'exprimer en fonction des variables d'échelle :

$$\begin{cases} H = \rho C_p u_* T_* \\ LE = \lambda u_* q_* \end{cases} \quad (2.32)$$

2.2.4.3. Méthodes basées sur des mesures à basse fréquence

1. *Méthode du rapport de Bowen* [BOWEN, 1926]

Le rapport de Bowen β (Eq. 2.33) utilisé avec l'équation du bilan d'énergie de la surface (Eq. 2.8) permet d'écrire le flux de chaleur latente comme une fonction de R_n et de G (Eq. 2.34).

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (2.33)$$

$$H = \frac{\beta(R_n - G)}{1 + \beta} \text{ et } LE = \frac{R_n - G}{1 + \beta} \quad (2.34)$$

En supposant que les coefficients d'échanges K_H et K_{Le} pour la température et la vapeur d'eau sont égaux, β peut encore s'écrire :

$$\beta = \begin{cases} \gamma(\partial T/\partial z)/(\partial e/\partial z) \\ \gamma(T_2 - T_1)/(e(T_2) - e(T_1)) \end{cases} \quad (2.35)$$

– où γ [Pa.K] = $\frac{pC_p}{0,622}$ désigne la constante psychrométrique ;

– $e(T_1)$ (resp. $e(T_2)$) [kPa] est la tension de vapeur réelle à la température de l'air T_1 et T_2 .

La tension de vapeur réelle à une température T s'écrit :

$$e(T) = 0,6108 \times \exp\left[\frac{17,27 \times T}{T + 237,3}\right] \quad (2.36)$$

La méthode du rapport de Bowen est basée sur des mesures de température et d'humidité à deux hauteurs. Elle a souvent été utilisée pour estimer les flux de chaleur sensible et de chaleur latente lors des campagnes de mesures comme par exemple HAPEX-MOBILHY en France [ANDRE et al., 1988], FIFE au Kansas [KANEMASU et al., 1992] ou HAPEX-Sahel [GOUTORBE et al., 1994]. Toutefois, des difficultés peuvent surgir lors de la mise en oeuvre

de cette méthode sur de longues périodes [TATTARI et al., 1995].

2. Méthode de Penman - Monteith et méthodes basées sur les résistances

L'idée de Penman (1948) est d'obtenir une expression de l'évapotranspiration pour les surfaces saturées en humidité à partir des mesures à une seule hauteur. L'équation de l'évapotranspiration s'écrit :

$$LE = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho C_p(e_s - e_a)/ra}{\Delta + \gamma(1 + rs/ra)} \quad (2.37)$$

avec Δ la pente de la courbe de saturation (Eq. 2.38) :

$$\Delta = \frac{4098 \left[0,6108 \times \exp\left(\frac{(17,27 \times T)}{(T + 237,3)}\right) \right]}{(T + 237,3)^2} \quad (2.38)$$

- e_s est la pression de vapeur saturante et e_a la pression de vapeur de l'air ;
- rs et ra sont les résistances stomatique et aérodynamique ;
- Δ est en $[\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}]$ pour la température de l'air en degré Celsius.

La formule de Penman-Monteith permet d'estimer l'évapotranspiration de référence ET_0 , c'est-à-dire la valeur maximale que peut atteindre l'évapotranspiration dans le cas où la surface n'est pas limitée en eau. Elle caractérise la demande atmosphérique. Pour une estimation de l'évapotranspiration réelle, il faut connaître le stock hydrique disponible et les résistances rs et ra . Ces résistances sont connues pour des cultures de type maïs, blé, mais elles varient avec le développement de la végétation. Elles ont été paramétrisées en fonction des données de l'indice foliaire de la végétation [ALLEN et al., 2006]. Mais pour un grand nombre de végétaux elles ne sont souvent pas connues, notamment pour la végétation naturelle.

2.2.4.4. Méthode aérodynamique

Dans la CLS, sous l'hypothèse de stationnarité et d'homogénéité horizontale, les flux sont constants et uniquement conditionnés par les gradients verticaux des variables moyennes (Eqs. 2.24, 2.25 et 2.26). La méthode aérodynamique suppose que le flux est proportionnel au produit des gradients de concentration et de vitesse. Sous cette hypothèse, qui n'est valable que sur les cultures [AUBINET, 1997] et en appliquant la théorie de similitude de [MONIN & OBUKHOV, 1954], on peut exprimer les flux à l'aide des variables d'échelle dépendantes des fonctions universelles de stabilité ζ .

$$\overline{w'T'} = \frac{-\alpha_H u_* \kappa (z - d)}{\varphi_H(\zeta)} \frac{\partial \overline{T}}{\partial z} \quad (2.39)$$

$$\overline{w'q'} = \frac{-\alpha_{le} u_* \kappa (z - d)}{\varphi_{le}(\zeta)} \frac{\partial \overline{q}}{\partial z} \quad (2.40)$$

$$u_* = \frac{\kappa(z-d)}{\varphi_m(\zeta)} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.41)$$

où φ_m , φ_H et φ_{le} sont les fonctions de stabilité pour le flux de quantité de mouvement, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente. Les coefficients α_H et α_{le} sont respectivement les ratios entre les coefficients turbulents de diffusion de chaleur et de vapeur d'eau et le coefficient de diffusion de quantité de mouvement et de vapeur d'eau. Ces coefficients peuvent être déterminés par comparaison des mesures de profils verticaux de vent, température et d'humidité pour les conditions neutres de stabilité [FOKEN, 2009].

Plusieurs fonctions de stabilité existent dans la littérature [DYER, 1974; BUSINGER et al., 1971; FOKEN, 2009]. Elles ont été déterminées à partir des campagnes de mesures spécifiques effectuées en Australie [DYER, 1974] et au Kansas aux Etats-Unis [BUSINGER et al., 1971]. Il faut noter qu'en raison des difficultés de mesurer de manière précise les profils d'humidité, peu d'études se sont focalisées sur la détermination de $\varphi_{le}(\zeta)$. On suppose généralement que $\varphi_{le}(\zeta) = \varphi_H(\zeta)$. Dans cette étude, nous avons utilisé les fonctions proposées par [BUSINGER et al., 1971]. Elles s'écrivent :

En atmosphère instable :

$$\begin{cases} \varphi_{le} = \varphi_H = 0.74(1 - 9\zeta)^{-1/2} \\ \varphi_m = (1 - 15\zeta)^{-1/4} \end{cases} \quad (2.42)$$

En atmosphère stable :

$$\begin{cases} \varphi_{le} = \varphi_H = 0.74 + 4.7\zeta \\ \varphi_m = 1 + 4.7\zeta \end{cases} \quad (2.43)$$

En pratique, les gradients verticaux sont difficiles à évaluer directement et on préfère souvent utiliser une forme intégrée selon la verticale. En intégrant les relations (Eqs. 2.39 à 2.41) entre deux hauteurs de mesures, on obtient :

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u_*}{k} \left[\ln\left(\frac{\zeta_2}{\zeta_1}\right) - \psi_m(\zeta_2) + \psi_m(\zeta_1) \right] \quad (2.44)$$

$$\bar{T}_1 - \bar{T}_2 = \frac{H}{\kappa \rho C_p u_*} \left[\ln\left(\frac{\zeta_2}{\zeta_1}\right) - \psi_H(\zeta_2) + \psi_H(\zeta_1) \right] \quad (2.45)$$

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2 = \frac{LE}{\kappa \lambda u_*} \left[\ln\left(\frac{\zeta_2}{\zeta_1}\right) - \psi_{le}(\zeta_2) + \psi_{le}(\zeta_1) \right] \quad (2.46)$$

Ces relations indiquent que les profils ont une forme log-linéaire. L'intégration de ces équations avec les fonctions de stabilité de [BUSINGER et al., 1971], pour une surface ayant une hauteur de déplacement d donne :

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{(z-d)}{z_{0m}} - \psi_m(\zeta) \right] \quad (2.47)$$

$$\bar{T}_1 - \bar{T}_2 = \frac{H}{\alpha_H \rho C_p u_*} \left[\ln \frac{(z-d)}{z_{0h}} - \psi_H(\zeta) \right] \quad (2.48)$$

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2 = \frac{LE}{\alpha_{le} \lambda u_*} \left[\ln \frac{(z-d)}{z_{0v}} - \psi_{le}(\zeta) \right] \quad (2.49)$$

avec z_{0h} , z_{0v} et z_{0m} [m] les longueurs de rugosité gouvernant le transfert de chaleur, de la vapeur d'eau et de la vitesse du vent dans le plan horizontal. En général, l'approximation suivante $z_{0h} = z_{0v} = 0,1 \times z_{0m}$ est faite [ALLEN et al., 1998]. Dans la suite du manuscrit, z_{0m} sera simplifiée à z_0 .

Les méthodes de Monin Obukhov et aérodynamiques qui permettent d'estimer les flux turbulents de l'atmosphère sont attrayantes, car elles requièrent une instrumentation simple (seules les valeurs moyennes sont utilisées). Cependant, elles exigent une très grande précision dans les mesures du gradient [MONCRIEFF et al., 1997b] et ne sont valables que dans une couche limite bien développée. Enfin, des incertitudes subsistent quant aux choix des fonctions de stabilité qui devraient se répercuter sur la précision de la méthode. [AUBINET, 1997] a montré que la méthode aérodynamique est peu robuste pour les flux de chaleur sensible de nuit et fournit des estimations nettement biaisées le jour.

2.2.4.5. Méthode des covariances turbulentes ou eddy covariance (EC)

La technique des covariances turbulentes, technique micro-météorologique la plus utilisée à l'heure actuelle, est la seule permettant de mesurer directement les échanges de chaleur, de vapeur d'eau, de dioxyde de carbone à l'échelle de l'écosystème, à la demi-heure et de façon continue pendant plusieurs années [BALDOCCHI et al., 1983; AUBINET, 1997; AUBINET et al., 1999]. Contrairement aux méthodes précédentes, qui sont basées sur des mesures à basse fréquence ou dépendantes des fonctions universelles paramétrisées pour certaines conditions de stabilité de l'atmosphère, le principe fondamental de la méthode d'eddy covariance repose sur la mesure directe des caractéristiques d'une particule d'air (température et humidité) et la vitesse du vent dans la direction la verticale [SWINBANK, 1951; KAIMAL & FINNIGAN, 1994; FOKEN, 2009]. C'est cette méthode que nous utilisons dans cette étude pour estimer les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente.

Base de la technique et calcul des flux turbulents

L'équation à la base de la technique de covariances de turbulences dérive de l'équation de conser-

vation de masse (Eq. 2.22). En y appliquant les règles de l'équation moyenne simplifiée [STULL, 1988] et les hypothèses de stationnarité, d'homogénéité horizontale et d'une diffusion moléculaire prépondérante, on obtient de l'équation (2.50) :

$$\int_0^h S_c dz = \overline{w' C'_x}|_h \quad (2.50)$$

où w' est la fluctuation de la vitesse du vent dans la direction verticale et C'_x la fluctuation de la densité du scalaire X considéré. Ainsi le flux calculé F_x avec la méthode d'EC est égal à :

$$F_x \approx \overline{\rho w' C'_x} \quad (2.51)$$

De façon analogue, le flux de chaleur sensible et de chaleur latente sont calculés comme étant des covariances entre les fluctuations de la vitesse du vent dans la direction verticale w' et les fluctuations de la température de l'air T' pour le flux H , et les fluctuations de l'humidité absolue de l'air q' pour le flux LE [BALDOCCHI et al., 1983; AUBINET et al., 1999].

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (2.52)$$

$$LE = \lambda \overline{w' q'} \quad (2.53)$$

Mesures des fluctuations turbulentes

Le développement instrumental a aujourd'hui beaucoup progressé et des capteurs de mesures à haute fréquence ont vu le jour [KAIMAL et al., 1976; BALDOCCHI & MEYERS, 1988]. Ces capteurs ont été développés pour échantillonner spécifiquement les fluctuations turbulentes dans la couche limite atmosphérique en continu sur de longues périodes.

L'approche est largement utilisée dans le monde grâce à la mise en place des réseaux internationaux de mesure tels que : FLUXNET [BALDOCCHI et al., 2001; WILSON et al., 2002a], EUROFLUX [AUBINET et al., 1999; VALENTINI et al., 2000], AsiaFLUX [JOON & YU, 2003], ChinaFLUX [YU et al., 2005] et également en Afrique de l'Ouest : HAPEX-Sahel [GOUTORBE et al., 1994], GLOWA [SCHÜTTEMEYER et al., 2006; BAGAYOKO et al., 2007], NIMEX [MAUDER et al., 2006] et AMMA-CATCH [LEBEL et al., 2009].

Deux types de capteurs sont nécessaires pour les mesures d'évapotranspiration : un anémomètre sonique et un analyseur de gaz infrarouge (Photo 5). L'analyseur de gaz infrarouge encore appelé hygromètre optique, mesure la concentration de dioxyde carbone et de vapeur d'eau dans l'air. L'anémomètre sonique mesure la vitesse du vent entre trois paires de transducteurs de distance connue l , dans trois directions de l'espace et la vitesse du son c . La vitesse du son est directement liée à la densité de l'air et dépend de la température et de l'humidité de l'air. Ainsi moyennant une hypothèse sur l'humidité, la vitesse du son permet une estimation de la température du sonique.

En général, le calcul de la température est effectuée pour une humidité nulle. La mesure obtenue est alors la température virtuelle c'est-à-dire la température que l'air aurait si il était sec.

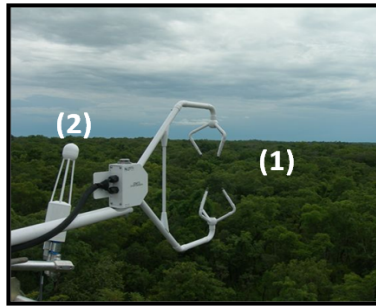


Photo 5 – Système d'eddy covariance : (1) anémomètre sonique et (2) l'analyseur de gaz infrarouge à circuit ouvert.

Les transducteurs servent d'émetteurs et de récepteurs, ce qui permet à une paire de transducteurs d'effectuer deux mesures du temps de propagation du son dans des directions opposées (t_1 et t_2). On peut ainsi déterminer la vitesse de propagation par la mesure du temps de vol d'une impulsion sonore de l'émetteur au récepteur. En calculant la différence entre les inverses de t_1 et t_2 , nous obtenons la composante de la vitesse du vent suivant l'axe défini par une des trois paires de transducteurs.

$$u_i = \frac{l}{2} \left[\frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right] \quad (2.54)$$

La relation qui lie la vitesse du son c à la température du sonique T_{sonic} est :

$$T_{sonic} = \frac{c^2}{\gamma_d \mathcal{R}} - 273,15 \quad (2.55)$$

$\gamma_d = 1,4$ et est le rapport de la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante sur celle à volume constant.

Dans cette étude, la fréquence d'échantillonnage choisie sur les deux sites est de 20 Hz . Une fois les mesures de vitesse du vent, de température et de vapeur d'eau échantillonnées, les données sont ensuite traitées pour obtenir les flux H et LE . Les différentes étapes de traitement des données d'eddy covariance sont présentées ci-dessous.

2.3. Traitements des données de flux turbulents de l'atmosphère

Les données mesurées avec les capteurs décrits ci-dessus nécessitent des traitements spécifiques pour corriger les erreurs de mesures liées au capteur lui-même (défaut de calibration) et son installation. Les calculs de covariance sont réalisés après acquisition des données et nécessitent également des corrections pour prendre en compte les termes de second ordre ou les effets de coupures fréquentielles associés à l'échantillonnage. L'organigramme (2.5) illustre les étapes de traitement des données de flux. Deux séries de traitement se succèdent : une première qui s'effectue avec le logiciel EdiRe et la seconde a été automatisée *via* des développements de scripts sous R qui ont permis un gain de temps conséquent dans le traitement des données.

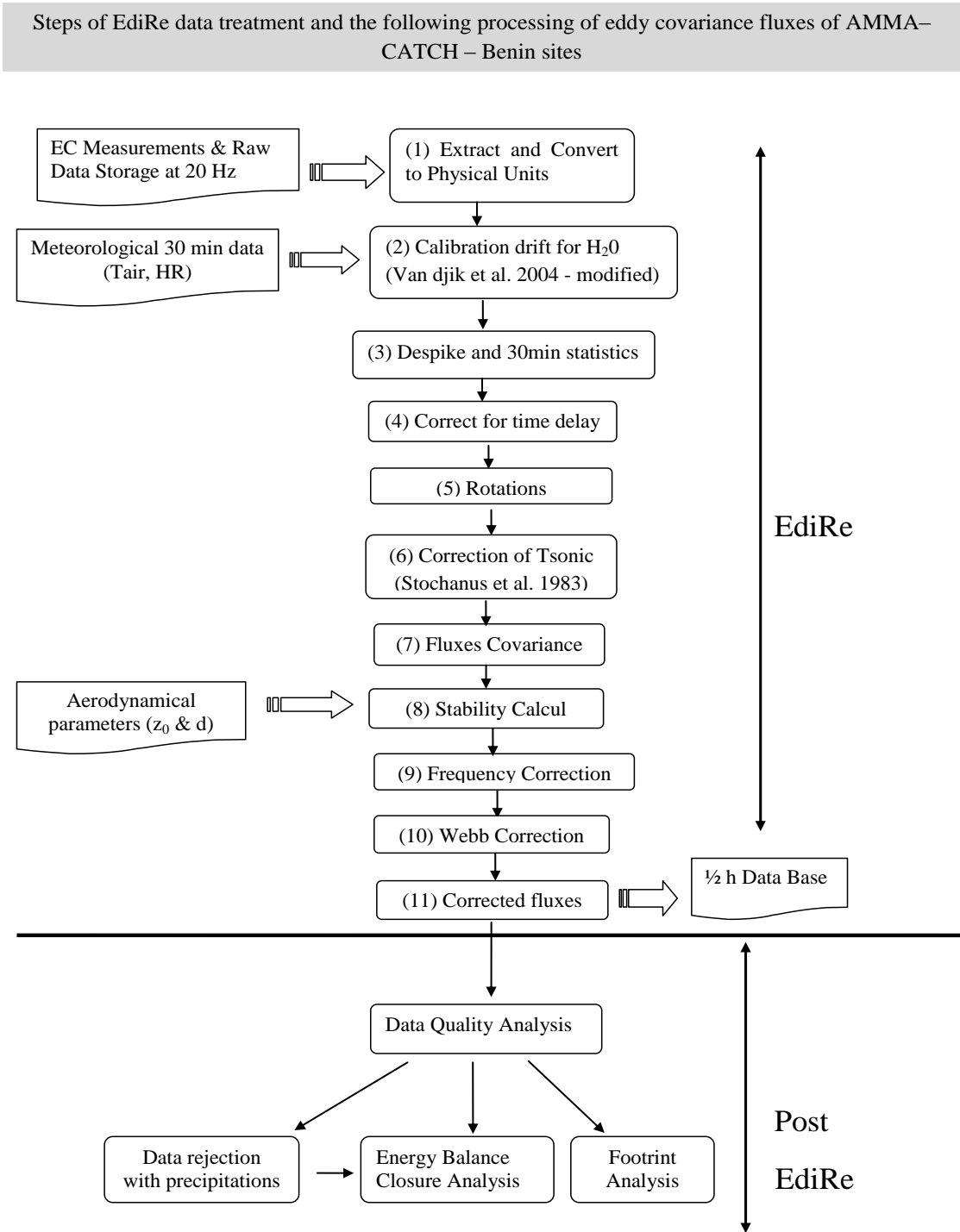


FIGURE 2.5 – Organigramme récapitulant les différentes étapes de traitement des données de flux d’après [MAMADOU et al., 2012].

2.3.1. Traitement avec EdiRe

Le logiciel EdiRe destiné au traitement des données de flux et développé par l'Université de Edinburgh a été utilisé pour calculer les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente à partir des signaux mesurés à haute fréquence avec le système d'eddy covariance. Les étapes de traitement sont :

1. Extraction et conversion des signaux bruts binaires en grandeurs physiques.
2. Correction de la dérive du licor en particulier pour les mesures de vapeur d'eau. La stratégie développée pour corriger cette dérive sera abordée dans la section (3.2).
3. Détection des pics (valeurs aberrantes) par EdiRe pour chaque variable mesurée à 20 Hz, avant les calculs des statistiques. Ces pics sont remplacés par une interpolation linéaire. L'algorithme de détection des pics nécessite trois paramètres : la hauteur minimale du pic (cinq écart-types), la largeur maximale du pic (quatre données à 20 Hz) et le taux de chute minimal après le pic (50 % dans notre cas).
4. Suppression du décalage temporel entre les signaux du licor et ceux de l'anémomètre sonique. Un décalage électronique fixe entre les deux appareils et un décalage physique engendrent un décalage temporel qui varie en fonction de la vitesse et de la direction du vent. Ce décalage peut entraîner des pertes de covariance plus ou moins importantes, notamment dans les hautes fréquences du signal turbulent. Il est déterminé à partir du maximum de corrélation entre w et les variables mesurées par le licor ; il est ensuite fixé pour que les deux variables soient correctement phasées dans le temps.
5. Rotations : les vitesses du vent mesurées par l'anémomètre sonique se réfèrent à ses trois axes non orthogonaux. Les composantes de la vitesse du vent sont transformées en composantes orthogonales à partir d'une matrice (3*3) de transformation de coordonnées qui est unique pour chaque CSAT3 et incorporée au sein de l'anémomètre sonique. Deux coefficients de rotation sont ensuite calculés et appliqués pour aligner \bar{u} dans la direction moyenne du vent et pour annuler \bar{v} .
6. Correction de [SCHOTANUS et al., 1983] : elle permet de convertir la température virtuelle mesurée par l'anémomètre sonique en température de l'air. Pour obtenir la température réelle de l'air et non celle du sonique, l'effet de l'humidité de l'air doit être pris en compte [SCHOTANUS et al., 1983].

$$T = \frac{T_{sonic}}{1 + 0,5 \times q} \quad (2.56)$$

7. Calcul des covariances des flux comme indiquées dans les équations (2.51 et 2.52).
8. Calcul de la stabilité de l'atmosphère selon l'équation 2.27.
9. Corrections fréquentielles : si on considère la réponse en fréquence d'un opérateur statistique tel que la covariance, la covariance moyenne est le résultat de l'intégrale de cette réponse en fréquence entre zero et l'infini. En pratique cette gamme d'échelle est tronquée par l'échantillonnage, mais aussi par la nature du dispositif expérimental (temps de réponse de capteurs,

séparation des capteurs, ...). Ces différentes coupures spectrales peuvent engendrer une sous estimation de 5 à 10 % des flux [MOORE, 1986]. La période moyenne d'échantillonnage doit être choisie de manière à s'assurer de la prise en compte de toutes les structures turbulentes contribuant au transfert d'énergie. Afin de ne pas prendre en compte les processus atmosphériques de basses fréquences (cycle diurne, évolution synoptique, etc..), cette durée est généralement établie à 30 minutes. A l'autre bout du spectre, les capteurs utilisés ont des fréquences d'échantillonnage qui permettent d'obtenir des mesures des variables météorologiques à 20 Hz. La méthode de correction consiste à modéliser la réponse en fréquence attendue à partir d'un modèle de similitude de la covariance et de modèles de réponses spectrales pour les différentes coupures identifiées. Ce modèle permet ainsi d'estimer les pertes associées à l'ensemble des troncatures que l'on peut ajouter à la covariance mesurée. Pour cette étude nous avons considéré un filtre passe bas [VAN DIJK et al., 2004] dont la fonction de transfert est donnée par :

$$T_v(n) = \left[1 + \left(\frac{n}{n_0}\right)^4\right]^{-1} \quad n \leq n_s/2 \quad (2.57)$$

où n_0 est la fréquence de coupure à $\frac{n_s}{2}$.

n_s est la fréquence d'échantillonnage (20 Hz dans cette étude). La constante de temps pour notre cas est donc égale à : $\tau_v = 1/2\pi n_0$ avec $n_0 = n_s/2 = 10Hz$. On a donc : $\tau_v = 0,01599$ s $\sim 0,02s$.

La fonction de transfert pour le filtre passe haut est donnée par :

$$T_d(n) = \frac{(2\pi n\tau_d)^2}{1 + (2\pi n\tau_d)^2/\alpha_d} \quad n \leq n_s/2 \quad (2.58)$$

où τ_d est la constante de temps pour le filtre passe haut. Pour le choix de la valeur des constantes de temps pour le filtre passe haut, [VAN DIJK et al., 2004] suggèrent de prendre la durée d'intégration des flux comme constante de temps, ce qui vaut 1800 s.

La séparation latérale entre l'anémomètre sonique et le licor peut également induire une coupure spectrale. Cependant une partie de ces erreurs est d'ores et déjà corrigée par la maximisation de la covariance (correction du déphasage temporel entre les 2 séries de données). La distance entre les deux capteurs dans la direction du vent est déjà prise en compte. Il reste la séparation latérale s (par rapport à la direction du vent) et la séparation verticale [VAN DIJK et al., 2004] qui s'exprime par l'équation (2.59).

$$s = \sqrt{\left[a \times \sin(\alpha_1 - \alpha_2)\right]^2 + b^2} \quad (2.59)$$

avec a la séparation latérale horizontale entre le sonique et le licor et b la séparation verticale liée à la différence d'altitude entre le sonique et le licor.

α_1 est la direction du vent et α_2 l'angle entre le sonique et le licor.

10. Correction de Webb [WEBB et al., 1980] : la théorie de Webb stipule que les fluctuations des densités associées à la diffusion de la chaleur et de la vapeur d'eau doit être prise en compte pour déterminer le flux "vrai" échangé entre l'écosystème et l'atmosphère. Cette correction permet de prendre en compte les variations de la température de l'air, de la concentration en vapeur d'eau des masses d'air selon l'altitude, car les vitesses verticales ascendantes sont différentes de celles descendantes : effet du aux différences de la densité de l'air. Nous soulignons que l'effet de cette correction sur le flux de chaleur latente ne dépasse pas 5% [MAUDER & FOKEN, 2006]. L'équation utilisée pour calculer ce terme correctif s'écrit (Eq. 2.60) :

$$F_{webb} = (1 + \mu\sigma)(\overline{w'\rho_v} + \overline{\rho_v} \frac{\overline{w'T'}}{\overline{T}}) \quad (2.60)$$

avec

$$\mu = \frac{m_a}{m_v} \sim 1.6 \quad \text{et} \quad \sigma = \frac{\rho_v}{\rho_a}$$

où μ est le rapport des masses molaires de l'air sec et de la vapeur d'eau.

σ est le rapport des densités de la vapeur d'eau et de l'air sec.

11. Obtention des flux corrigés : toutes les corrections énumérées ci-dessous exceptées celles des points 2 et 3 s'effectuent de façon successive et ont été implémentées dans le logiciel EdiRe. Après celles-ci, on obtient les flux H et LE prêts à être analysés.

2.3.2. Critères de qualité

Le traitement des données de flux est suivi de deux types d'analyse qui permettent de vérifier la qualité des données et d'appréhender les zones sources des flux. La première concerne la vérification de la qualité des données sur la base des tests proposés par le réseau CarboEurope [AUBINET et al., 1999; MAUDER & FOKEN, 2004; FOKEN & WICHURA, 1996]. Il s'agit des tests de vérification de l'hypothèse de stationnarité, de similitude de Monin Obukhov et de la fermeture du bilan d'énergie. Le second concerne l'analyse de la représentativité spatiale des mesures de flux.

2.3.2.1. Tests de qualité

- Test de stationnarité : Une des hypothèses émises lors de l'établissement de l'équation de conservation des scalaires est la stationnarité de l'écoulement. Le test de stationnarité s'assure du respect de cette hypothèse. Le principe du test de stationnarité [FOKEN & WICHURA, 1996] est de comparer une valeur moyenne de la covariance $\overline{w'x'}^{30min}$ calculée à partir de l'ensemble des données sur une période d'une demi-heure à une moyenne des $\overline{w'x'}^{5min}$ calculés pour des périodes de cinq minutes.

$$C_1 = \left| \frac{\overline{\overline{w'x'}^{5min}}^{30min} - \overline{w'x'}^{30min}}{\overline{w'x'}^{30min}} \right| \quad (2.61)$$

Lorsque la différence entre ces deux intégrations de la covariance est inférieure à 30%, les mesures sont considérées comme étant stationnaires et la qualité bonne. Lorsqu'elle est comprise entre 30 et 50%, les mesures sont acceptables. Au delà de ces limites, l'hypothèse n'est pas satisfaisante et les mesures sont non stationnaires.

- Test de similitude de Monin Obhukov : La seconde hypothèse posée concerne l'homogénéité horizontale du site de mesure. Pour ces conditions, les caractéristiques turbulentes de l'atmosphère respectent des lois de similitude. Ainsi, le test de similitude compare les caractéristiques de la turbulence mesurées par le système d'eddy covariance à celles prévues par la théorie de similitude pour une couche limite idéale par [MONIN & OBUKHOV, 1954]. Une différence entre les observations et la théorie peut indiquer la présence d'une turbulence mécanique additionnelle causée par le système de mesure lui-même ou par un obstacle ou des inhomogénéités du site [DE BRUIN et al., 1993; FOKEN & WICHURA, 1996; PANIN et al., 1998]. En pratique, cela se traduit par des caractéristiques turbulentes mesurées qui sont supérieures aux valeurs théoriques. Les caractéristiques intégrales de la composante verticale du vent et de la température prévues par la théorie de similarité sont :

$$\left(\frac{\sigma_w}{u^*}\right)_{mod} = a_1 [\varphi_{\sigma_w}(\zeta)]^{b_1} \quad \text{et} \quad \left(\frac{\sigma_T}{T^*}\right)_{mod} = a_2 [\varphi_{\sigma_T}(\zeta)]^{b_2} \quad (2.62)$$

$$C_2 = \left| \frac{\left(\frac{\sigma_x}{x^*}\right)_{mod} - \left(\frac{\sigma_x}{x^*}\right)_{obs}}{\left(\frac{\sigma_x}{x^*}\right)_{mod}} \right| \quad (2.63)$$

Les valeurs des coefficients empiriques a_i et b_i ont été établies expérimentalement. Elles sont proposées notamment par [MAUDER & FOKEN, 2004]. $\varphi_{\sigma_w, \sigma_T}(\zeta)$ sont des fonctions de la stabilité et définies pour des valeurs de ζ comprises entre -2 et 2. En dehors de cet intervalle, les fonctions $\varphi_{\sigma_w, \sigma_T}(\zeta)$ ne sont pas définies et les flux ne sont pas qualifiables. En pratique, lorsque C_2 est inférieure ou égale à 30 %, la qualité des données est considérée comme bonne.

- Indice final de qualité : La qualification finale des flux au pas de temps de la demi-heure combine les deux tests énoncés ci-dessus. Un indice de qualité est ainsi attribué à chaque donnée au pas de temps de 30 min (Tableau 2.1).

Tableau 2.1 – Tableau montrant les seuils des deux critères qui permettent d'attribuer un indice de qualité aux données de flux.

C_1 & C_2	Indice Final
0 - 30% & 0 - 30%	1 : Bonne qualité - Utilisable pour les études de la turbulence
30 - 50% & 30 - 100%	2 : Qualité Moyenne - Utilisable pour les études de bilan
50 - 100% & > 100%	3 : Mauvaise qualité - Inexploitable

- Filtrage des données de flux pendant les événements pluvieux : Les données de flux correspondant aux événements pluvieux ainsi que les demi-heures suivant les événements pluvieux ne sont pas prises en compte car l'hygromètre est sensible aux gouttelettes de pluie qui restent sur la fenêtre de l'analyseur [CULF et al., 2004].
- Test de fermeture du bilan d'énergie : La cohérence des données mesurées par le système de covariance de turbulence peut être évaluée par l'analyse du bilan énergétique [AUBINET et al., 1999 ; FOKEN, 2008]. Le test de la fermeture du bilan énergétique compare des flux d'énergie mesurés par le système d'eddy covariance (H et LE) à la somme des flux mesurés indépendamment qui devraient être égaux (terme de gauche de l'équation 2.8). Le bilan d'énergie est dit "fermé" et les données de flux turbulents de l'atmosphère de "bonne qualité" quand les valeurs de la pente et du coefficient de détermination entre $(H+LE)$ et $(R_n-G-\Delta S)$ idéalement égales à 1, sont supérieures à 0,8.

2.3.2.2. Représentativité spatiale des flux

L'empreinte du flux (footprint) est la zone qui contribue au signal de flux mesuré à la hauteur z_m . L'identification de ces zones est essentielle pour l'interprétation des données mesurées. Elle est située dans la direction du vent moyen du capteur. Son extension horizontale varie en fonction de la vitesse du vent et des conditions de stabilité de l'atmosphère. Elle peut être très importante, en particulier pour des conditions atmosphériques stables. Les mesures peuvent alors provenir de différents types de végétation. L'étude des empreintes permet d'identifier et de quantifier les différentes zones contributives à la mesure.

Le flux mesuré $F(x, y, z_m)$ est l'intégrale des flux provenant de toutes les surfaces contributives à la position (x', y') . La fonction footprint f relie les flux verticaux $F(x, y, z = z_m)$ mesurés à la hauteur z_m , à la distribution spatiale des sources de flux à la surface $F(x', y', z = 0)$. Sa définition est donnée de manière implicite par l'équation 2.64.

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^x F(x', y', z = 0) f(x - x', y - y', z_m) dx' dy' \quad (2.64)$$

Par convention la direction x est la direction du vent moyen ; le footprint $f(x - x', y - y', z_m)$ est le poids relatif associé à chaque surface source de flux. Il a été montré dans les études antérieures [HORST & WEIL, 1992 ; HSIEH et al., 1997] que la fonction footprint f est une fonction du flux F_x , de la hauteur de mesure z_m , de la longueur de rugosité z_0 et du paramètre de stabilité ζ .

Parmi les nombreuses approches développées ces dernières années [HORST, 1997 ; HSIEH et al., 2000 ; KLJUN et al., 2004 ; SCHMID, 2002], le modèle analytique de [HSIEH et al., 2000] avec une extension en 2D de la diffusivité dans la direction transversale (y) au vent [DETTO et al., 2006] a été choisi pour calculer les empreintes des flux. Ce modèle permet un calcul analytique de la fonction de footprint sans itération. La fonction proposée résulte d'une analyse adimensionnelle permettant de réduire le nombre de variables de l'équation (2.64). Le modèle a été calé pour

différentes conditions par comparaison avec un modèle lagrangien [HSIEH et al., 1997]. La fonction footprint $f^y(x)$ s'écrit alors :

$$f^y(x, z_m) = \frac{1}{k^2 x^2} D z_u^P |LMO|^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{k^2 x^2} D z_u^P |LMO|^{1-P}\right) \quad (2.65)$$

où

$$z_u = z_m \left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) - 1 + \frac{z_0}{z_m} \right) \quad (2.66)$$

avec D et P deux constantes qui dépendent de l'état de stabilité de l'atmosphère [HSIEH et al., 2000].

Le modèle prédit uniquement le footprint dans la direction du vent moyen, la contribution de la dispersion latérale doit être ajoutée pour générer une fonction source en 2D. [DETTO et al., 2006] supposent que la diffusion s'effectue dans un plan horizontal tout en restant indépendante de la diffusion turbulente dans le plan vertical. Ainsi, $f(x, y, z_m)$ peut s'exprimer comme le produit de $f^y(x, z_m)$ avec une fonction de distribution gaussienne $D_y(x, y)$ [SCHMID, 2002] telle que :

$$f(x, y, z_m) = D_y(x, y) f^y(x, z_m) \quad (2.67)$$

où

$$D_y(x, y) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_y} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{y}{\sigma_y}\right)^2\right) \quad (2.68)$$

Dans l'équation (2.68) σ_y est le paramètre de dispersion. Il est relié à l'écart-type du vent dans la direction latérale σ_v :

$$\sigma_y = a_1 z_0 \frac{\sigma_v}{u_*} \left(\frac{x}{z_0}\right)^{p_1} \quad (2.69)$$

où $p_1 (= 0, 86)$ et $a_1 (= 0, 3)$ [ECKMAN, 1994] sont les paramètres de similarité.

Ce modèle de footprint a été utilisé pour déterminer à chaque pas de temps les fonctions de distribution 2D des contributions spatiales des zones sources de flux. Pour avoir les empreintes moyennes sur des périodes plus longues que la demi-heure (ι plusieurs jours par exemple), les fonctions de distribution 2D sont sommées et pondérées par le poids de la valeur absolue du flux F_x pour prendre en compte l'importance de cette source à un instant donné. La distribution cumulée s'écrit :

$$f_{cum}(x, y, z_m) = \frac{\sum_i^{\iota} |F| f(x, y, z_m)}{\sum_i^{\iota} |F_x|} \quad (2.70)$$

2.4. Outils d'interprétation

L'évapotranspiration mesurée par le système d'eddy covariance est la somme du processus d'évaporation de l'eau du sol, de l'eau interceptée et des processus de transpiration. Afin d'identifier et de caractériser ces trois processus, il est classique de calculer à partir des données de flux et des données météorologiques, des variables caractéristiques de la surface telles que la conductance aérodynamique, la conductance de surface et le coefficient de découplage. Aussi, nous avons utilisé des paramétrisations des processus d'évaporation et de transpiration qui sont utilisées dans les modèles SVAT (Soil – Vegetation – Atmosphere – Transfer) afin d'interpréter les observations *in situ*. Ces différents paramètres et modèles sont définis dans cette section.

2.4.1. Conductance aérodynamique et conductance de surface

Le processus d'évapotranspiration peut être décrit par un modèle de transfert de plusieurs conductances/résistances comme indiqué sur le schéma (2.6). On s'intéressera particulièrement aux deux paramètres majeurs qui contrôlent le transfert de la vapeur d'eau de la surface ou de la végétation vers l'atmosphère [DOLMAN et al., 1998] : la conductance de la surface ou de la canopée $G_s = 1/r_s$ et la conductance aérodynamique $G_a = 1/r_a$.

Le premier caractérise le contrôle physique du sol et/ou physiologique de la végétation. Il permet de décrire le transport de la vapeur d'eau par les stomates de l'intérieur de la feuille vers l'air qui se situe juste dans l'environnement immédiat de celle-ci [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986 ; STEWART, 1988]. Les stomates sont des minuscules pores situés à la surface des feuilles au travers desquels s'opère la diffusion de l'eau sous forme de vapeur, de la plante vers l'atmosphère ; et l'entrée du dioxyde de carbone de l'atmosphère vers les sites de carboxylation [COLLATZ et al., 1992]. Autrement dit, c'est à travers les stomates que circulent les flux de transpiration. Ces orifices régulent les échanges gazeux aux frontières de la plante, en modifiant leur degré d'ouverture. Plusieurs facteurs contrôlent l'ouverture et la fermeture des stomates : la lumière qui va régler l'ouverture des stomates au rythme du cycle diurne [LINDROTH, 1985], le déficit de pression de vapeur d'eau entre la feuille et l'air qui en augmentant va tendre à provoquer la fermeture des stomates [GRANIER et al., 1996], la température, la concentration en dioxyde de carbone interne et externe et l'état hydrique du sol [LINDROTH, 1985].

La conductance aérodynamique elle, décrit la résistance rencontrée par la vapeur d'eau lors de son transfert de l'air proche de la végétation à l'air ambiant. Elle est contrôlée par la vitesse du vent et les caractéristiques de la canopée telles que la densité du peuplement et leur hauteur qui, déterminent la rugosité de la canopée [VERMA et al., 1986 ; LINDROTH, 1993].

Pour calculer la conductance de surface G_s , nous inversons l'équation (2.37) de Penman-Monteith [WILSON et al., 2002b] :

$$G_s = \left[\frac{1}{Ga} \frac{\Delta}{\gamma} (\beta - 1) + \frac{\rho C_p VPD}{\gamma (R_n - G)} (\beta + 1) \right]^{-1} \quad (2.71)$$

où VPD [Pa] est le déficit de pression de vapeur saturante.

Ga est calculé à partir des équations (2.39) et (2.41). On obtient alors l'expression ci-dessous (Eq. 2.72) :

$$Ga = \left[\frac{u_*^2 \varphi_H(\zeta)}{u \varphi_m(\zeta)} \right] \quad (2.72)$$

avec φ_H et φ_m les fonctions universelles de stabilité de l'atmosphère respectivement pour le flux de chaleur sensible et la quantité de mouvement (Eqs. 2.42 et 2.43).

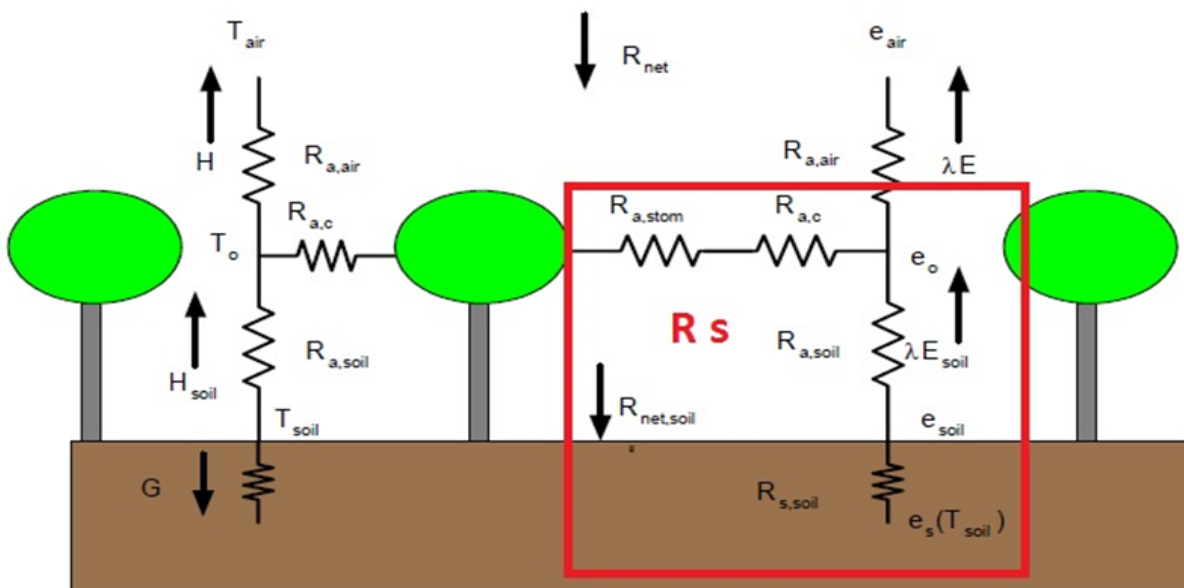


FIGURE 2.6 – Schéma illustrant le modèle "big-leaf" de résistance/conductance selon [SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985]. R_{net} , H , G et λE sont les termes du bilan d'énergie dans la couche limite ; $R_{net,soil}$, λE_{soil} et H_{soil} sont les mêmes termes dans la canopée. T_{air} , T_o et T_{soil} sont les températures de l'air, de l'air dans la canopée et du sol ; e_{air} , e_o , e_{soil} et $e_s(T_{soil})$ sont les pressions de vapeur de l'air, de l'air dans la canopée, de la surface du sol et du sol ; et la température de la canopée ; T_{soil} la température du sol ; $R_{a,air}$ est la résistance aérodynamique de l'air ; R_s est la résistance de surface (boîte rouge). R_s est composée des résistances entre la feuille et l'air dans la canopée ($R_{a, stom} + R_{a,c}$) et des résistances entre le sol et l'air dans la canopée ($R_{s,soil} + R_{a,soil}$).

2.4.2. Coefficient de découplage Ω

Le coefficient de découplage Ω décrit comment le déficit de pression de vapeur saturante au niveau de la surface des feuilles est lié à celui de l'air en dehors de la couche limite de la feuille. C'est un facteur sans dimension introduit par [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986] dont les valeurs varient entre 0 et 1. Il s'exprime en fonction des conductances aérodynamique et de surface (Eq. 2.73) :

$$\Omega = \frac{\Delta/\gamma + 1}{\Delta/\gamma + 1 + Ga/Gs} \quad (2.73)$$

où les variables Δ , γ , Ga et Gs sont celles définies dans la section ci-dessus.

A la limite inférieure $\Omega = 0$, le couplage entre la feuille et l'air ambiant est parfait de telle sorte que le déficit de vapeur au niveau de la feuille est égal à celui de l'air ambiant. En conséquence, une variation infinitésimale dans la conductance stomatique va engendrer une variation infinitésimale dans la transpiration. C'est la plante qui contrôle alors la transpiration.

A la limite supérieure $\Omega = 1$, les conditions au niveau de la feuille sont complètement découplées des conditions de l'air ambiant et le déficit de pression de vapeur de la feuille tend vers un équilibre local. Pour ces conditions, c'est l'atmosphère qui contrôle le transfert d'eau de la plante vers l'atmosphère [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986].

Aux valeurs intermédiaires de Ω , le rôle des stomates dans le contrôle de la transpiration est variable. Cette dernière dépend conjointement du rayonnement net reçu, des conditions du déficit de pression de vapeur, du vent, de la conductance de surface et du stock d'eau dans le sol.

2.4.3. Approches de modélisation

Les processus dominants l'évapotranspiration réelle varient en saison sèche et humide. Nous avons modélisé ces processus sur les données de l'année 2008 à Nalohou. Pendant la saison sèche, lorsque le sol est complètement nu, les lois de résistances de sol nu proposées par [LEE & PIELKE, 1992], [SELLERS et al., 1992] et [SAKAGUCHI & ZENG, 2009] ont été utilisées pour évaluer leur capacité à reproduire les résistances de sol nu dans des conditions tropicales. Les trois paramétrisations de résistance du sol nu prennent toutes en compte la saturation du sol. La différence qui existe entre elles est que la loi de résistance de [SAKAGUCHI & ZENG, 2009] tient compte d'un coefficient de la diffusion moléculaire et celle de [LEE & PIELKE, 1992] de la résistance aérodynamique. Par contre, la loi de résistance de [SELLERS et al., 1992] ne considère aucun processus physique lié au transfert de la vapeur d'eau du sol vers l'atmosphère.

En saison humide, la végétation est développée et l'évaporation est quasi nulle car peu d'énergie atteint le sol. La transpiration a été modélisée à Nalohou par le modèle de conductance de Ball & Berry décrit par [COLLATZ et al., 1992].

2.4.3.1. Les modèles de résistance de sol nu

– Le modèle de [LEE & PIELKE, 1992] :

$$r_s^{(LP)} = ra \left[\frac{1}{\omega} - 1 \right] \quad (2.74)$$

où $ra = 1/Ga$ [s.mm⁻¹] est la résistance aérodynamique; ω est la fonction dépendant de l'humidité du sol des premières couches (dans ce cas entre 0 et 5 cm) :

$$\omega = \begin{cases} \frac{1}{4} \left[1 - \cos \left((\theta_{0-5cm} / \theta_{fc}) \pi \right) \right]^2 & \text{pour } \theta_{0-5cm} < \theta_{fc} \\ 1 & \text{pour } \theta_{0-5cm} > \theta_{fc} \end{cases} \quad (2.75)$$

où θ_{fc} est la capacité au champ c'est-à-dire la capacité de rétention maximale en eau du sol. Elle vaut 0,25 cm³.cm⁻³ sur le site de Nalohou [JABOT-ROBERT, 2012].

– Le modèle de [SELLERS et al., 1992] :

$$r_s^{(SE)} = \exp \left[\bar{h}_1 - \bar{h}_2 \frac{\theta_{0-5cm}}{\theta_{sat}} \right] \quad (2.76)$$

où \bar{h}_1 et \bar{h}_2 sont des constantes égales à 8,206 et 4,255 [SELLERS et al., 1992]. $\theta_{5cm}/\theta_{sat}$ est le ratio entre l'humidité du sol et l'humidité du sol à saturation. θ_{sat} est mesurée égale à 0,38 cm³.cm⁻³.

– Le modèle de [SAKAGUCHI & ZENG, 2009] :

$$r_s^{(SK)} = \frac{d_1 \times \exp \left[1 - \left(\frac{\theta_r}{\theta_{sat}} \right)^{j=5} \right] - 1}{(\varsigma - 1) / \chi} \quad (2.77)$$

d_1 est l'épaisseur de la couche du sol; ς est une constante et vaut 2,718; j un paramètre qui contrôle la concavité de la courbe pour les saturations élevées [SAKAGUCHI & ZENG, 2009]. χ le coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air. Il est calculé comme suit :

$$\chi = \chi_0 \theta_{sat}^2 \left[1 - \frac{\theta_r}{\theta_{sat}} \right]^{2+3b} \quad (2.78)$$

où θ_r [cm³.cm⁻³] désigne l'humidité résiduelle du sol. Dans cette étude, nous avons choisi la même valeur de χ que [SAKAGUCHI & ZENG, 2009] soit $2,2 \times 10^{-5}$ m².s⁻¹.

La figure (2.7) montre l'évolution de ces trois paramétrisations de résistance du sol nu en fonction de l'humidité du sol tiré de [SAKAGUCHI & ZENG, 2009]. Sur cette figure, la fonction de [LEE & PIELKE, 1992] a été tracée pour une résistance aérodynamique constante égale à 50 s.m⁻¹. On constate que sur les sols plus humides, $r_s^{(SE)}$ est plus forte que les deux autres. En conséquence les estimations de l'évaporation du sol nu seront plus faibles si on utilise $r_s^{(SE)}$. La résistance de sol nu de $r_s^{(LP)}$ est assez élevée sur les sols secs. Cependant, cela ne va pas affecter l'évaporation car l'humidité du sol est très faible. Les erreurs liées à son utilisation dans un modèle seront alors faibles. La loi de résistance $r_s^{(SK)}$ présente des valeurs intermédiaires comparée aux deux autres

lois. Nous avons évalué les trois paramétrisations sur le sol nu du site de Nalohou pour voir si leurs estimations sont cohérentes avec les observations *in situ*. Les résultats obtenus avec ces lois sont présentés dans le chapitre 5.

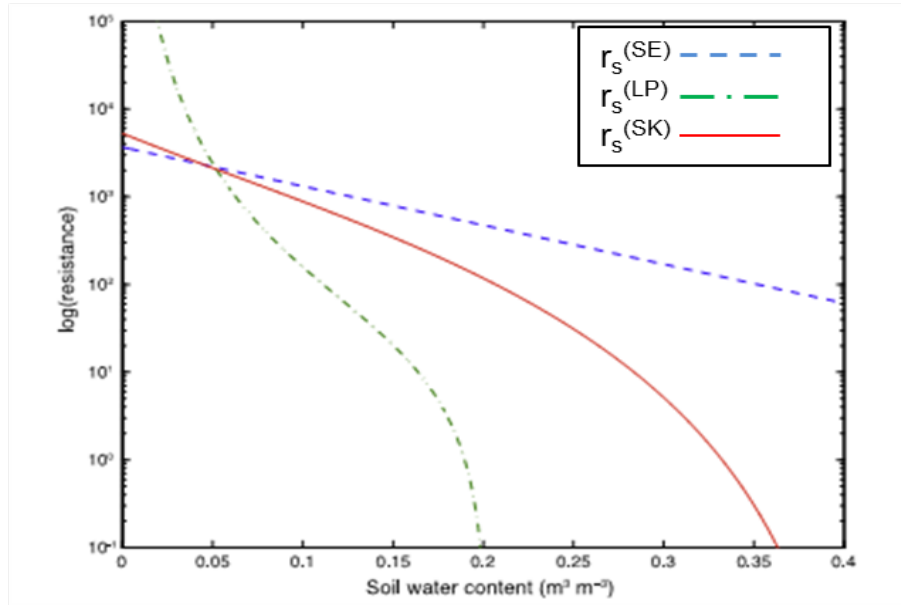


FIGURE 2.7 – Comparaison des lois de résistance de sol nu pour un sol limoneux sableux d'après [SAKAGUCHI & ZENG, 2009]. Lois de Sellers (courbe bleue), de Lee Pielke (courbe verte) et de Sakaguchi et Zeng (courbe rouge).

2.4.3.2. Le modèle de conductance de Ball & Berry

Pendant la saison humide, quand la végétation est bien développée le système formé par la surface et la végétation peut être assimilé à une grande feuille ayant une conductance unique (Figure 2.6). L'approche est appelée "big-leaf" et est proposée par [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986]. En effet, la canopée de la végétation est supposée fermée et idéale de telle sorte que la transpiration totale du système est égale à la somme de la transpiration de chaque feuille. Le processus de transpiration étant lié à la conductance stomatique, le modèle de conductance de la feuille de Ball & Berry peut être utilisé pour évaluer celui-ci. La formulation de ce modèle décrite par [COLLATZ et al., 1992] s'écrit :

$$G_s = \frac{1}{r_s} = m \frac{A e_s(Tsfc) p_0}{c_s e_i} + b \quad (2.79)$$

- Dans cette équation, c_s [Pa] est la pression partielle en CO_2 à la surface de la feuille ;
- $e_s(Tsfc)$ [Pa] est la pression de vapeur au niveau de la surface de la feuille ;
- e_i [Pa] la pression de vapeur saturante au sein de la feuille à la température de la végétation. La température de la végétation a été estimée à partir des mesures du rayonnement sortant de grande longueur d'onde en utilisant la loi de Stefan-Boltzman et une valeur de 0,97 pour l'émissivité des feuilles.
- p_0 [Pa] est la pression atmosphérique ;

- b et m sont les paramètres fonctionnels du type de la végétation [COLLATZ et al., 1992];
- A [μ mol CO₂ m⁻² s⁻¹] est la photosynthèse de la feuille. La photosynthèse dépend du rayonnement photosynthétiquement actif (PAR), de la pression partielle interne en CO₂ [Pa] des feuilles c_i [Pa], et du taux maximum de carboxylation de la végétation [THORNTON, 2010];

Le PAR a été calculé séparément pour les conditions ombragées et ensoleillées comme une fraction (0,5) du rayonnement incident de courte longueur d'onde. Le calcul numérique de la conductance G_s nécessite la connaissance des pressions c_s et $e_s(Tsfc)$ de l'équation (2.79) et c_i pour le calcul de la photosynthèse. Ces paramètres dépendent d'autres variables telles que : la résistance à la surface de la feuille r_b [s m⁻² μ mol⁻¹], le point de compensation en dioxyde de carbone, les constantes de Michaelis-Menten pour le dioxyde de carbone et l'oxygène. Les expressions mathématiques de ces derniers sont renseignées dans la note technique du modèle CLM [THORNTON, 2010]. On obtient ensuite à partir de ces différentes expressions une équation du second degré fonction de $(A, p_0, r_b, c_s, m, e'_a, b)$. Elle s'écrit (Eq. 2.80) :

$$\left(\frac{mAp_0e'_a}{c_s e_i} + b\right)r_s^2 + \left(\frac{mAp_0r_b}{c_s} + br_b - 1\right)r_s - r_b = 0 \quad (2.80)$$

où $e'_a = \max(\min(e_a, e_i), 0,40e_i)$. Le seuil limite de $0,40e_i$ est utilisé pour prévenir l'instabilité numérique dans le calcul itératif de la résistance r_s . La pression de vapeur de l'air au sein de la canopée e_a [Pa] est déterminée à partir de la pression atmosphérique et l'humidité spécifique de la canopée q_s [kg.kg⁻¹] en utilisant l'équation (2.81) :

$$e_a = \frac{p_0 q_s}{0,622} \quad (2.81)$$

Enfin, l'équation (2.80) est résolue de manière itérative séparément pour les conditions ensoleillées et ombragées pour déterminer la résistance r_s . Les données utilisées dans les différents calculs sont les forçages atmosphériques du site de Nalohou.

2.5. Partition des flux : la fraction évaporative

La partition entre flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente à la surface est un mécanisme complexe qui influence les interactions entre le cycle bio-géochimique et le climat à long terme [PIELKE et al., 1998; WILSON et al., 2002b], et à court terme, les interactions entre la physiologie des plantes et le développement de la couche limite atmosphérique [PIELKE et al., 1998]. En dehors du rapport de Bowen (Eq. 2.33), la partition des flux peut être évaluée en terme de fraction évaporative (EF). La fraction évaporative (EF) représente le ratio entre le flux de chaleur latente et la somme des flux de chaleur sensible et de chaleur latente. La fraction évaporative est souvent utilisée pour caractériser la part de l'énergie disponible pour l'évapotranspiration réelle [BRUTSAERT, 1982]. Elle est un outil diagnostique du bilan d'énergie qui n'est pas affecté par la périodicité du forçage radiatif [GENTINE et al., 2011]. L'expression de la fraction évaporative est donnée par l'équation (2.82) :

$$EF = \frac{LE}{H + LE} = \frac{LE}{R_n - G} = \frac{1}{1 + \beta} \quad (2.82)$$

La fraction évaporative (EF) et le rapport de Bowen (β) sont utilisés dans cette thèse pour analyser la partition à différentes échelles temporelles (diurne, saisonnière, inter-annuelle) des flux de chaleur sensible et de chaleur latente mesurés au-dessus des couverts végétaux de Nalohou et de Bellefougou. La fraction évaporative est calculée ici à partir de $(H + LE)$ et non $(R_n - G)$ pour éviter le biais (décalage temporel) qui peut surgir dans G lorsque la végétation est développée.

2.6. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons dans un premier temps présenté les caractéristiques de la couche limite atmosphérique. Nous avons ensuite présenté les différentes méthodes qui existent pour quantifier les flux de chaleur sensible et de chaleur latente ainsi que les autres termes du bilan d'énergie. La technique d'eddy covariance et les étapes de traitement des données de flux ont été également présentées. Enfin, les outils d'analyse des données de flux et quelques approches de modélisations de ceux-ci ont été présentés. Dans le chapitre suivant, nous présentons les applications de cette technique aux sites d'étude.

Applications aux données *in situ*

Les procédures de traitement de données décrites précédemment (section 3, chapitre 2) nécessitent des caractéristiques de site telles que la longueur de rugosité z_0 et la hauteur de déplacement d . Ces grandeurs ont été calculées à partir d'une estimation préliminaire des flux. Des lois de dépendance avec la hauteur de la végétation ont été identifiées permettant ainsi de calculer ces variables au pas de temps journalier. Les hauteurs de végétation ont également fait l'objet d'un modèle pour interpoler cette donnée au pas de temps journalier. La première partie de cette section décrit cette méthodologie. D'autre part, les mesures de concentrations de vapeur d'eau sont très affectées par les salissures déposées sur les fenêtres de l'analyseur de gaz. Une méthodologie de correction a été proposée afin de corriger ces artéfacts. Elle est décrite dans une deuxième partie. Enfin, la troisième partie évalue la qualité des données après les divers traitements.

3.1. Estimation des paramètres aérodynamiques

Ces paramètres regroupent les mesures de la hauteur de la végétation, la hauteur de déplacement et la longueur de rugosité nécessaires dans le calcul des flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente.

3.1.1. La hauteur de la végétation

Les mesures de la couverture végétale sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou ont fait l'objet d'un suivi de 2005 à 2008 mais ne couvrent pas les années 2009 à 2010. Un modèle basé sur une hypothèse de croissance de la végétation fonction essentiellement de la quantité d'eau disponible dans le sol a été mis en place. Nous avons utilisé le modèle (*API : Indices des Précipitations Antérieures* [KOHLEK & LINSLEY, 1951]) pour obtenir une série continue du stock d'eau puis de la hauteur de la végétation. Le modèle *API* est un modèle très simple largement utilisé pour paramétrer les conditions d'humidité du sol à partir des précipitations observées sur un bassin versant [SITTNER et al., 1969; DESCROIX et al., 2002]. Il a déjà été expérimenté sur les sites de l'observatoire AMMA-CATCH [PELLARIN et al., 2009]. Il peut être exprimé comme (Eq. 3.1) :

$$API(j) = API(j - \delta t) \times \exp(-\Upsilon \delta t) + P(j) \quad (3.1)$$

où j est égal au jour, $API(j)$ [mm] égale à l'indice de précipitation antérieure du jour j et $P(j)$ la pluie du jour (j), $\delta t(j)$ l'intervalle du temps considéré (égal à 1 dans cette étude) et $\Upsilon [j^{-1}]$ est le coefficient de décroissance strictement inférieur à 1 [CHEVALLIER, 1983]. Ce coefficient Υ a été calibré à partir des mesures du stock d'eau dans le sol (entre 0 et 1 m).

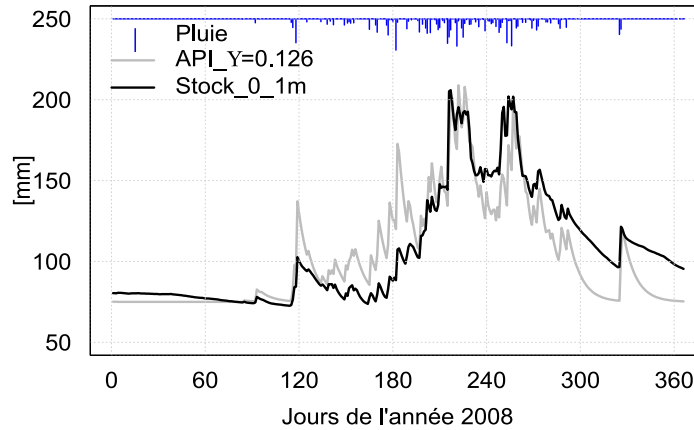


FIGURE 3.1 – Evolution temporelle journalière de la pluie mesurée (bleu), de l'indice de précipitation journalière simulé pour Υ égale à 0,126 (courbe grise) et le stock d'eau entre 0 et 1 m (courbe noire) à Nalohou au cours de l'année 2008.

La figure (3.1) montre les variations temporelles journalières du stock d'eau dans le sol, de la pluie et de l' API simulé pour l'année 2008 à Nalohou. La meilleure estimation du modèle est obtenue pour Υ égal à 0,126 par minimisation du $RMSE$ avec un coefficient de détermination de 97% (Tableau 3.1). L'amplitude saisonnière est bien reproduite mais il reste des écarts, notamment en début de saison des pluies. Il en est de même pour les années 2007, 2009 et 2010. Nous retenons pour la suite de l'analyse la valeur 0,126 pour le coefficient Υ .

Tableau 3.1 – Valeurs de la pente à l'origine, du coefficient de détermination et de la racine carrée du résidu moyen entre les stocks simulés et ceux observés pour les années 2007 à 2010.

Années	Pente	r^2	$RMSE[mm]$
2007	1,004	0,98	13,91
2008	1,02	0,97	18,04
2009	0,96	0,98	16,14
2010	1,04	0,99	13,46

En considérant que les herbacées utilisent une fraction de l'eau déstockée pour pousser, et qu'elles ne poussent pas pendant les jours pluvieux, la hauteur de la végétation h_{veg} peut être calculée comme suit Eq. (3.2) :

$$h_{veg}(j) = \begin{cases} h_{veg}(j-1) & \text{si pluie} \\ h_{veg}(j-1) + v \times [API(j-1) - API(j)] & \text{sinon} \end{cases} \quad (3.2)$$

$h_{veg}(j)$ [cm] est la hauteur de l'herbe du jour j et v un coefficient de conversion calibré à partir des mesures de hauteur *in situ* obtenues durant les années où elles ont été mesurées. La valeur $v = 0,32$ à Nalohou a été retenue. La hauteur de la végétation herbacée est réinitialisée à la date des brûlis.

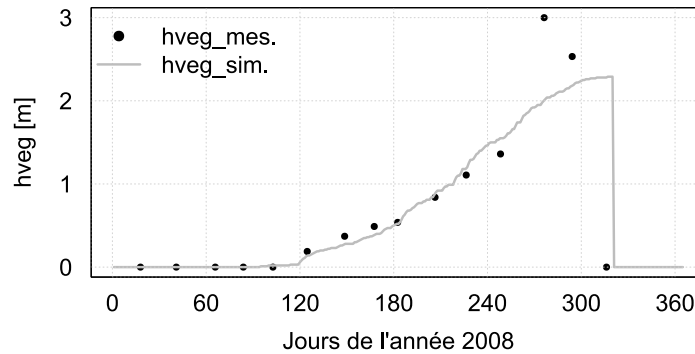


FIGURE 3.2 – Evolution temporelle journalière de la hauteur de la végétation simulée et observée à Nalohou au cours de l'année 2008.

Comme on peut le constater sur la figure (3.2), seulement quinze mesures ont été effectuées en 2008 avec une fréquence espacée. La dynamique de la hauteur simulée suit celle des mesures exceptée deux valeurs éloignées que nous suspectons fausses. L'estimation de la hauteur de la végétation avec l'*API* est satisfaisante car les points sont bien alignés sur la droite de régression (voir annexe A). Le cycle saisonnier des herbacées à Nalohou montre ainsi en début d'année (jour < 100) un sol nu avec des herbacées inexistantes. Au début de la saison des pluies (à partir du jour n° 120 pour l'année 2008), les herbacées poussent et prennent rapidement de la hauteur. La hauteur maximale de cette année ($\sim 2,5$ m) est atteinte vers la fin de la saison des pluies (après le jour n° 300). En cette période de l'année, les herbacées sont en phase de sénescence et présentent une couleur jaunâtre. Il est à noter que la hauteur maximale de la végétation varie en fonction des années et peut atteindre 3 m comme en 2009 par exemple (voir annexe A). Sur le site de Bellefougou, la hauteur de la végétation considérée est celle des arbres (14 m).

3.1.2. La rugosité dynamique z_0 et la hauteur de déplacement d

Les paramètres qui permettent de caractériser l'état aérodynamique d'une surface sont la **longueur de rugosité et la hauteur de déplacement**. Du point de vue aérodynamique, la longueur de rugosité z_0 traduit l'influence de la hauteur des aspérités sur l'écoulement de l'air. Elle est une longueur de référence qui influence directement le cisaillement du vent et permet l'efficacité du transfert de quantité de mouvement ou de chaleur entre l'air juste au-dessus de cette surface et la CLS. La hauteur de déplacement d'une surface rugueuse représente la hauteur au-dessus de laquelle

le profil théorique des vitesses du vent est logarithmique. Ces deux paramètres sont indispensables pour caractériser la couche limite atmosphérique en particulier pour l'application de la théorie de similitude. Plusieurs méthodes existent pour estimer ces paramètres aérodynamiques [RIOU, 1984; MARTANO, 2000; GAO & BIAN, 2004]. Ces méthodes sont basées sur l'équation du profil de vent dans la CLS et nécessitent que les hypothèses de la théorie de similitude soient vérifiées, ce qui est rarement le cas dans un milieu naturel. En particulier, les conditions d'homogénéité horizontale et de stationnarité de l'écoulement sont rarement respectées.

En zone soudanienne au Nord du Bénin, une campagne spécifique de mesure a été effectuée dans le cadre de la thèse de [GUYOT, 2010] pour évaluer ces paramètres. Trois différentes méthodes ont été utilisées sur le bassin versant de l'Ara pour établir une approximation de z_0 et d . Il s'agit de la méthode aérodynamique, la méthode de [LLOYD et al., 1992], et la méthode de [MARTANO, 2000]. La première considérée comme approximative, consiste à réaliser des mesures de vent simultanément à au moins deux hauteurs. La seconde consiste à réaliser des mesures de la vitesse moyenne du vent \bar{u} et de la vitesse de friction u_* à l'aide d'un anémomètre sonique placé successivement à différentes hauteurs. La méthode de [MARTANO, 2000] considère que le problème de recherche de d et z_0 peut s'exprimer par la recherche du minimum d'une fonction coût d'une seule variable. Les trois méthodes reposent sur la résolution de l'équation du profil logarithmique du vent. [GUYOT, 2010] a montré que les méthodes de [MARTANO, 2000; LLOYD et al., 1992] apportent des résultats de z_0 et d cohérents avec la littérature. Par contre, la méthode aérodynamique a montré sa faiblesse parce que le profil de vent n'est pas suffisamment documenté à cause du nombre insuffisant de mesures et des conditions de vent faibles rencontrées au Nord du Bénin.

Pour les années 2007 à 2010, la méthode de [MARTANO, 2000] utilisée pour calculer z_0 a montré ses limites. La convergence de la méthode ne permet pas de faire ressortir des valeurs de z_0 cohérentes avec le type de couvert. Toutefois, [GUYOT, 2010] a montré que la méthode de Martano appliquée aux données de 2006 permettait de calculer des hauteurs de déplacement et est bien corrélée avec la formulation de [BRUTSAERT, 1982]. Nous avons donc utilisé la formulation de [BRUTSAERT, 1982] ($d = 0,67 \times h_{veg}$) pour déterminer la hauteur de déplacement pour les années 2007 à 2010. Ainsi connaissant la hauteur de déplacement, la longueur de rugosité peut être calculée à partir des données d'eddy covariance à un seul niveau. Elle est obtenue à partir de l'équation (2.47) en utilisant les fonctions de stabilité de [BUSINGER et al., 1971].

La figure (3.3) montre les valeurs décadaires de z_0 pour les quatre années étudiées sur le site de Nalohou. Pour des hauteurs de végétation non nulles, on remarque globalement une relation linéaire entre la longueur de rugosité et la hauteur de la végétation. La relation ($0,17 + 0,097 \times h_{veg}$) est tracée pour ajuster les données (courbe rouge). La valeur à l'origine peut paraître forte. Cela est dû à la forte rugosité observée autour de la tour de flux. En effet, des buttes d'ignames, des champs de manioc et de quelques arbustes isolés sont situés dans la zone d'empreinte de la mesure des flux. La relation ($z_0 = 0,13 \times h_{veg}$) de [BRUTSAERT, 1982] y est également tracée (courbe rose en pointillé). Cette droite est toujours inférieure aux estimations de z_0 . Une proposition ($0,1 + 0,13 \times h_{veg}$)

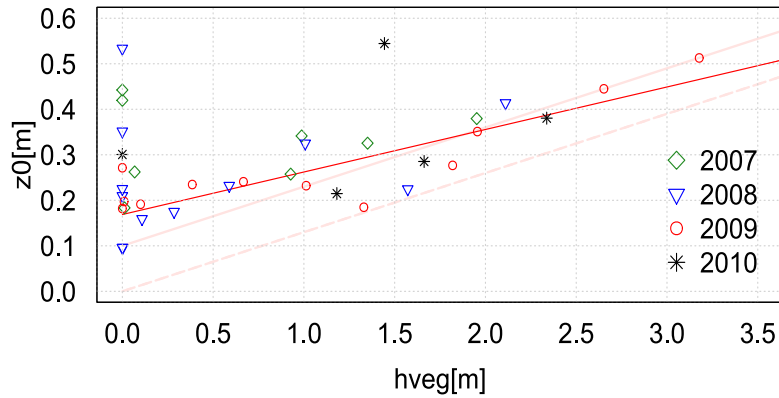


FIGURE 3.3 – Valeurs décadaires de la longueur de rugosité estimée en fonction de la hauteur de la végétation à Nalohou durant les années de 2007 à 2010. Les relations $(z_0 = 0,17 + 0,097 \times h_{veg}$; courbe rouge), $(z_0 = 0,13 \times h_{veg}$; courbe rose en pointillé) et $(z_0 = 0,1 + 0,13 \times h_{veg}$; courbe rose en trait plein) y sont tracées.

(courbe rose) semblerait mieux convenir mais nous avons peu d'arguments pour conserver la pente proposée par [BRUTSAERT, 1982]. Pour les hauteurs de végétation supérieures à 1,5 m, ces relations linéaires se rapprochent énormément de la rugosité estimée avec l'équation (2.47). En effet, la longueur de la rugosité des herbacées devient élevée quand celles-ci sont développées. Pour les conditions de sol nu, ($h_{veg} = 0$), la variabilité de z_0 est importante. Cette dispersion est causée par la variabilité de la rugosité de surface autour du capteur mais aussi à cause des conditions de convection libre pendant la saison sèche qui rendent le profil de vent non conforme au profil logarithmique. Elle amène beaucoup d'incertitudes dans les méthodes de calcul de z_0 proposée. Finalement, nous choisissons la relation linéaire ($z_0 = 0,17 + 0,097 \times h_{veg}$) pour estimer la longueur de rugosité sur le site de Nalohou, car celle-ci donne des valeurs raisonnables à la fois pour les conditions de sol nu et celles de végétation développée.

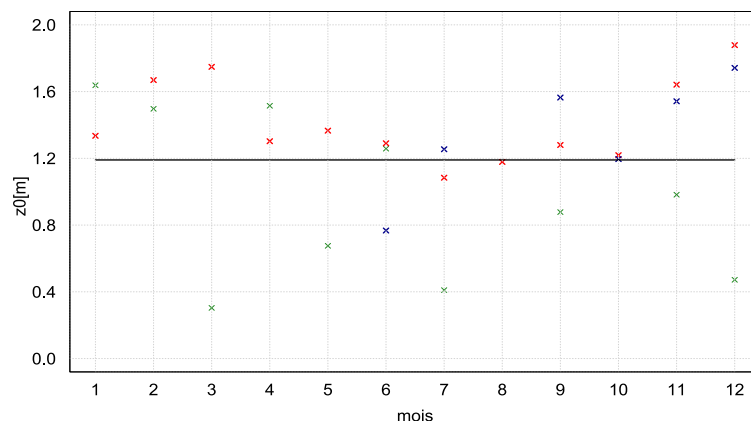


FIGURE 3.4 – Valeurs décadaires mensuelles de la longueur de rugosité estimée à Bellefoungou avec la méthode de Martano en 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Le trait horizontal noir correspond à $z_0 = 1,2$ m.

La forêt de Bellefoungou est homogène, et les valeurs de rugosité pour ces types de couvert sont bien documentées dans la littérature [OKE, 1988; MENDUCCINI et al., 2004]. La figure (3.4)

présente ainsi les longueurs de rugosité estimées avec la méthode Martano. Il est à noter que cette méthode converge bien sur le site de Bellefoungou. Nous avons retenu 1,2 m comme valeur de rugosité pour ce site même si on observe une légère variation annuelle : la rugosité de la forêt croît entre décembre et janvier lorsque les arbres perdent leurs feuilles (Figure 3.4). La hauteur de déplacement obtenue en moyenne est de 7,6 m.

3.2. Correction de la dérive de l'analyseur de gaz

3.2.1. Position du problème

L'hygromètre optique qui mesure la concentration de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone est sensible aux dépôts de poussière et d'eau qui se déposent sur les fenêtres du capteur. Le signal émis est donc perturbé lorsque son chemin optique est obstrué. Des dérives dans les mesures deviennent par conséquent inévitables lorsque des nettoyages périodiques ne sont pas effectués. C'est le cas des mesures échantillonnées sur les sites étudiés. En saison sèche, lorsque soufflent les vents d'Harmattan, l'air est très chargé en aérosols qui se déposent sur l'hygromètre optique et perturbent les mesures effectuées. La figure (3.5) illustre les dérives importantes de la concentration de vapeur d'eau en début de l'année 2008 à Nalohou. Les autres années et le site de Bellefoungou sont présentés en annexe B.

Les valeurs q_l mesurées par l'analyseur de gaz (en rouge) sont comparées aux mesures effectuées par un capteur capacitif basse fréquence q_a (bleu). Pendant la période sèche, les valeurs de concentration mesurées avec l'analyseur de gaz peuvent être jusqu'à 4 fois supérieures à celles observées par le capteur basse fréquence. Dès que les pluies arrivent, le capteur est nettoyé et les deux séries se rapprochent.

3.2.2. Stratégie développée pour la correction de la dérive

La stratégie développée pour corriger les dérives liées aux salissures du capteur repose sur le modèle de [VAN DIJK et al., 2004]. En effet, ces auteurs ont suggéré d'utiliser les mesures d'humidité issues des capteurs à basse fréquence, qui sont plus stables [STULL, 1988], pour re-calibrer *in situ* les mesures de l'hygromètre avec une relation linéaire (3.3).

$$q_a = \text{gain}_q \times q_l + \text{offset} \quad (3.3)$$

Les dépôts de salissure sur les fenêtres évoluent progressivement, sauf lors des événements pluvieux qui nettoient les fenêtres brusquement. Les dépôts affectent plutôt l'offset. Les variations de gain_q sont plutôt associées aux variations de la température susceptibles d'affecter la calibration du capteur. La stratégie développée pour corriger les erreurs liées aux salissures sur les fenêtres est illustrée par l'organigramme (3.6). Elle comporte les étapes suivantes :

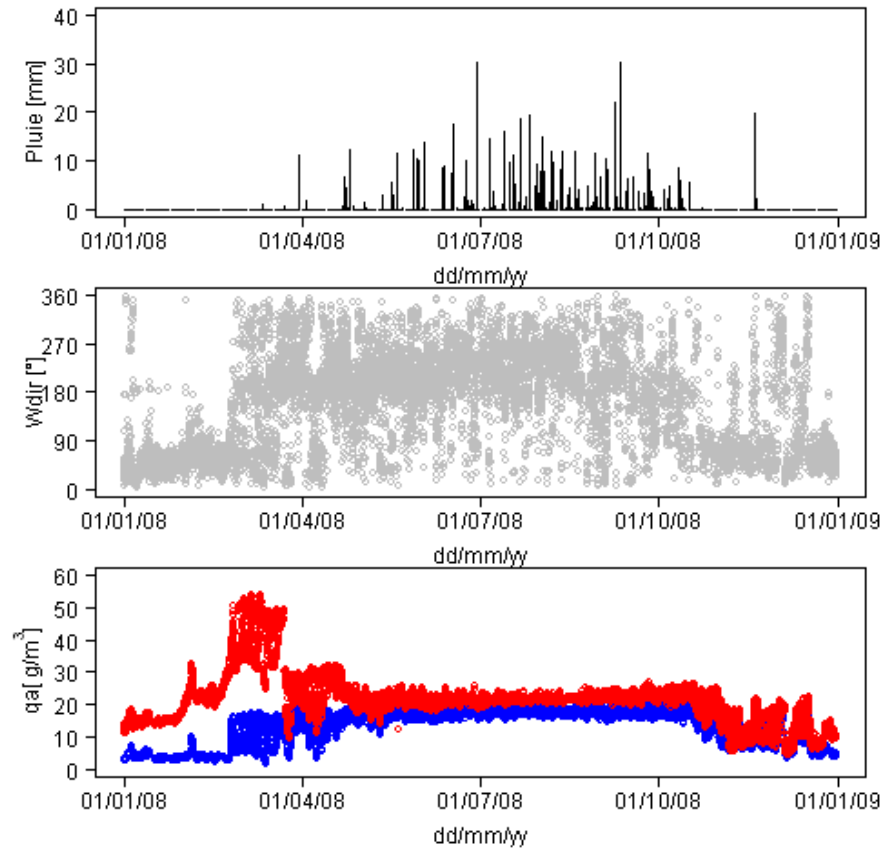


FIGURE 3.5 – Evolution temporelle des valeurs mi-horaires de la pluie (haut), de la direction du vent (milieu) filtrée pour les vitesses de vent inférieures à 1m/s et de l'humidité absolue de l'air (bas) obtenue avec les capteurs météorologiques (points bleus, uniquement les valeurs du jour) et mesurée par le licor (points rouges) à Nalohou au cours de l'année 2008.

i) Sélection des valeurs de q_l physiquement valides ($\bar{q}_l > 0$) montrant des fluctuations internes telles que $\sigma_{q_l} < 1 \text{ g.m}^{-3}$. Les données pendant les événements pluvieux ainsi que celles de la 1/2h suivant un événement pluvieux sont éliminées.

ii) Calcul du gain q par régression linéaire pour les données de jour. Les données de nuit ont été écartées car nous suspectons que les mesures de q_a pendant la nuit soient biaisées (l'abri du capteur basse fréquence n'est pas ventilé). Les pentes et les coefficients de détermination entre q_l et q_a sont alors calculés. Les offset calculés à ce niveau ne sont pas conservés.

iii) La chronique des gain q journaliers est lissée sur 40 jours afin de ne garder que les variations saisonnières de basse fréquence. Pour ce calcul, seules les valeurs de gain q calculées avec un coefficient de détermination supérieur à 95% sont considérées. Pendant la saison des pluies, le gain q est supposé égal à 1.

iv) L'offset est calculé avec l'équation (3.4) au pas de temps de la demi-heure.

$$\text{offset} = q_a - \text{gain}q \times q_l \quad (3.4)$$

v) Les valeurs d'offset obtenues sont alors moyennées au pas de temps journalier afin de supprimer les éventuels effets de température associés au cycle diurne. La moyenne journalière est calculée par sous période afin de prendre en compte les variations brusques associées aux nettoyages par les pluies. Les sous périodes sont définies par les évènements pluvieux. Pendant la saison des pluies, les évènements sont suffisamment rapprochés pour que le capteur n'ait pas le temps de se salir. Lorsque le gainq atteint la valeur 1, il n'est plus la peine de découper en sous période.

vi) Les concentrations de vapeur d'eau mesurées par l'analyseur de gaz sont alors corrigées au pas de temps de 0,05 s avec les gainq et offset ainsi obtenus au pas de temps de la demi-heure.

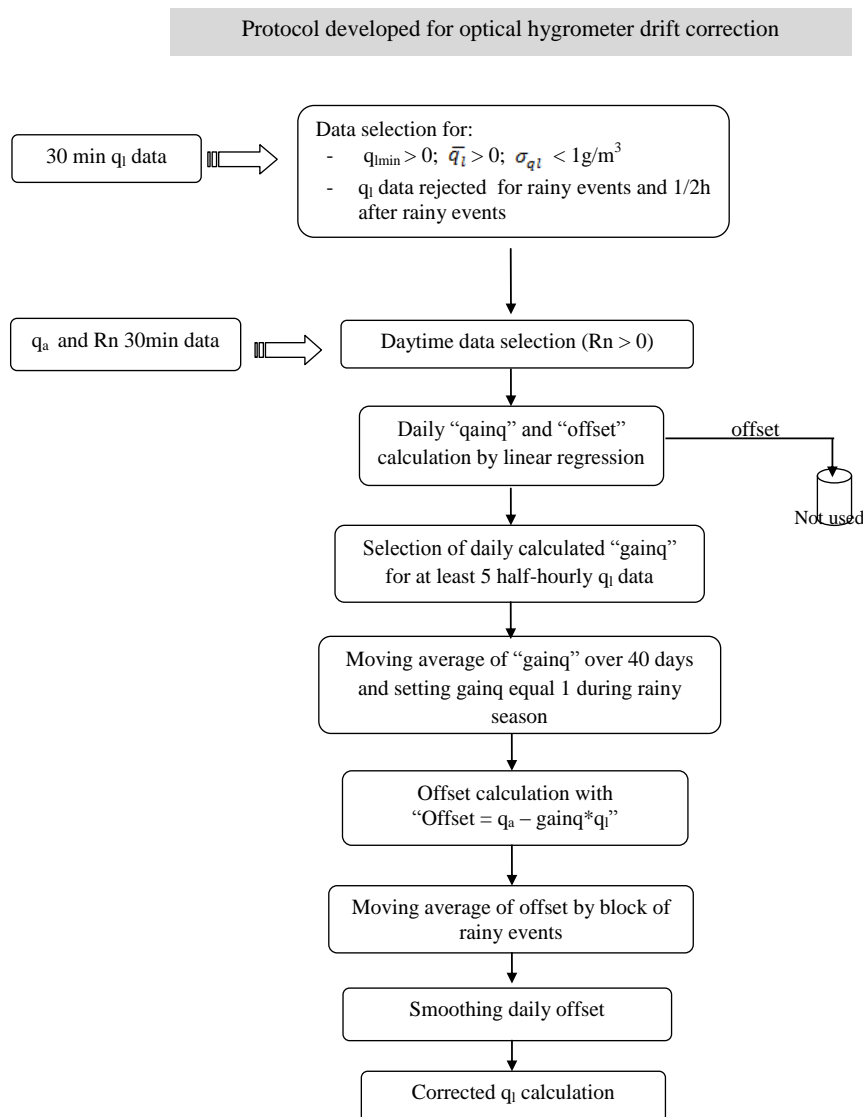


FIGURE 3.6 – Organigramme récapitulatif des différentes étapes de la correction de la vapeur d'eau mesurée par l'hygromètre optique d'après [MAMADOU et al., 2012].

La figure (3.7) montre les évolutions temporelles des valeurs du gainq calculées ainsi que les critères (nombre de données par jour, coefficient de détermination) utilisés au cours des différentes étapes de la procédure. La figure montre la grande variabilité des gainq obtenus au pas de temps journalier, en particulier pendant la saison des pluies. Pendant cette saison, les coefficients de détermination sont faibles ($< 0,8$). Pendant les autres périodes de l'année, les valeurs du gainq ont un coefficient de détermination majoritairement supérieur à 95%. La moyenne glissante de 40 jours permet de filtrer les variations inter-journalières pour ne conserver que la tendance saisonnière. Le gainq atteint un minimum au cours du mois de février (\sim DOY 40) bien avant le début des événements pluvieux. Celà indique que les variations de gainq ne sont pas liées aux dépôts sur les fenêtres qui continuent de s'accumuler jusqu'à fin mars. De même, la première pluie (DOY 90) ne semble avoir qu'un très faible impact sur le gainq. Entre les mois de mars et mai, le gainq augmente pour retrouver des valeurs proches de 1. Nous suspectons que ces variations de gainq proviennent de la sensibilité de la calibration à la température qui transforme le signal brut en concentration [FOKEN & FALKE, 2012]. De plus, [IWATA et al., 2012] ont montré que les événements pluvieux n'affectent pas le gainq mais plutôt l'offset. Pour ces raisons, nous avons choisi de fixer une valeur égale à 1 pour le gainq dès lors que celui-ci a atteint cette valeur.

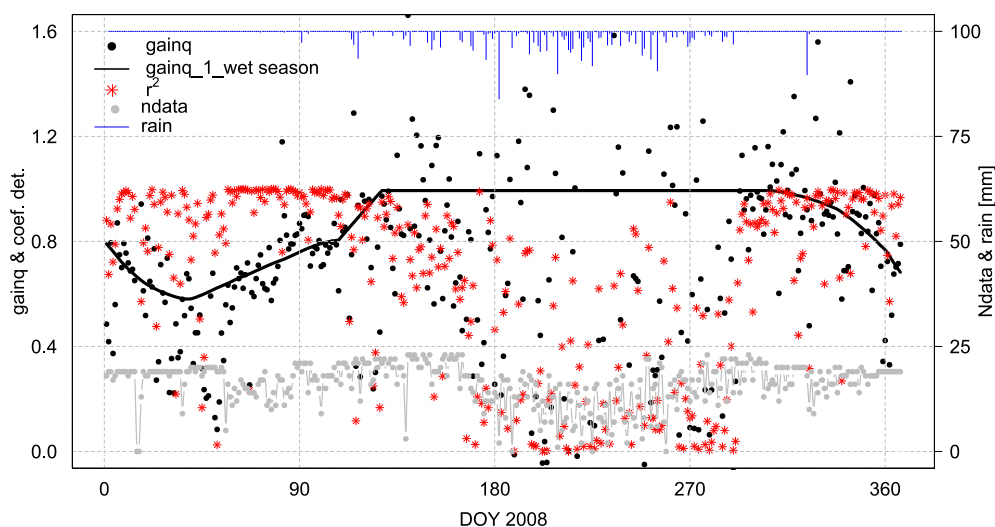


FIGURE 3.7 – Pente journalière (points noirs), coefficient de détermination (points rouges) entre q_a jour et q_l filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Nalohou au cours de l'année 2008. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide.

L'évolution temporelle de l'offset est illustrée sur la figure (3.8). On remarque tout d'abord la faible dispersion des offsets calculés à la demi-heure, autour de la moyenne journalière, et la faible dispersion des valeurs inter-journalières comparativement à la dispersion obtenue sur les valeurs du gainq. L'offset décroît au cours de la saison sèche pour atteindre une valeur minimale (~ -20 g.m^{-3}) à la fin du mois de mars. Les retours brusques vers une valeur proche de zéro correspondent aux pluies qui nettoient le capteur. Lorsque la fréquence des pluies augmente, l'offset se stabilise autour de (~ -4 g.m^{-3}). En novembre 2008, le capteur a été étalonné et on note un retour brusque

de l'offset à des valeurs nulles les jours suivants cet étalonnage. Pendant ces quelques jours, les valeurs du gainq sont égales à 1.

La baisse du gainq et de l'offset avant l'apparition des vents d'Harmattan (après novembre) laisse présager la présence d'autres facteurs qui influenceraient le signal mesuré par le licor. En analysant les corrélations entre les différentes composantes du bilan radiatif de surface et le gainq, on constate que ce dernier semble évoluer linéairement avec le bilan des rayonnements de grande longueur d'onde (LW_{net}). Cela suggère que pour des valeurs faibles de LW_{net} caractéristique de la saison sèche, avec des températures de surface élevées, le gainq est faible et la dérive est importante. Toutefois, aucune tendance claire n'apparaît entre le gainq et l'amplitude journalière de la température de l'air que ce soit pour le site de Nalohou ou pour le site de Bellefougou (voir annexe B). Il serait intéressant d'approfondir cette analyse, en exploitant directement la température du boîtier du licor par exemple, afin de vérifier s'il existe ou non une relation entre température et dérive du licor.

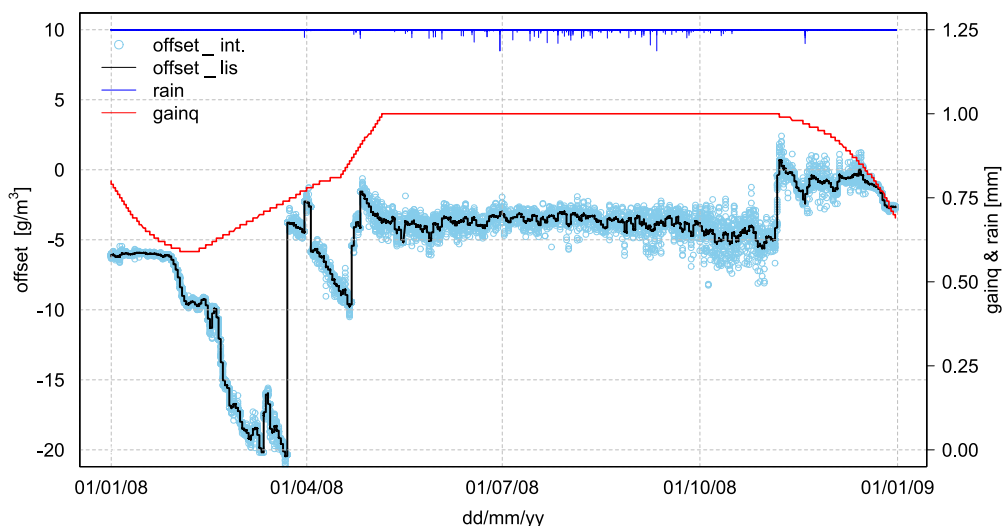


FIGURE 3.8 – Evolution temporelle de l'offset et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Nalohou pendant l'année 2008. La courbe noire est la moyenne journalière.

A défaut d'évaluer la méthode développée, on peut vérifier comment se comporte l'humidité absolue du licor corrigée et celle de la météo (Figure 3.9 b). Aucun point ne semble sortir du nuage de corrélation, ce qui tend à montrer qu'aucune période (sèche – faible valeur ; humide – forte valeur) n'a été défavorisée. De même la différence normalisée montre que l'erreur relative est toujours de $\pm 10\%$ (Figure 3.9 a).

Après l'étape de correction de la dérive de l'analyseur, les données de flux sont traitées avec le logiciel EdiRe puis ensuite on vérifie la qualité de celles-ci.

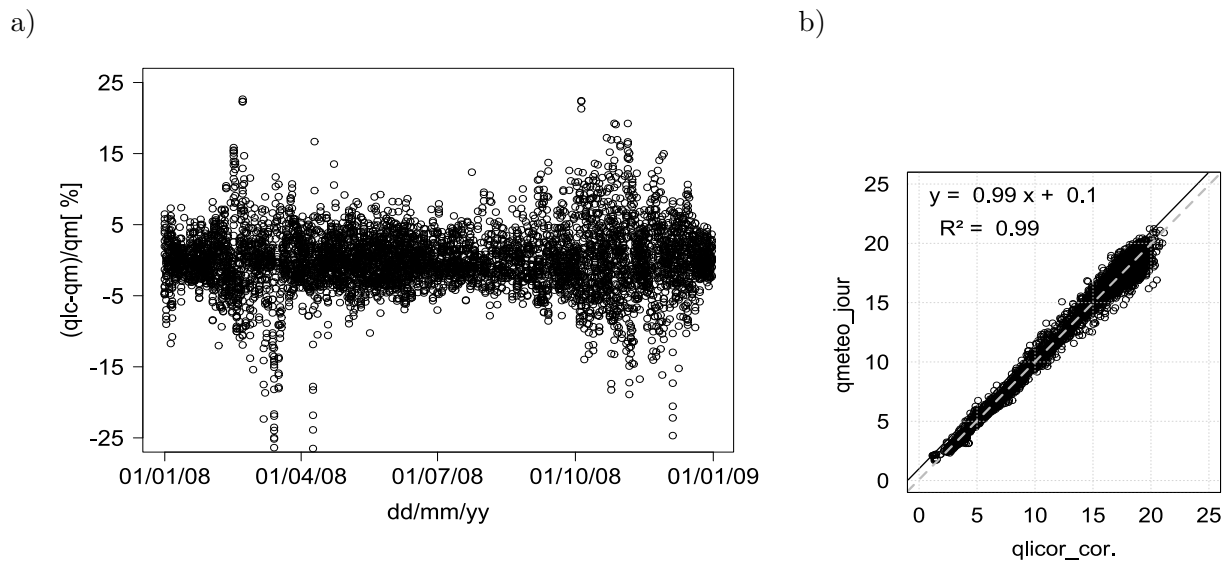


FIGURE 3.9 – (a) Evolution temporelle de l'écart entre l'humidité absolue du licor corrigé et l'humidité absolue de la météo (uniquement le jour) normalisé par l'humidité absolue de la météo (a) et (b) corrélation entre l'humidité absolue de l'air de la météo et celle du licor corrigé.

3.3. Vérification de la qualité des données

3.3.1. Cycles diurnes des indices de qualité

Les tests de stationnarité et de similitude ont été appliqués aux données de flux des stations de Nalohou et Bellefougou pendant les quatre années étudiées. Les figures (3.10 et 3.11) illustrent les résultats des cycles diurnes annuels des indices de qualité obtenus pour les flux H et LE .

On observe globalement que la qualité des données varie suivant le cycle diurne. Durant les périodes de jour, les flux H et LE sont majoritairement de bonne qualité (classes 1 et 2) sur les deux sites à cause d'une turbulence bien développée. La nuit, les conditions requises n'étant pas réunies, les données sont en grande partie non qualifiables (classe -1).

L'analyse statistique de la variabilité inter-annuelle des indices des données qualifiables (somme des classes 1 à 3) montre qu'en moyenne sur les deux sites, $\sim 87\%$ des données de H qualifiables appartiennent aux classes 1 et 2. Ce pourcentage est un peu moindre pour LE ($\sim 80\%$). Les écart-types moyens obtenus pour chaque flux et chaque site indiquent une forte variabilité du pourcentage des classes 1 et 2 pour le flux de chaleur latente, en particulier sur le site de Nalohou (Tableau 3.2). Une diminution importante des données de bonne qualité au profit de la classe 3 est observée à partir de 2009 pour le flux LE à Nalohou alors que la tendance de H est restée presque la même sur 4 ans à Bellefougou.

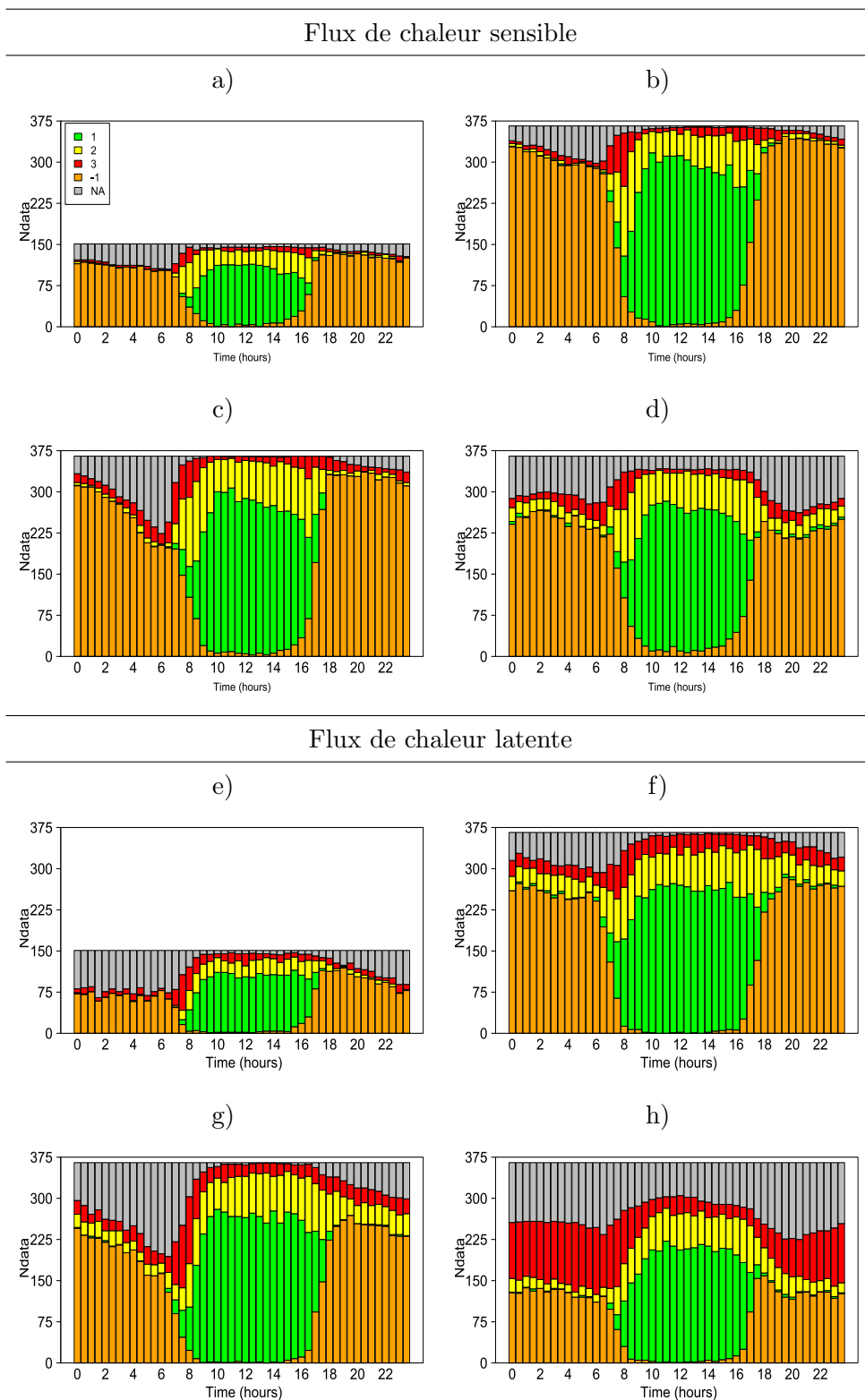


FIGURE 3.10 – Cycles diurnes annuels des indices de qualité des données de flux de chaleur sensible de 2007 à 2010 (a-d) et de flux de chaleur latente de 2007 à 2010 (e-h) à Nalohou.

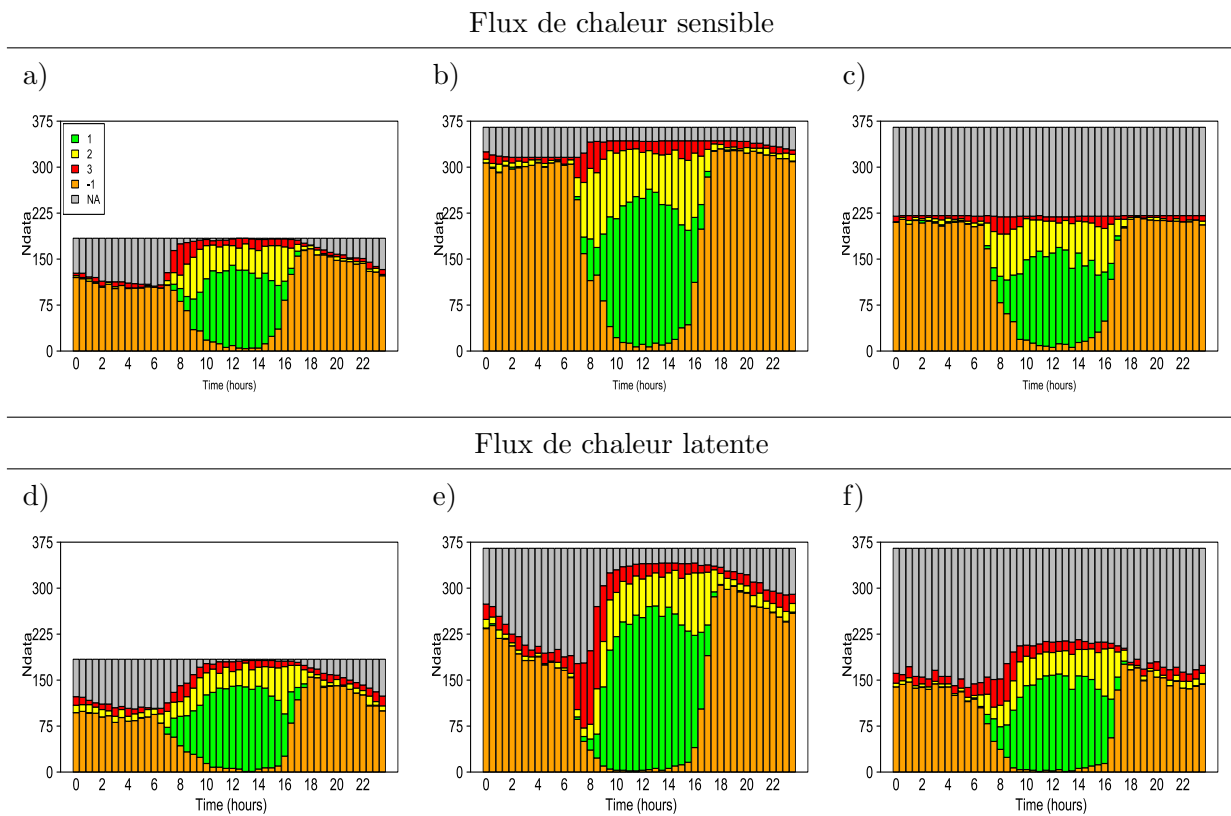


FIGURE 3.11 – Cycles diurnes annuels des indices de qualité des données de flux de chaleur sensible de 2008 à 2010 (a–c) et de flux de chaleur latente de 2008 à 2010 (d–f) à Bellefoungou.

Tableau 3.2 – Pourcentages annuels des données des flux de chaleur sensible et de chaleur latente appartenant aux classes 1 et 2. Les pourcentages ont été calculés par rapport aux totaux des données qualifiables (classes 1, 2 et 3).

	Nalohou		Bellefoungou	
	% <i>H</i>	% <i>LE</i>	% <i>H</i>	% <i>LE</i>
Années				
2007	88,8	79,5	-	-
2008	89,2	84,5	83,9	84,9
2009	86,8	83	87,7	80
2010	87,1	61,9	89	80,8
moyenne	87,98	77,21	86,86	81,91
écart-type	1,2	10,43	2,66	2,63

3.3.2. Filtrage des données aberrantes

Les indices de qualité servent d'indicatif et permettent de filtrer les flux pour lesquels les hypothèses ne sont pas vérifiées afin d'obtenir des jeux de données compatibles avec la technique d'EC. Il est recommandé de filtrer les données de flux aberrantes et hors gammes correspondantes à des problèmes techniques et des conditions météorologiques non favorables (pluie, pas de turbulence, etc.). Les seuils utilisés pour filtrer les flux sont ceux décrits ci-après.

- H et LE sont supprimés pour les valeurs de : $\bar{q} < 0$ et $\sigma_q > 1$ et $\bar{T} < 0$ et $\sigma_T > 2,5$. Les seuils des écart-types de q et de T ont été choisis pour conserver en moyenne 80 et 95% de l'échantillon des séries de q et de T .
- H et LE sont supprimés pour les incohérences de la vitesse du vent au pas de temps de la demi-heure. Ces incohérences s'expriment par : le coefficient d'aplatissement de $w > 10$ ou $u_{max} > 50$ ou $\sigma_{wdir} > 75^\circ$.
- H supprimé pour les incohérences de T c'est-à-dire quand H est non stationnaire ($\overline{wT_{stat}} > 95$).
- LE supprimé pour les incohérences de q c'est-à-dire quand LE est non stationnaire ($\overline{wq_{stat}} > 90$).

La figure (3.12) montre un exemple de flux de chaleur latente avant et après l'application des quatre filtres énumérés ci-dessus.

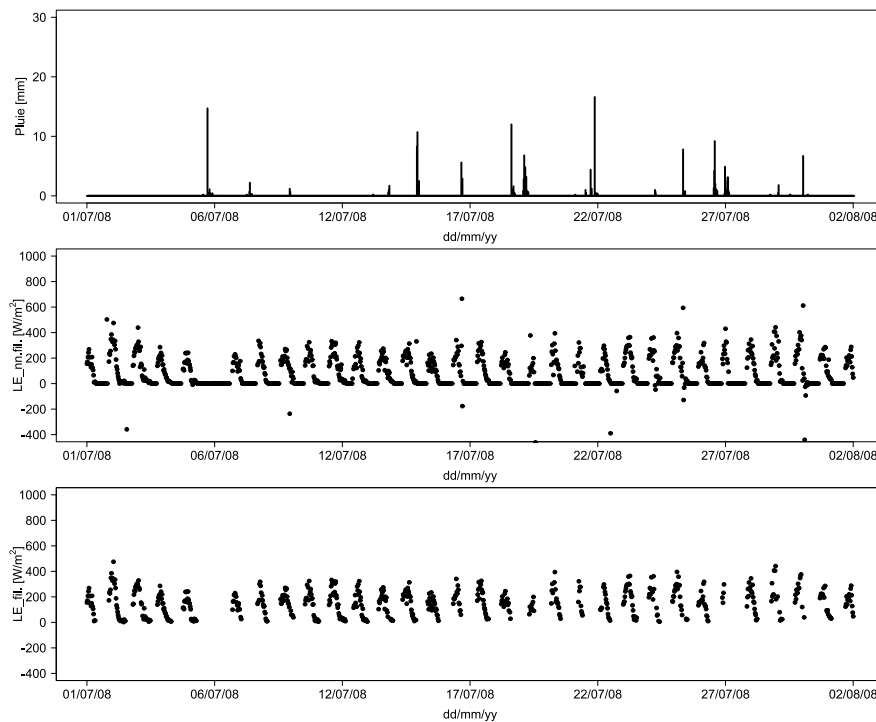


FIGURE 3.12 – Evolution temporelle de la pluie (haut), du flux de chaleur latente avant filtrage (milieu) et après filtrages (bas) pour le mois de juillet 2008 à Nalohou.

3.3.3. Disponibilité des données retenues pour analyses

L'ensemble des étapes de filtrages a engendré d'importantes quantités de données manquantes. Au final, entre 21 et 40% des mesures de H ont été supprimées à Nalohou et entre 24 et 48% à Bellefoungou tous critères confondus. Pour le flux LE , on note entre 38 à 62% à Nalohou et 42 à 68% à Bellefoungou. Dans le tableau(3.3) nous avons indiqué les pourcentages annuels des données disponibles.

Tableau 3.3 – Pourcentages annuels des données disponibles (après filtrages) des flux de chaleur sensible et de chaleur latente à Nalohou et à Bellefoungou. Ces pourcentages ont été calculés par rapport au nombre de jours de mesures disponibles.

Années	Nalohou		Bellefoungou		Remarques
	% H	% LE	% H	% LE	
2007	71	39	-	-	Année non complète à Nalohou, 150 jours de mesures
2008	79	68	66	58	Année non complète à Bellefoungou, 184 jours de mesures
2009	74	57	76	49	Pas de mesures pendant 22 jours à Bellefoungou
2010	60	38	52	31	Pas de mesures pendant 65 jours à Bellefoungou et 20 jours à Nalohou

3.3.4. Fréquence mensuelle des données de flux disponibles

La figure (3.13) montre la répartition de la fréquence mensuelle relative des données de flux disponibles. Cette fréquence a été calculée par rapport aux données attendues. On constate que la répartition des données de flux H et LE disponibles varie sur les deux sites selon le mois et l'année. Au cours de l'année 2010, il y a eu peu de données de flux disponibles, en particulier après le mois d'août. Les mesures de flux ont démarré en août 2007 à Nalohou et plus tardivement à Bellefoungou (juin 2008).

Pendant les autres années (2008 et 2009), au moins 75% des données de flux de chaleur sensibles sont disponibles sur les deux sites entre les mois de janvier à juin. Ce pourcentage diminue à environ 60% pendant le mois d'août où on enregistre le plus faible taux de données disponibles. Ce faible pourcentage est lié au rejet important des données pendant les demi-heures pluvieuses. Entre septembre et décembre, il y a moins de données filtrées par rapport au mois d'août et on obtient des taux relativement proches de ceux des mois de janvier à juin.

Les taux des données disponibles de flux LE sont faibles comparativement au flux H , mais ils ont la même tendance à l'échelle annuelle. Entre 25 et 35 % des flux LE sont disponibles pendant le mois d'août. Les mois de janvier à juin et de septembre à décembre présentent les forts taux en disponibilité des données de flux LE .

Flux de chaleur sensible

Flux de chaleur latente

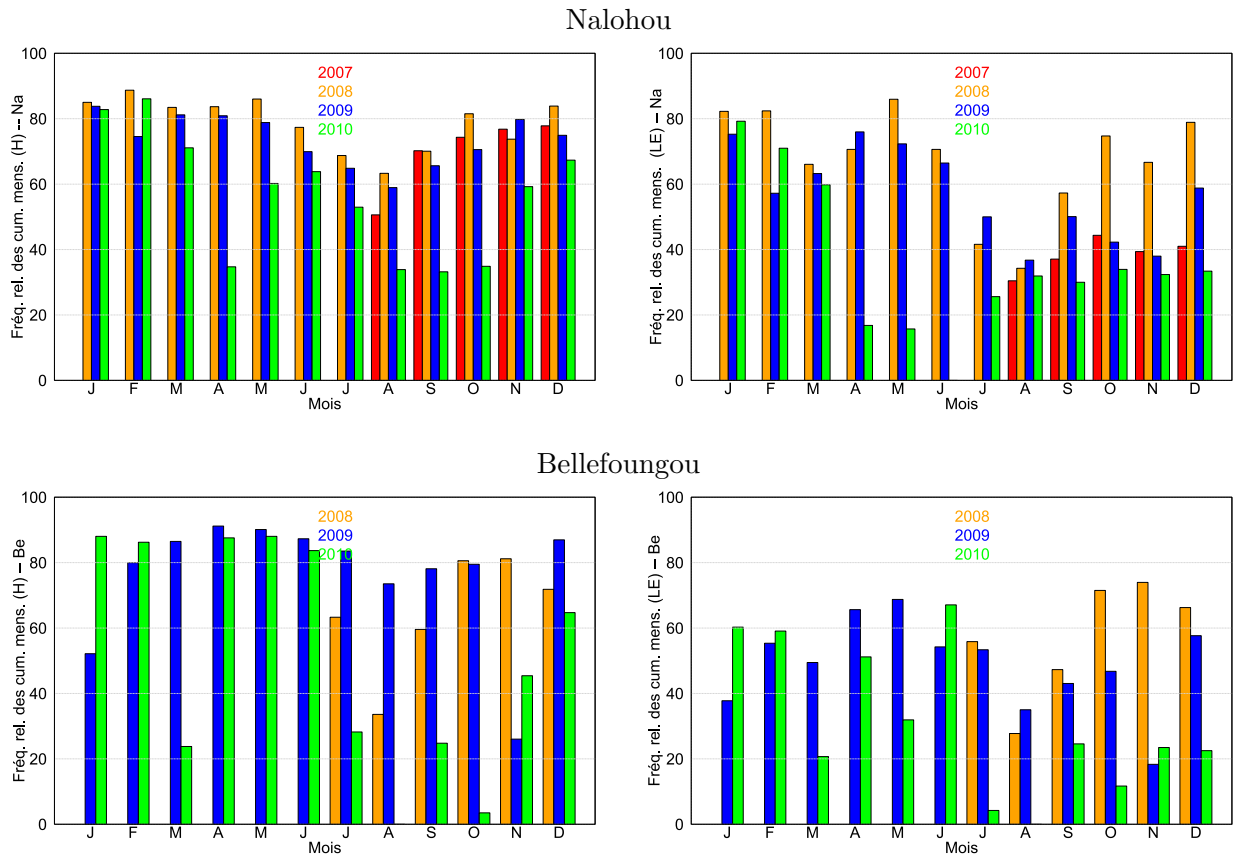


FIGURE 3.13 – Disponibilité des données de flux de chaleur sensible (gauche) et de chaleur latente (droite) sur les sites de Nalohou (haut) et Bellefoungou (bas). Le taux a été calculé par rapport au nombre total de données attendues par mois (si il n’y avait pas de lacunes ni de valeurs filtrées).

3.4. Analyse de la fermeture du bilan d’énergie

3.4.1. Gammes de variations des termes du bilan d’énergie

Les figures (3.14 et 3.15) présentent l’évolution temporelle après filtrages de chaque terme du bilan d’énergie à la demi-heure pendant les quatre années étudiées à Nalohou. L’amplitude de R_n est comprise entre -100 et 820 W.m^{-2} . G varie entre -200 et 300 W.m^{-2} . Le flux de chaleur H varie entre -50 et 400 (500) W.m^{-2} à Bellefoungou (resp. Nalohou). Le flux LE varie entre -100 et 600 (500) W.m^{-2} à Bellefoungou (resp. Nalohou). Le terme de stockage $|\Delta S|$ est inférieur à 100 W.m^{-2} à Bellefoungou (Figure 3.15). A Nalohou, il n’est pas estimé car il est négligeable sur les couverts végétaux dont la hauteur est inférieure à 8 m [WILSON et al., 2002a]. Pour tous les termes, le cycle saisonnier est marqué. Le jeu de données de Bellefoungou est plus lacunaire avec plusieurs périodes manquantes en 2009 et 2010 (Figure 3.15). Une analyse du taux de fermeture du bilan d’énergie est proposée dans la section suivante. Nous nous intéressons à la robustesse des différents termes du bilan d’énergie.

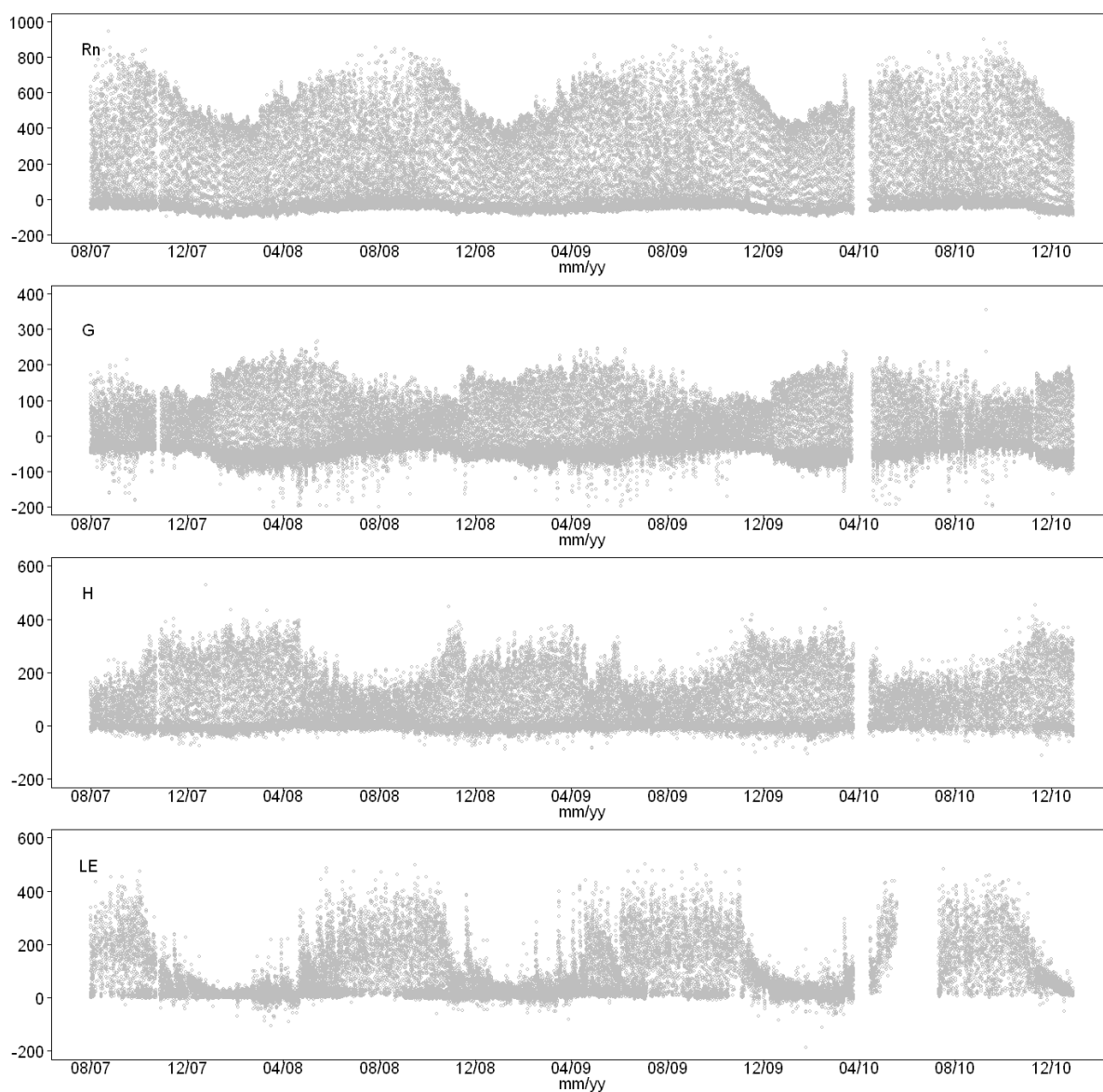


FIGURE 3.14 – Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie à Nalohou pendant les années étudiées.

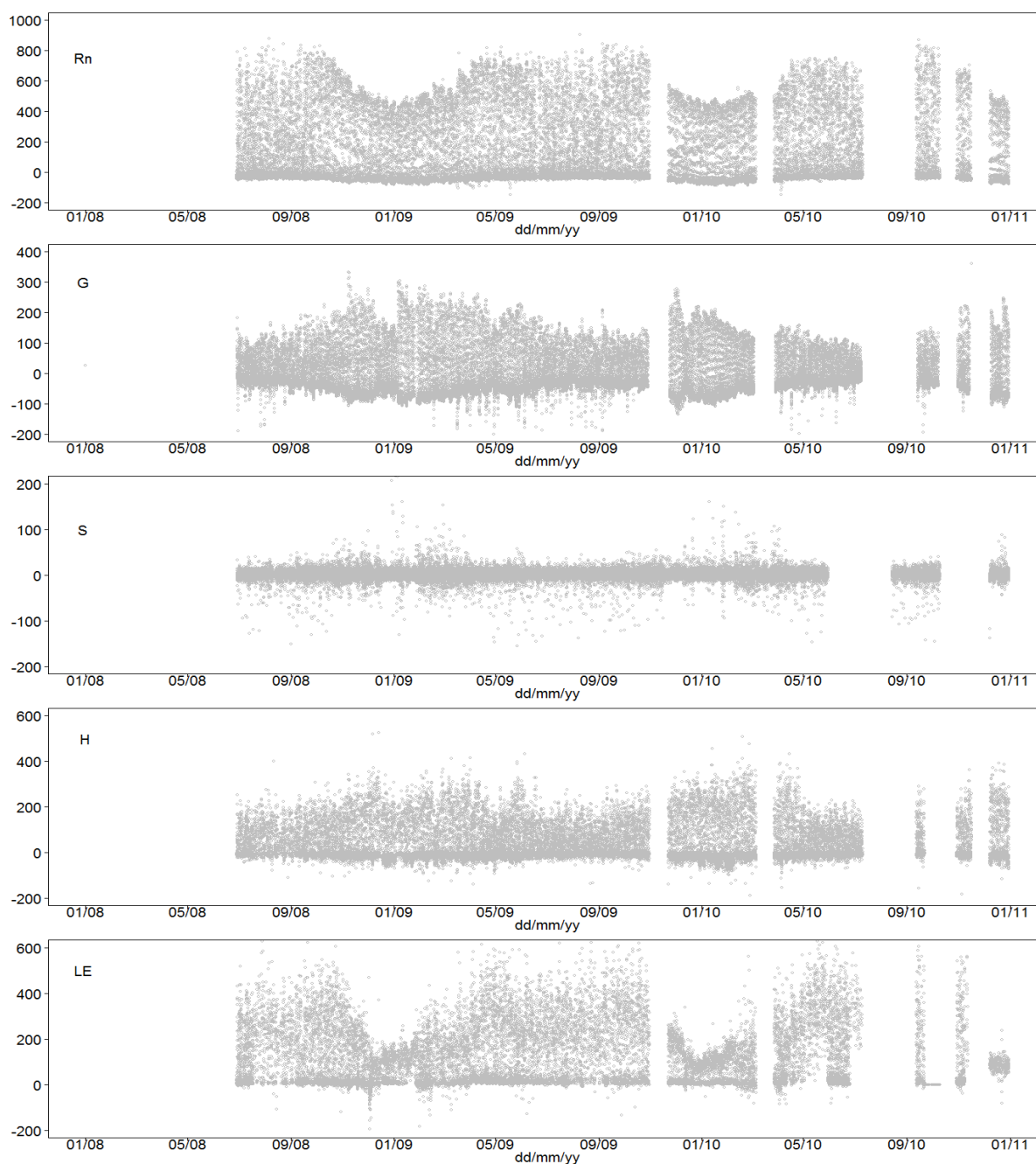


FIGURE 3.15 – Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie à Bellefoungou pendant les années étudiées.

3.4.2. Fermeture du bilan

Les figures (3.16 et 3.17) montrent la fermeture du bilan d'énergie chaque année sur les sites étudiés à partir des données au pas de temps de 30 min. En moyenne, le coefficient de détermination r^2 est de 0,92 (resp. 0,81) à Nalohou (resp. Bellefoungou), ce qui indique que plus de 80% de la variabilité des flux turbulents ($H + LE$) observés peut être expliquée par l'énergie disponible ($R_n - G$ ou $R_n - G - \Delta S$ selon le site). A Bellefoungou, les nuages de corrélation sont plus bruités. La dispersion autour de la droite de régression obtenue sur le site de forêt est liée à la forte variabilité inter et intra-journalière des termes du bilan d'énergie sur ce site. Les pentes de la droite de régression linéaire obtenues à Nalohou varient de 0,74 en 2007 à 0,85 en 2010, avec une ordonnée à l'origine de 14 à 27 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ce qui indique une sous-estimation de ($H + LE$) par rapport à ($R_n - G$). Celles obtenues à Bellefoungou varient moins entre 0,87 et 0,89 pour une ordonnée à l'origine de 32 à 54 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. La sous-estimation des flux turbulents observée à Nalohou et à Bellefoungou n'est pas expliquée par le stockage d'énergie dans le couvert (ΔS). En effet, il est négligeable sur le site de la jachère [WILSON et al., 2002a] et pris en compte sur le site de forêt. Les taux de non fermeture du bilan peuvent être dûs soit à une sous-estimation des flux turbulents, soit à une sur-estimation de l'énergie disponible.

La non fermeture du bilan est très souvent constatée [FOKEN et al., 2011]. La sous-estimation des flux turbulents est d'ailleurs une caractéristique classique de la technique d'eddy covariance [AUBINET et al., 2001]. Toutefois, elle n'indique pas nécessairement que des erreurs soient uniquement localisées dans les mesures d'eddy covariance. Dans le cas présent, une fermeture complète s'observe durant les demi-heures où les flux sont faibles, typiquement durant les périodes nocturnes. Cela indique que les mesures du rayonnement net et celles du flux de chaleur dans le sol sont estimées avec une bonne cohérence. La bonne qualité de ces mesures (R_n et G) a déjà été bien documentée sur notre site [GUYOT et al., 2009]. Ces variables sont généralement bien estimées [LIEBETHAL et al., 2005; KOHSIEK et al., 2006]. Si le bilan est fermé la nuit et non le jour, cela voudrait dire que tous les mécanismes du transport d'énergie qui entrent en jeu ne sont pas correctement pris en compte. [FOKEN et al., 2011] indiquent que les mécanismes dont les évaluations posent d'énormes difficultés sont les transports d'énergie dans les circulations de basse fréquence (grand tourbillon de plusieurs centaines de mètres de diamètre). En effet, pour des conditions convectives, ces auteurs ont identifié plusieurs processus responsables du transport vertical des circulations de basses fréquences telles que le déplacement des cellules convectives, les structures cohérentes dans le bilan d'énergie causées par le passage des nuages. Cette hypothèse a été renforcée par des simulations des grands tourbillons sur des terrains homogènes et hétérogènes [KANDA et al., 2004; INAGAKI et al., 2006; STEINFELD et al., 2007]. Tous les auteurs cités précédemment ont montré que ces circulations secondaires affectent de manière importante les mesures d'eddy covariance et peuvent contribuer à la non fermeture du bilan d'énergie. De façon spécifique, [LOTHON et al., 2008] ont montré en zone soudanienne que les intrusions des masses d'air dans la couche limite atmosphérique pourraient avoir un lien avec la non fermeture du bilan d'énergie.

Le problème de la non fermeture du bilan d'énergie continue d'être une préoccupation pour la communauté des micro-météorologues. Ce problème n'est pas uniquement lié à l'hétérogénéité des sites. Parfois, les hypothèses avancées pour justifier celle-ci divergent selon les auteurs. Cette étude n'a pas la prétention d'aborder les raisons de la non fermeture du bilan d'énergie sur les sites. Toutefois, ce critère est utilisé pour vérifier la cohérence et la justesse des mesures effectuées par les différents capteurs.

Les taux de fermeture obtenus sont comparables à ceux que l'on rencontre généralement dans la littérature [AUBINET et al., 2001 ; WILSON et al., 2002b ; FOKEN, 2008]. Les études effectuées sur les autres sites AMMA – CATCH ont conduit à estimer un terme résiduel moyen ($LE + H + G - R_n$) de $-3,6 \text{ W m}^{-2}$ au Niger sur une jachère [RAMIER et al., 2009] et un taux de fermeture de 87% à partir des données journalières sur une savane au Mali [TIMOUK et al., 2009].

Plus au sud dans des conditions climatiques plus humides, [MAUDER et al., 2006] dans le cadre du programme NIMEX au Nigéria ont étudié les variations du bilan d'énergie en surface pendant trois jours sur un sol nu en février. Les auteurs ont obtenu une fermeture de 95% avec un r^2 de 0,97. Cependant, leur période d'étude est très courte et ne peut être directement comparée à nos résultats. De plus le site ne présente aucune hétérogénéité [MAUDER et al., 2006]. Les études de [BRÜMMER et al., 2008] au Burkina-Faso effectuées sur deux années consécutives dans des conditions climatiques proches de celles de la région de Djougou, ont conduit à l'obtention d'un taux de 76% avec un r^2 de 0,85. Les résultats de fermeture du bilan présentés ici sont relativement meilleurs que ceux des sites du Burkina-Faso. Nous pouvons raisonnablement dire que la précision dans les différentes variables mesurées sur nos deux sites est satisfaisante pour les mesures d'eddy covariance. Elles pourraient sans doute être améliorées sur le site de Bellefoungou si les mesures de R_n étaient faites au-dessus de la canopée. Un capteur du rayonnement a été mis en place suite à nos résultats (avril 2012).

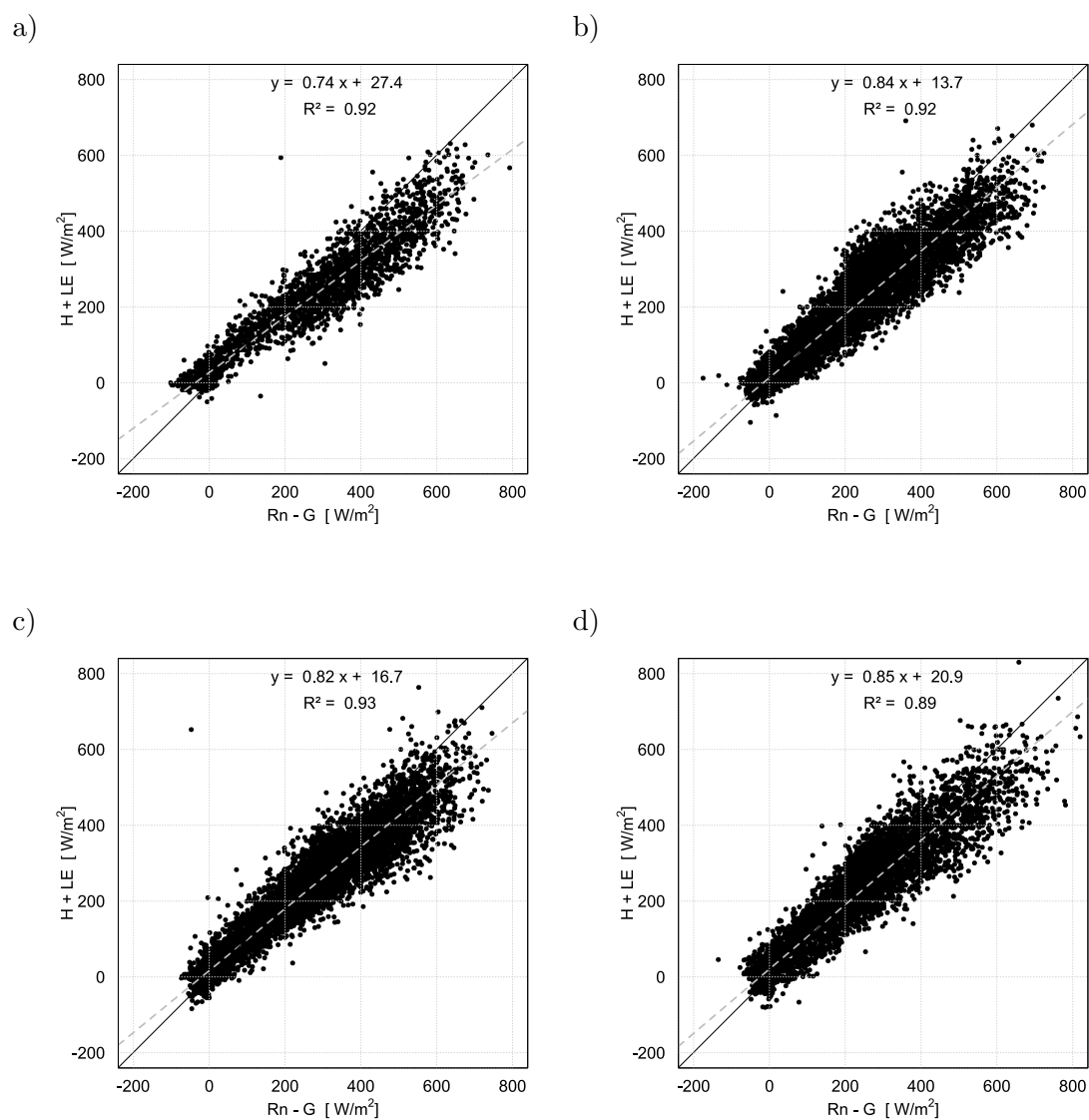


FIGURE 3.16 – Fermeture du bilan d'énergie respectivement à Nalohou en : (a) 2007 , (b) 2008 , (c) 2009 et (d) 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.

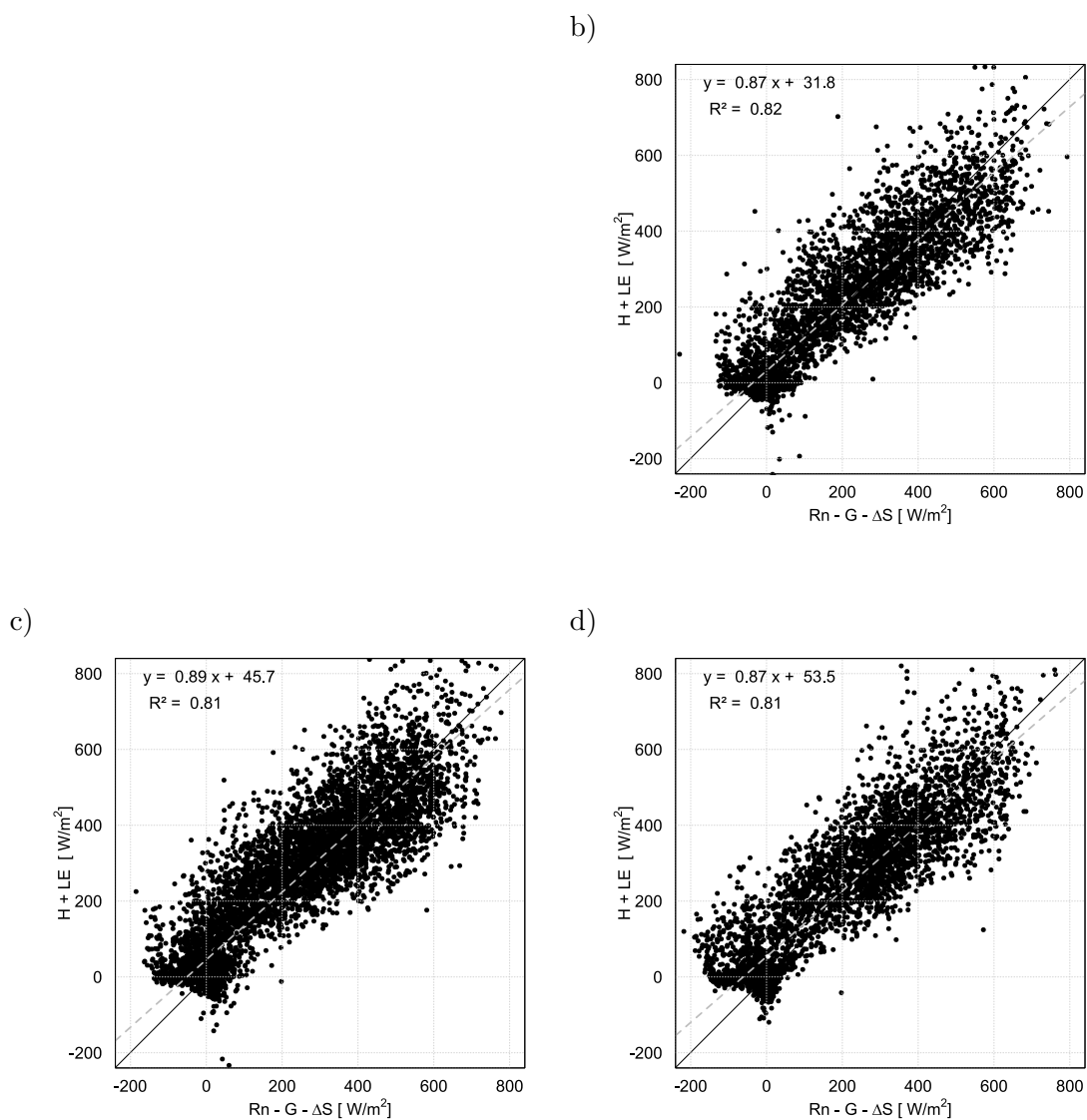


FIGURE 3.17 – Fermeture du bilan d'énergie à Bellounfougou en (b) 2008 , (c) 2009 et (d) 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.

3.5. Représentativité spatiale des flux

La méthode de footprint décrite dans la section (2.3.2.2) a été appliquée aux flux mesurés sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou. Une analyse sur quatre périodes sélectionnées en saison sèche, saison humide et pendant les transitions entre saisons sur le site de mosaïque de culture et jachère de Nalohou est présentée dans [MAMADOU et al., 2014] qui fait l'objet du chapitre 5. Afin d'utiliser cette méthode, nous choisissons de présenter ici deux cas de footprint obtenus pour des conditions stable (24/01/08 à 06h) et instable (24/01/08 à 12h30) sur le site de Nalohou. Sur le site de Bellefoungou, nous montrons deux exemples de footprints cumulés en saison humide (07/07 au 21/07/08) et pendant une période intermédiaire située entre la saison humide et la saison sèche (24/10 au 07/11/08).

La figure (3.18) illustre le footprint de deux demi-heures pendant des conditions nocturne stable ($H = -30 \text{ W.m}^{-2}$ et $z_m/L_{MO} = 0,5$) et diurne convective ($H = 330 \text{ W.m}^{-2}$ et $z_m/L_{MO} = -0,5$) à Nalohou durant le mois de janvier. La résolution est sur un pas de grille de 2 m en x et en y .

L'image de fond est constituée d'une image de Google Earth (version 2010) de la zone d'étude, sur laquelle sont projetés les footprints. Le pourcentage maximal de contribution a été choisi égal à 75% pour caractériser les zones contributives des flux mesurés. Les contours des footprints sont représentés à 25, 50 et 75% de la zone source.

Pendant le mois janvier, les vents sont orientés nord – est, et le couvert végétal dans cette direction est hétérogène composé de mélange de champs de manioc, des savanes arbustive et arboré isolées. On constate que pour les conditions stables (Figure 3.18 a), les zones sources contributives aux flux mesurés sont 10 à 20 fois supérieures à celles obtenues pendant les conditions instables (Figure 3.18 b) à Nalohou. Les figures (3.18 c & d) présentent les footprints superposées à la classification de l'occupation des sols sur le bassin versant de la Donga. A partir de la combinaison de ces images, nous avons extrait la contribution de chaque classe d'occupation des sols : zones anthropisées (noire), cultures (orange), mosaïque de culture et de jachère (jaune), savane arbustive (vert clair), savane arborée (vert) et forêt (vert foncé). La contribution de chaque type de végétation pour les conditions stable et instable est donnée dans le tableau (3.19).

On constate que pendant les conditions instables, typiquement le jour, 75% des flux mesurés proviennent des zones de cultures et d'herbacées. Pendant les conditions stables, typiquement la nuit où les heures de transition entre le lever et le coucher du soleil, les flux proviennent de zones de savanes arbustive et arborée en plus des zones de cultures et des herbacées. Cependant, les proportions de contribution des zones de savanes arbustive et arborée sont moindres par rapport à celles des zones de cultures et des herbacées. On en conclut que les flux d'eau et d'énergie mesurés sur le site de Nalohou sont représentatifs de la mosaïque de culture et de jachère.

La figure (3.20) montre les footprints à Bellefoungou pour deux périodes de 15 jours situées en saison humide et en période intermédiaire. Les footprints ont été estimés pendant ces mêmes périodes à Nalohou et sont présentés dans l'article [MAMADOU et al., 2014] (chapitre 5).

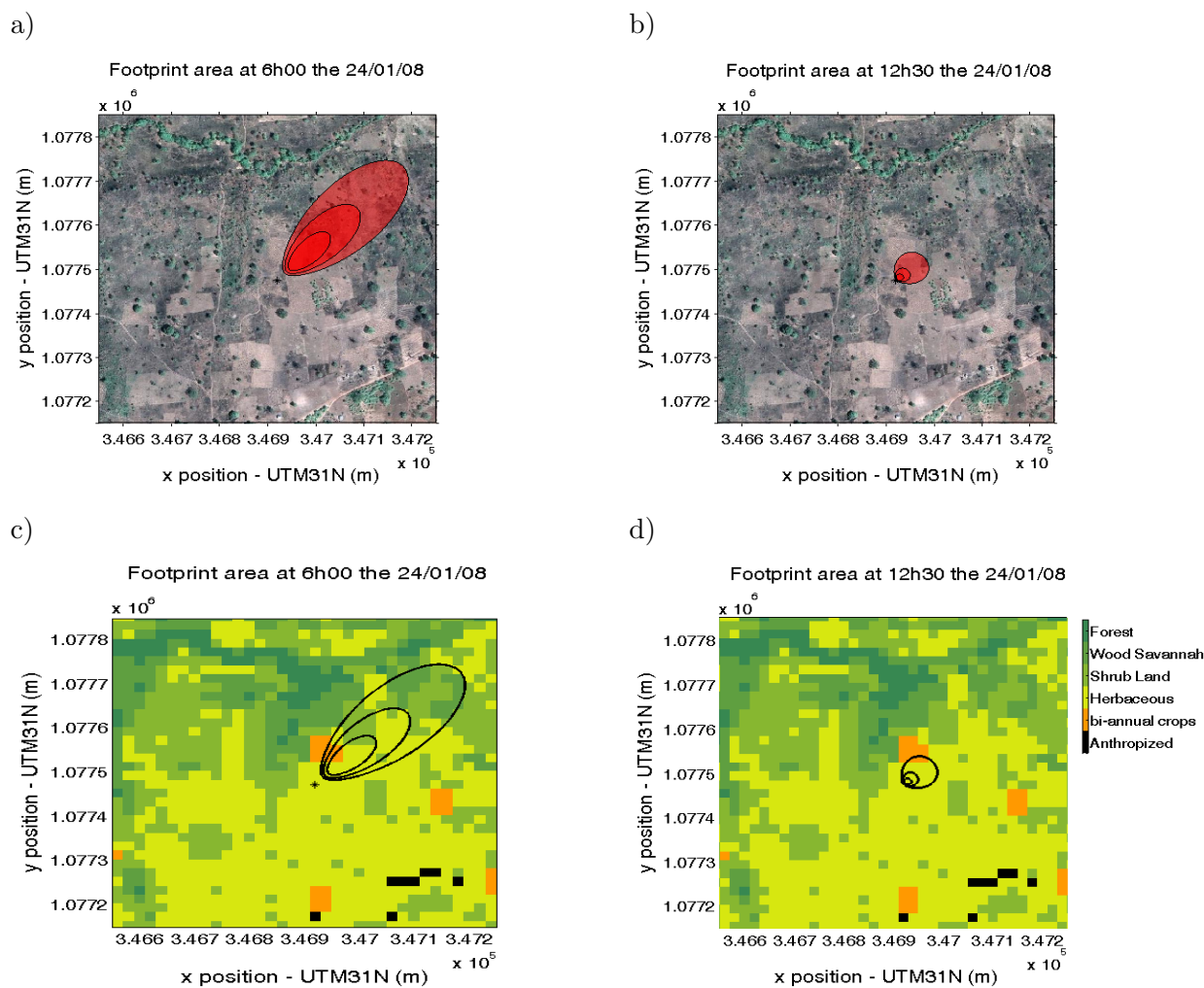


FIGURE 3.18 – Footprint instantané 6h (a, c) et 12h30 (b, d) le 24 janvier 2008 à Nalohou. Les isocontours représentent respectivement les 25, 50 et 75% de la contribution des surfaces aux flux observés. En (a) et (b) les footprints ont été projetés sur une image de Google Earth (version 2010) ; en (c) et (d), les footprints ont été superposés à la classification de l’occupation des sols.

Nalohou		Type de couverture végétale					
	Taille (10 ³ m ²)	urbain	culture bi-annuelles	cultures/jachères	savane arbustive	savane arborée	forêt
		noir	orange	jaune	Vert clair	Vert	Vert foncé
24/01/08 à 6h		footprint pendant la nuit (30min)					
25%	4.5	0	0.12	0.68	0.2	0	0
50%	14.16	0	0.07	0.65	0.27	0.01	0
75%	38.56	0	0.04	0.41	0.36	0.19	0
24/01/08 à 12h30		footprint pendant le jour (30min)					
25%	0.18	0	0	1	0	0	0
50%	0.76	0	0	1	0	0	0
75%	4.12	0	0.13	0.87	0	0	0

FIGURE 3.19 – Superficie de la surface et de la contribution du type de la surface aux flux mesurés sur le site de Nalohou pour les isocontours de 25, 50 et 75% du footprint pendant les conditions stable et instable.

Sur le site de Bellefougou, la hauteur de mesure des flux est de 18 m et la longueur de rugosité vaut 1,2 m. Ces conditions géométriques entraînent des extensions de footprints qui sont plus grandes (Figure 3.20) qu'à Nalohou pour les mêmes conditions météorologiques. Les surfaces contributives valent sur la forêt 0,27, 1,11 et 4,45 ha (isocontours à 25, 50 et 75%) pendant la saison humide et 0,25, 1,13, 6,48 ha pour la période intermédiaire. La forêt de Bellefougou est homogène spatialement, et la zone source est toujours composée de forêt, quelle que soit la direction du vent.

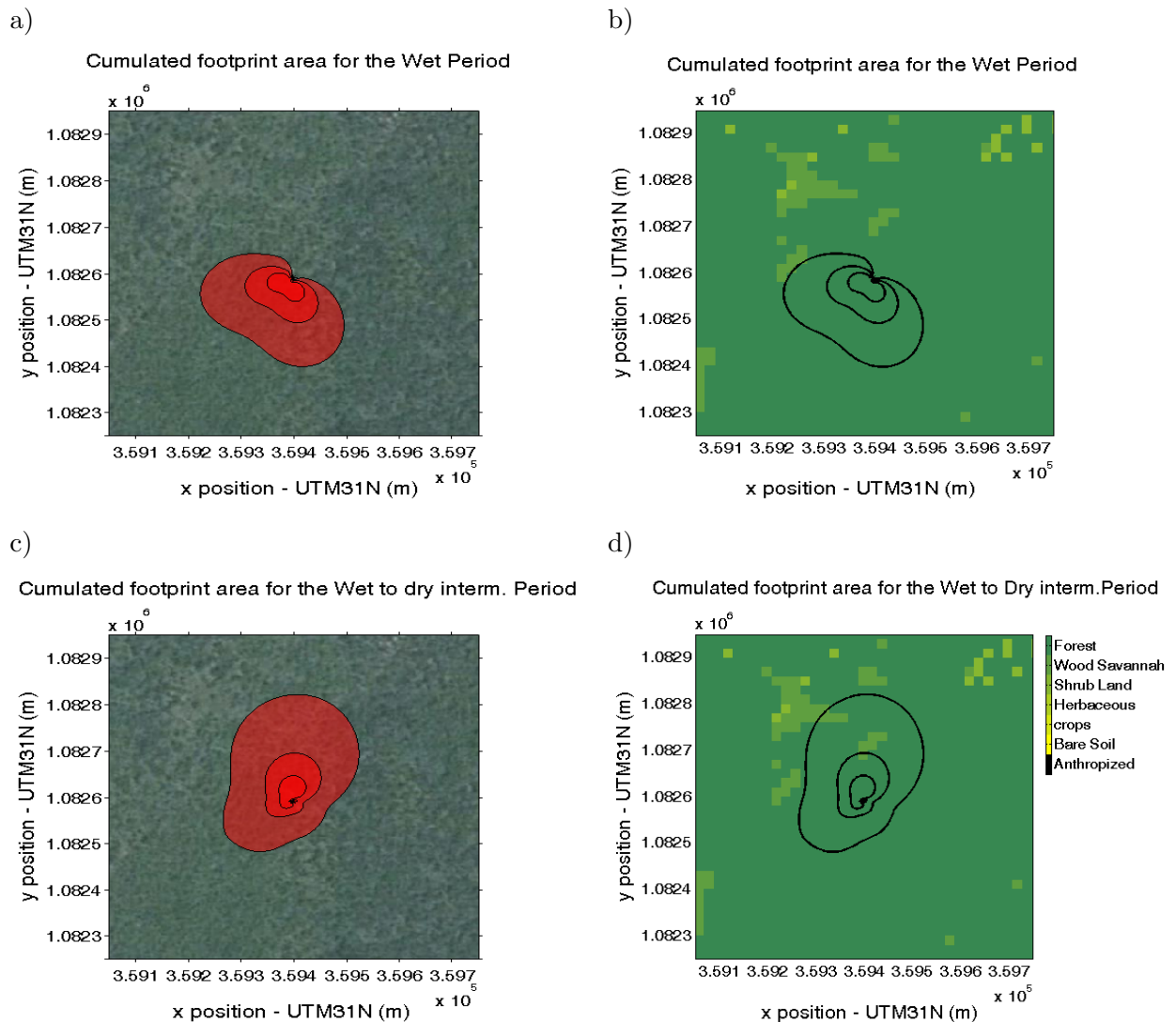


FIGURE 3.20 – Footprint cumulé sur 15 jours en saison humide (du 07/07 au 21/07/08 ; a & b) et en période intermédiaire (du 21/10 au 07/11/08 ; c & d) à Bellefougou. Les isocontours représentent respectivement les 25, 50 et 75% de la contribution des surfaces aux flux observés. En (a) et (c) les footprints ont été projetés sur une image de Google Earth (version 2010) ; en (b) et (d), les footprints ont été superposés à la classification de l'occupation des sols.

3.6. Agrégation des données de flux à un pas de temps supérieur

3.6.1. Répartition diurne des données de flux disponibles

La figure (3.21) montre le cycle diurne du nombre total de données de flux disponibles année par année sur les deux sites. Comme on peut le constater sur cette dernière, une bonne partie des flux de nuits sont manquants.

La répartition diurne des données disponibles montre que la plupart de celles-ci sont présentes entre 8h30 et 15 h. Pour effectuer les analyses à un pas de temps journalier, nous avons choisi de moyenniser les flux entre 10 h et 14 h. Le choix de cette période de la journée se justifie d'une part par le fait qu'elle ne comporte pas les heures de transition entre nuit et jour pendant lesquelles des inversions thermiques se produisent. D'autre part, cette période de la journée englobe les heures pendant lesquelles on a le maximum d'énergie solaire favorable à la genèse des conditions plutôt convectives. L'analyse des footprints a également montré que pendant les conditions convectives, les flux mesurés sur le site hétérogène de Nalohou proviennent en majorité de notre zone d'intérêt c'est-à-dire la mosaïque de culture/jachère. A Bellefougou, le problème ne se pose pas car le couvert végétal est homogène et le flux mesuré quelle que soit la direction du vent, l'heure de la journée, provient d'une forêt. Comme c'est la tranche horaire où le soleil est le plus haut, elle est bien corrélée à la valeur moyenne journalière (Figure 3.22). Ces raisons justifient le choix de la tranche horaire 10h - 14h. Ces moyennes des flux sont ensuite calculées que si l'on dispose d'au moins 3 valeurs sur les 9 composant l'intervalle 10 h à 14 h. Toutefois, la moyenne entre 10h - 14h ne peut pas être utilisée directement dans les études de bilan d'eau par exemple, car elle va sur-estimer les cumuls journaliers d'évapotranspiration réelle.

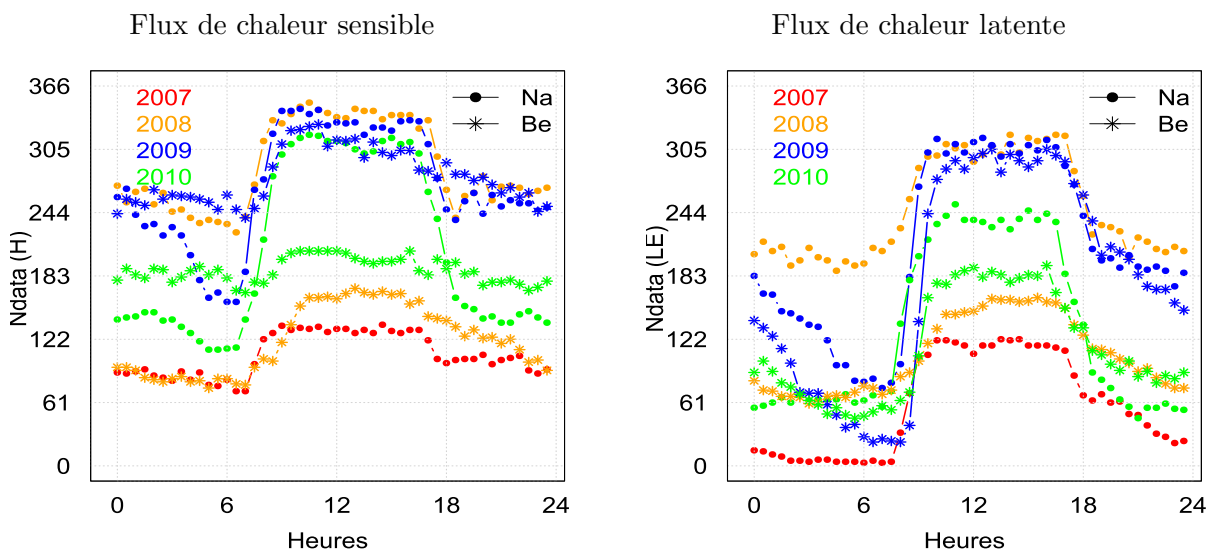


FIGURE 3.21 – Répartition diurne des données de flux de chaleur sensible et de chaleur latente disponibles à Nalohou et à Bellefougou de 2007 à 2010.

3.6.2. Représentativité des moyennes entre 10 h et 14 h

Il s'agit ici de comparer les moyennes des données de flux obtenues sur la tranche horaire 10 h - 14 h à des moyennes journalières pour quantifier la corrélation et vérifier la représentativité des moyennes 10 h - 14 h. Pour effectuer cette comparaison nous avons identifié des journées complètes sans aucune lacune dans les données. La figure (3.22) montre les résultats obtenus à Nalohou et à Bellefoungou. On constate que sur le site de Nalohou, la moyenne du flux de chaleur sensible entre 10 h - 14 h est près de quatre fois plus grande que celle obtenue en considérant les données de la journée entière. La moyenne du flux de chaleur latente entre 10 h - 14 h, quand à elle est 2,6 fois plus grande que celle de la journée (Figure 3.22). Sur le site de Bellefoungou, la valeur de la pente est non significative pour le flux de chaleur sensible (~ 2) et significative pour le flux de chaleur latente (~ 3). Le coefficient de détermination du flux H obtenu sur ce site indique la faible représentativité au pas de temps journalier des valeurs moyennées sur 10 h - 14h. Néanmoins, considérer les moyennes dans la tranche 10 h - 14h revient à travailler avec des valeurs de flux qui sont plus ou moins proportionnelles au flux journalier.

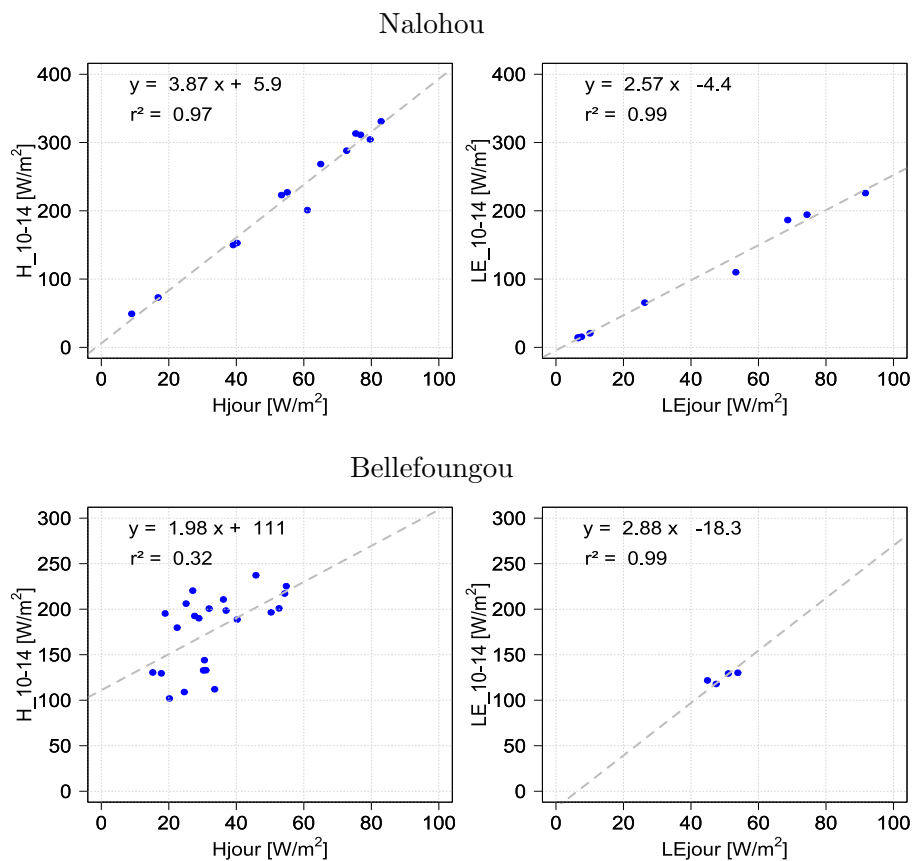


FIGURE 3.22 – Corrélation entre les moyennes des flux de chaleur sensible (gauche) et flux de chaleur latente (droite) entre 10h - 14h et toute la journée à Nalohou et à Bellefoungou. Les moyennes entre 10 h et 14h ont été calculées que si l'on dispose de toutes les données dans cette tranche horaire. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.

3.7. Conclusion

Dans ce chapitre, les étapes de traitement des données de flux ainsi que la vérification de leur qualité ont été examinées. Les résultats montrent en particulier que, les taux de fermeture du bilan d'énergie obtenus sur les sites sont meilleurs comparativement à ceux que l'on retrouve généralement dans la littérature. Les filtres appliqués pour éliminer les valeurs aberrantes ou de mauvaise qualité induisent de fortes lacunes la nuit et le matin lorsque la convection n'est pas établie. La valeur moyenne entre 10 h et 14h des flux est à peu près représentative (excepté le flux de chaleur sensible de Bellefoungou) de la moyenne journalière mais à un coefficient près. Dans la suite, nous utilisons ces valeurs moyennes dans l'analyse saisonnière de nos jeux de données.

Eléments de climatologie de la zone soudanienne

CE chapitre présente une analyse des variabilités saisonnières, inter-annuelles et inter-sites des variables climatiques dans le but de mettre en relief les implications locales de ces forçages dans le cadre de cette étude. Le climat soudanien est un climat très contrasté. Afin de faire ressortir les caractéristiques de surface associées à chaque saison, l'analyse des résultats réalisée dans ce manuscrit s'appuie sur un découpage de l'année en quatre saisons. La définition de ces saisons est décrite dans la première section. La section 2 présente ensuite la variabilité saisonnière des variables météorologiques et du bilan radiatif d'une année à pluviométrie moyenne. Les sections 3 et 4 présentent la variabilité inter-annuelle et inter-site pour ces mêmes variables aux échelles saisonnière et diurne. Enfin, la synthèse des grands traits du climat au Nord du Bénin est faite dans la dernière section.

4.1. Définition et identification des phases de la mousson

Plusieurs variables sont utilisées dans la littérature pour définir les différentes phases de la mousson. Les critères de type agronomique définissent le démarrage de la saison des pluies à partir d'un seuil de pluie tombée en quelques jours consécutifs ou à partir d'un seuil d'évapotranspiration potentielle. Basés sur le critère agronomique [SIVAKUMAR, 1988], [BALME et al., 2005] au Niger et [MARTEAU et al., 2009] à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest ont montré que le démarrage de la saison des pluies se situe au 21 juin \pm 10 jours, ce qui correspond à peu près à la date du saut de mousson. Cette date se situe un à deux mois après l'apparition des premiers événements pluvieux dans le Sahel. La cohérence spatiale de la date de démarrage de la saison des pluies est faible à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest [MARTEAU et al., 2009]. Recherchant un signal régional, [SULTAN et al., 2007] ont utilisé le signe du vent zonal pour déterminer la période de déclenchement et de renforcement de la mousson au Sahel. Un vent zonal positif indique un flux de mousson et un vent zonal négatif indique un flux d'Harmattan. En combinant cette variable et l'humidité spécifique de l'air (q_s), [LOTHON et al., 2008] ont caractérisé les différentes phases du cycle de la mousson au Niger (Niamey) et au Bénin (Djougou). En effet, les phases du cycle de la mousson sont liées au mouvement saisonnier de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Lors de sa migration sud-nord, le vent change de direction. De l'humidité est alors apportée par les vents du (SO). Lors

de son retrait nord-sud, on assiste à l'assèchement de l'atmosphère. Sur cette base, [LOTHON et al., 2008] ont défini la saison humide (**Wet**) comme étant la phase de la mousson pendant laquelle l'humidité spécifique est supérieure à 15 g.m^{-3} ; la saison sèche (**Dry**) correspond à une humidité inférieure à 6 g.kg^{-1} . Les deux phases de transition entre saison humide – saison sèche ont des valeurs de q_s comprises entre 6 et 15 g.kg^{-1} . Elles sont appelées phase d'humidification progressive de l'atmosphère (**Moistening**) ou phase d'assèchement de l'atmosphère (**Drying**) suivant leur position avant ou après la saison humide. Pendant ces deux phases de transition, on observe à la surface des alternances intra-journalières des flux de mousson et d'Harmattan [LOTHON et al., 2008; DOUKOURE, 2011].

Critère de définition des phases de la mousson

Nous n'avons pas repris directement les seuils de [LOTHON et al., 2008] car notre étude englobe quatre années alors que leurs travaux ont été menés sur une seule année. Dans cette étude, nous proposons de combiner la direction du vent et l'humidité absolue de l'air (q_a) pour identifier des seuils permettant de définir objectivement les phases de la mousson sur les sites d'étude. En effet, la direction du vent constitue un indicateur de processus synoptiques à l'image du vent zonal alors que l'humidité spécifique de l'air intègre le microclimat [DOUKOURE, 2011].

Pour identifier les seuils, nous avons tracé la direction du vent en fonction de l'humidité absolue de l'air (Figure 4.1). La direction du vent n'est considérée que pour des vitesses de vent supérieures à 1 m.s^{-1} pour éviter des vitesses de vent pour lesquelles la direction du vent n'est pas clairement établie. Ces vitesses de vent faibles sont en générale associées à des effets locaux dans la région. On constate que le seuil de 6 g.m^{-3} permet de distinguer des directions de vent du nord – est (entre 270° et 90°), avec une moyenne autour de 50° , alors qu'au-dessus de 16 g.m^{-3} les vents sont globalement sud – ouest (entre 90° et 270°) avec une moyenne à 220° . Entre ces deux valeurs de q_a , la direction du vent peut être très variable. La variabilité est due aux intrusions d'air humide liées à l'oscillation de la ZCIT et au développement vertical de la couche limite atmosphérique [LOHOU et al., 2010; POSPICHAL et al., 2010].

Finalement nous avons retenu les deux seuils de 6 et 16 g.m^{-3} pour définir quatre saisons sur nos jeux de données. Pour éviter les oscillations dues à une intrusion humide ponctuelle, nous appliquons les seuils choisis non pas sur les q_a journaliers mais sur leur moyenne glissante sur 20 jours. Les points en couleur sur la figure (4.1) montrent les saisons ainsi définies. L'application du critère à la moyenne glissante sur 20 jours amène à classer certains jours en saison intermédiaire alors que leur humidité absolue de l'air est inférieure au seuil définissant la saison sèche. Les dates et durées des saisons sèche et humide sont données pour les quatre années étudiées (Tableau 4.1). La saison sèche dure de 1 à 2 mois (moyenne de 45 jours) avec une assez grande variabilité (35 jours), la saison humide dure à peu près 6 mois (moyenne de 191 jours) avec la même variabilité (28 jours). Dans les graphes suivants, les saisons sèches et humides définies selon ce critère seront colorées respectivement en rouge et bleu.

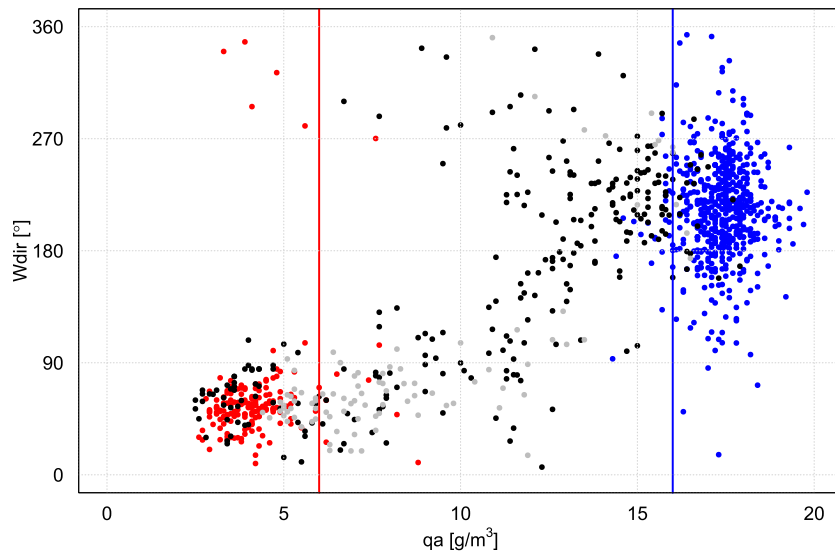


FIGURE 4.1 – Direction moyenne journalière du vent (pour des vitesses du moyennes journalières $>$ à 1 m.s^{-1}) en fonction de la moyenne journalière de l'humidité absolue de l'air (période de 2007 à 2010) à Nalohou. Les points rouges indiquent la saison sèche, les bleus la saison humide, les noirs et gris représentent respectivement les transitions entre saison sèche – saison humide et saison humide – saison sèche. Les traits verticaux rouge et bleu indiquent respectivement les seuils de 6 et 16 g.m^{-3} .

Tableau 4.1 – Dates et durées des saisons sèche et humide définies à partir des seuils de l'humidité absolue de l'air pour les quatre années étudiées.

Saison sèche			Saison humide		
Début	Fin	Durée (jour)	Début	Fin	Durée (jour)
15/12/06	30/01/07	44	12/04/07	26/10/07	197
20/12/07	23/02/08	65	01/05/08	19/10/08	171
27/12/08	26/01/09	30	15/04/09	31/10/09	199
27/12/09	05/02/10	40	20/04/10	01/11/10	195

4.2. Climatologie d'une année à pluviométrie moyenne à Nalohou

4.2.1. Pluie

Le cumul pluviométrique enregistré à Nalohou pendant l'année 2008 (Figure 4.2) est de 1213 mm. C'est une année moyenne. En effet, la moyenne inter-annuelle établie sur 50 ans (1950-2002) est de 1190 mm sur l'Ouémé supérieur [LELAY & GALLE, 2005].

Les premiers événements pluvieux importants s'observent en avril, pendant la phase de transition saison sèche – saison humide. La saison des pluies démarre le 01 mai et se termine le 19 octobre. Elle totalise 1088 mm (90% de la pluie annuelle), avec une occurrence accrue des précipitations, après le saut de mousson qui se produit le 20/06/2008 (S. Louvet, *com. pers.*). Pendant

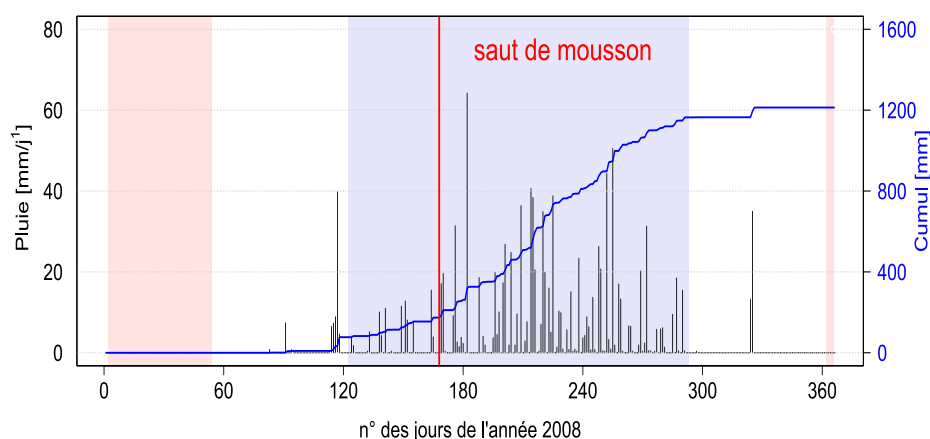


FIGURE 4.2 – Pluie journalière et son cumul annuel au cours de l'année 2008 à Nalohou. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide. Le trait vertical rouge indique la date du saut de mousson de l'année 2008.

la phase de transition saison humide – saison sèche, un mois après la dernière pluie, deux pluies isolées cumulant 50 mm se produisent. Il n'y aura pas de nouvelle pluie avant le 18/03/2009, 4 mois plus tard. On n'observe ainsi aucun événement pluvieux pendant la saison sèche de l'année suivante qui prend fin le 26/01/09. Ce comportement général se retrouve pour les autres années que nous avons étudiées (Figure 4.11).

4.2.2. Direction et vitesse du vent

Deux régimes contrastés de direction du vent s'observent à Nalohou : la direction Nord–Est (direction comprise entre 0 et 90°) et la direction Sud–Ouest (direction comprise entre 180 et 270°). La direction (NE) est prépondérante en saison sèche. Elle est caractérisée par des vitesses de vent modérées (Figure 4.3). Les vents sont secs, généralement poussiéreux, chauds et chargés d'aérosols [CRUMEYROLLE et al., 2008]. La saison humide est caractérisée par un flux de Sud–Ouest synonyme de l'arrivée de la ZCIT sur la région. Celle-ci s'accompagne de faibles vitesses de vent. Ces vents proviennent du Golfe de Guinée et sont gorgés d'humidité (Figure 4.4). L'arrivée des premières pluies sur la région est précédée d'une période où la direction du vent alterne NE/SO ; ce qui caractérise la période de transition saison sèche – saison humide. Le schéma inverse s'observe pendant la période de transition saison humide – saison sèche.

4.2.3. Température et humidité absolue de l'air

Dans l'atmosphère, la vapeur d'eau est présente essentiellement dans la troposphère et en quantité variable. L'état thermodynamique d'une masse d'air exige la connaissance de sa température ainsi que son contenu en vapeur d'eau. Le cycle annuel de la température et de l'humidité de l'air mesurées à Nalohou montre une variabilité saisonnière prononcée (Figure 4.4). La température moyenne journalière présente l'allure d'une courbe sinusoïdale avec un maximum en période de transition saison sèche – saison humide (30°C) et un minimum en saison humide (24°C). L'amplitude journalière des températures est réduite en saison des pluies (7°C) par rapport au reste de

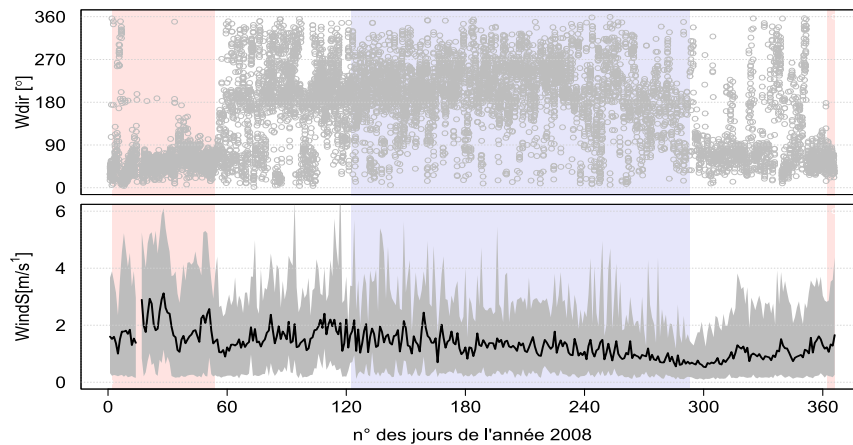


FIGURE 4.3 – Direction instantanée du vent (haut) pour des vitesses des vents supérieures à 1 m.s^{-1} et vitesse du vent (bas). Les bandes grisées représentent les amplitudes journalières.

l'année où elle peut atteindre 17°C . La température minimale de l'année est de 17°C et la maximale de 38°C ; la moyenne annuelle est de 25°C .

L'humidité absolue de l'air varie de façon relativement importante durant les deux phases intermédiaires, avec des sauts brusques de q_a . En revanche, q_a reste remarquablement stable avec de très faibles amplitudes journalières en saison sèche comme en saison des pluies. Les fortes variations pendant les phases intermédiaires sont associées à l'alternance des flux de mousson et d'Harmattan identifiée sur la direction du vent. Les valeurs moyennes y sont respectivement de 4 g.m^{-3} et 17 g.m^{-3} . Au cours de l'année, l'humidité absolue de l'air varie entre 3 g.m^{-3} et 20 g.m^{-3} ; sa moyenne annuelle est de 13 g.m^{-3} .

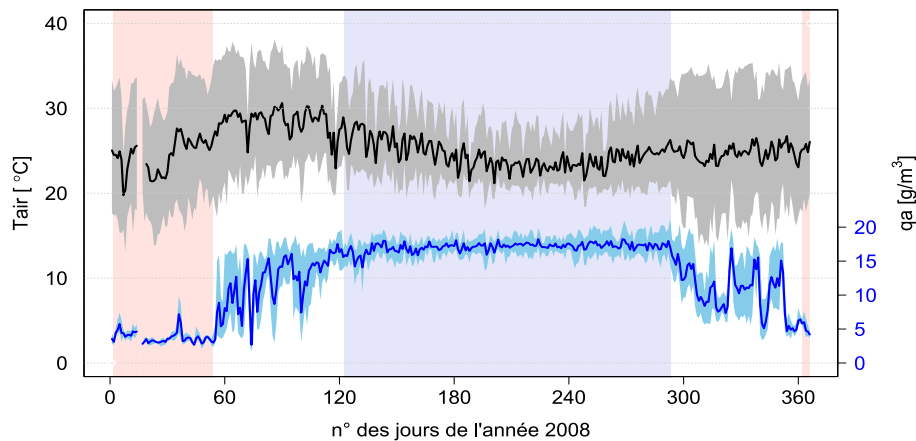


FIGURE 4.4 – Moyenne journalière de la température et de l'humidité absolue de l'air. Les bandes grisées et bleutées représentent les amplitudes journalières.

4.2.4. Stock d'eau dans le sol et dynamique de la végétation

Le stock d'eau du sol est calculé en intégrant les mesures de profil de la teneur en eau sur une profondeur de 1 m. Ce stock d'eau indique la quantité d'eau disponible dans la profondeur racinaire des herbacées annuelles. Les variations saisonnières du stock d'eau (Figure 4.5) sont conditionnées par l'occurrence des précipitations. Ainsi, le stock augmente à chaque pluie, atteint son maximum

annuel en saison humide et son minimum en saison sèche. Ce dernier n'est pas nul car il existe une eau résiduelle absorbée dans la matrice du sol qui est très difficile à mobiliser par les plantes. Après la dernière pluie de la saison humide, le stock diminue rapidement pendant environ un mois (-2 mm/jour) puis diminue à un rythme plus modéré, le minimum annuel est atteint avant la première pluie de la saison de l'année.

L'indice foliaire de la végétation (LAI) a été déterminé à partir d'une combinaison des données du satellite SEVIRI contraintes par les mesures *in situ* faites par photographie hémisphérique [BLANCHARD et al., 2007] selon la méthode de [WEISS et al., 2004]. Le LAI est faible ($0,1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) mais non nul en saison sèche (Figure 4.5) car il intègre non seulement les zones de culture laissées nues après les brûlis de décembre mais aussi les arbres et arbustes disséminés dans le paysage. Certaines cultures sont bi-annuelles et participent également au LAI de la saison sèche. En saison sèche, les arbres perdent leurs feuilles entre décembre et janvier, ce qui se traduit par une baisse du LAI . Il faut noter que pour une même espèce, tous les individus ne perdent pas leurs feuilles au même moment ce qui fait qu'il y a toujours des arbres avec des feuilles dans le paysage [AWESSOU, 2011]. La végétation croît dès les premières pluies et le maximum de LAI ($2,9 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) est observé fin septembre, un mois avant la fin de la saison des pluies.

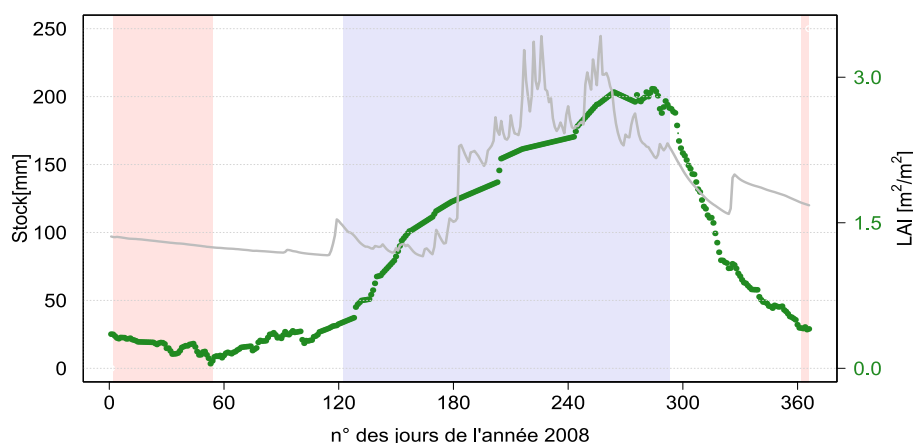


FIGURE 4.5 – Moyenne journalière de l'indice foliaire de la végétation (LAI) (ordonnée de droite) et de l'humidité du sol sur la profondeur 0 - 1 m (ordonnée de gauche).

4.2.5. Bilan radiatif à la surface

Les flux radiatifs sont les moteurs du bilan d'énergie à la surface. Avec l'humidité des sols, ils gouvernent la partition énergétique saisonnière des flux de chaleur sensible et de chaleur latente dans les basses couches atmosphériques. La dynamique annuelle des rayonnements incidents à la surface, fait intervenir l'inclinaison solaire, l'humidité de l'air, la couverture nuageuse mais aussi le contenu en aérosols de la couche limite atmosphérique [GUICHARD et al., 2009]. Quant aux rayonnements sortants, ils caractérisent l'état thermodynamique de la surface et donc la capacité de celle-ci à favoriser la convection thermique ou l'évaporation.

4.2.5.1. Les rayonnements incident et réfléchi de courte longueur d'onde : SW_{in} & SW_{out}

Les rayonnements incident et réfléchi présentent des dynamiques peu marquées avec une amplitude journalière importante toute l'année. Les valeurs moyennes annuelles sont respectivement de 215 W.m^{-2} et 37 W.m^{-2} . Au cours de l'année SW_{in} varie entre 0 et 840 W.m^{-2} ; SW_{out} entre 01 et 132 W.m^{-2} . En saison sèche et pendant la période de transition saison sèche – saison humide, l'ensoleillement est limité par l'inclinaison des rayons solaires qui sont relativement bas. Cet effet, associé aux poussières d'aérosols véhiculées par le vent d'Harmattan [MBOUROU et al., 1997] contribuent à une diminution du rayonnement incident de courte longueur d'onde (SW_{in}) qui peut être importante comparativement au rayonnement potentiel par ciel clair [ALLEN et al., 1998] ($\sim 25\%$). La moyenne journalière de SW_{in} est tout de même de 230 W.m^{-2} avec un maximum de 810 W.m^{-2} (Figure 4.6). Le sol sec et nu de Nalohou réfléchit une part importante du SW_{in} , l'albédo est maximum en fin de saison sèche (0,23) et on y obtient la valeur maximale annuelle de SW_{out} ($\sim 179 \text{ W.m}^{-2}$). La moyenne journalière de SW_{out} est de 45 W.m^{-2} et la plus basse valeur moyenne journalière observée en saison humide est de 2 W.m^{-2} .

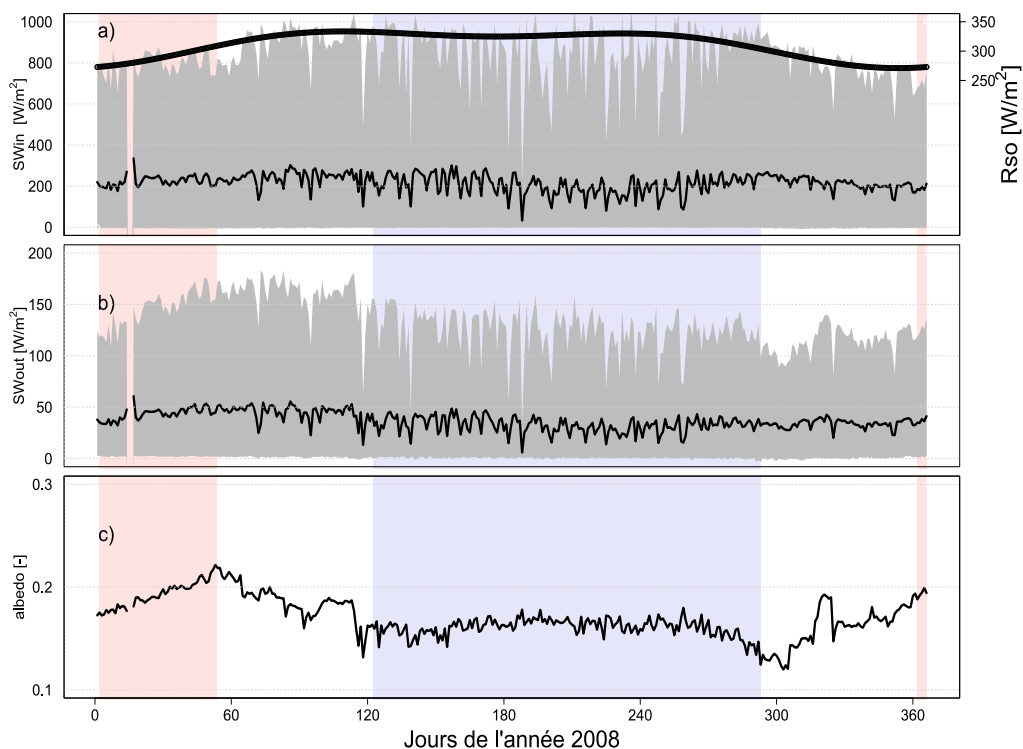


FIGURE 4.6 – Moyenne journalière des rayonnements incident (a, SW_{in}) et réfléchi (b, SW_{out}) de courte longueur d'onde; du rayonnement potentiel par ciel clair (a, R_{so} - ordonnée de droite) et de l'albédo de surface (c). Les bandes grisées représentent les amplitudes journalières.

En saison humide, le rayonnement incident de courte longueur d'onde présente des variations journalières très importantes dues à la présence de l'ennuagement, entre le maximum (300 W.m^{-2}) et le minimum moyen journalier (33 W.m^{-2}). Dans le même temps, en saison humide, l'albédo est plus faible car la surface humide est toujours plus sombre après les premières pluies. Lorsque la végétation se développe, l'albédo diminue légèrement et atteint une valeur moyenne de 0,17. En fin

de saison humide, l'albédo diminue fortement. Nous suspectons un effet d'ombrage, en particulier sur le SW_{out} lorsque la végétation est très haute et proche du capteur. Le rayonnement réfléchi SW_{out} est limité à la fois par un rayonnement incident variable avec l'ennuagement et un albédo réduit par la croissance de la végétation, il est donc variable mais reste assez faible durant toute la saison des pluies. Sa moyenne journalière varie de 5 à 45 $W.m^{-2}$ avec une moyenne de 34 $W.m^{-2}$.

4.2.5.2. Les rayonnements incident et sortant de grande longueur d'onde : LW_{in} & LW_{out}

Les moyennes journalières des deux rayonnements de grande longueur d'onde présentent des dynamiques saisonnières plus marquées. Elles sont influencées respectivement par les variations saisonnières de q_a et de T_s (Figure 4.7).

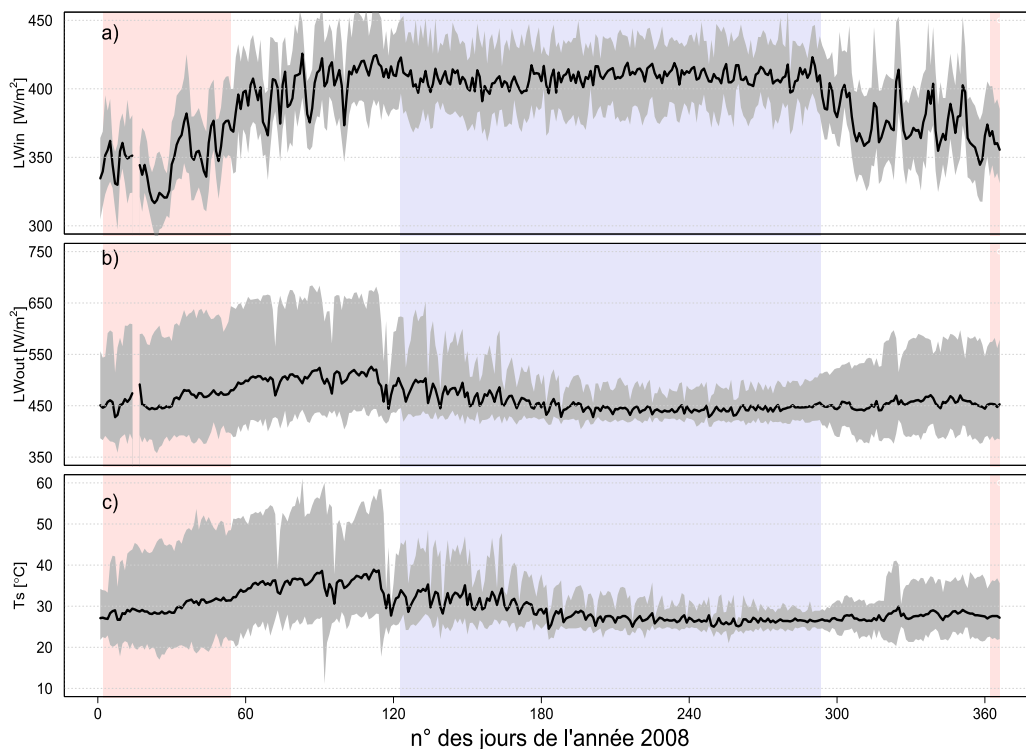


FIGURE 4.7 – Moyenne journalière des rayonnements incident (a, LW_{in}) et sortant (b, LW_{out}) de grande longueur d'onde ; (c) de la température de surface modélisée. Les bandes grisées représentent les min et max journaliers.

Durant la saison sèche LW_{in} est faible, la moyenne journalière minimale de l'année (325 $W.m^{-2}$) est observée en janvier, puis LW_{in} augmente progressivement pour atteindre 400 $W.m^{-2}$ vers avril. Il conserve ensuite cette valeur pendant toute la saison des pluies puis diminue lors de la période de transition saison humide – saison sèche. La faible valeur du LW_{in} obtenue en saison sèche s'explique par le beau temps (ciel dégagé exempt de nuages) et le faible contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. En effet, ce flux radiatif est grandement influencé par la présence de nuages, des aérosols, du gaz carbonique et la vapeur d'eau dans l'atmosphère. La migration progressive du flux de mousson sur la zone vers mi-février (Figure 4.3) apporte de l'humidité (Figure 4.4), ce qui favorise l'augmentation de LW_{in} (Figure 4.7). Cette augmentation est également liée à une importante émission énergétique provenant des nuages.

Le réchauffement de la surface qui s'effectue en saison sèche grâce à l'apport du rayonnement visible incident SW_{in} (Figure 4.6), entraîne une augmentation importante de LW_{out} , qui atteint le maximum annuel de la valeur moyenne journalière (520 W.m^{-2}) vers avril, durant la transition saison sèche – saison humide. Quand la mousson est bien établie, c'est-à-dire vers mi-juillet après le saut de mousson, un refroidissement continu de la surface s'observe et les pertes par le rayonnement grande longueur d'onde deviennent moindres. LW_{out} atteint ainsi un plateau (450 W.m^{-2}) qu'il conserve jusqu'à la fin de la saison des pluies. Durant cette période le bilan net de grande longueur d'onde ($LW_{in} - LW_{out}$) montre une valeur faible (-25 W.m^{-2}) alors qu'il est de (-120 W.m^{-2}) en saison sèche lorsque le LW_{out} est au maximum. Comme la température de l'air, son amplitude journalière est réduite en saison des pluies.

La dynamique saisonnière de la température de surface modélisée à partir de la méthode des harmoniques (Eq. 2.14) est similaire à celle de LW_{out} . Elle atteint son maximum annuel ($\sim 55^\circ\text{C}$) durant la transition saison sèche – saison humide. La pluie isolée du mois d'avril baisse énormément la température de surface qui descend à 10°C . En saison humide, et après le saut de mousson T_s est minimale avec peu d'amplitude journalière ($0^\circ\text{C} < T_s < 20^\circ\text{C}$).

4.2.5.3. Le rayonnement net R_n

En saison sèche, l'ensoleillement est limité. Or à cette époque de l'année, l'albédo est relativement fort ($\sim 0,23$) entraînant une réflexion de près du quart du rayonnement incident par la surface. De plus les fortes températures de surface (Figure 4.7 c) entraînent des pertes radiatives importantes. On observe ainsi le minimum annuel du rayonnement net moyen R_n ($\sim 65 \text{ W.m}^{-2}$) en janvier (Figure 4.8). Pendant la phase de transition saison sèche – saison humide, l'ensoleillement augmente, la surface s'échauffe au fur et à mesure que la déclinaison du soleil remonte vers le zénith et émet un flux de grande longueur d'onde (LW_{out}) croissant. En cette saison, LW_{in} est faible car il y a toujours peu de nuages, le rayonnement net devient de plus en plus fort.

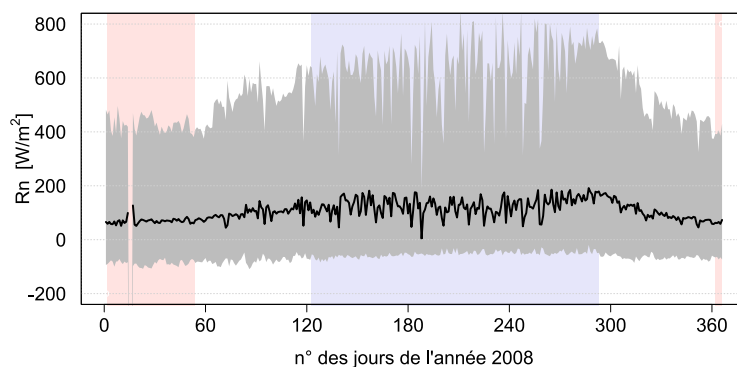


FIGURE 4.8 – Moyenne journalière du rayonnement net (courbe noire). Les bandes grisées représentent les min et max journaliers.

Pendant la saison des pluies la surface se refroidit ce qui implique une diminution des émissions infrarouges, l'albédo de surface diminue avec la croissance de la végétation. Comme au Sahel ces phénomènes induisent une augmentation de R_n [SAMAIN et al., 2008; TIMOUK et al., 2009]. Pendant cette saison, les fortes variations journalières de R_n sont avant tout dues aux nuages qui réduisent SW_{in} . Pendant la transition saison humide – saison sèche, l'inclinaison solaire implique

une diminution de SW_{in} et le retrait du flux de mousson entraîne une diminution du LW_{in} . La surface s'assèche et se réchauffe progressivement. Le rayonnement net diminue avant d'atteindre son minimum en saison sèche.

4.3. Variabilité inter-annuelle et inter-site

Nous analysons maintenant la variabilité inter-annuelle des paramètres présentés ci-dessus sur quatre ans (2007–2010) et sur les deux couverts. Ces quatre années comportent deux années à pluviométrie moyenne (2007 et 2008) et deux années excédentaires (2009 et 2010). La question principale que l'on se pose ici est : **la différence de pluviométrie est-elle associée à une modification des variables météorologiques présentées ci-dessus pendant ces quatre années ?** La deuxième question est : **quelle est la différence entre les variables météorologiques mesurées sur les sites de Nalohou (culture/jachère) et Bellefoungou (forêt) pendant ces quatre années ?**. Plus loin (Chapitre 7), on analysera l'impact de cette variabilité inter-annuelle, en particulier de la pluviométrie et du rayonnement net sur les flux d'énergie à la surface.

4.3.1. Pluie

En zone soudanienne, la pluviométrie est variable avec des cycles pluri-décennaux qui sont bruités par une variabilité inter-annuelle très forte (Coefficient de Variation $CV = 17\%$) comme le montre l'indice pluviométrique (Figure 1.3 chapitre 1). Aux années abondantes (1950–1970) ont succédé des années de sécheresse (-8%) (1970–1990) et depuis 1990, la pluviométrie semble revenir à des conditions plus humides [LAWIN, 2007]. Les années étudiées dans cette thèse sont donc situées dans la décennie humide, par rapport au cumul moyen sur 50 ans. Parmi les années étudiées, les années les moins pluvieuses ont le même cumul annuel que ce cumul moyen.

La figure (4.9) montre l'évolution des cumuls pluviométriques enregistrés à la station de Nalohou entre 2007 et 2010. Les premières pluies s'observent généralement à partir de mars mais c'est à partir de septembre que les cumuls diffèrent fortement. A Nalohou, les cumuls annuels minimum et maximum observés sur la période de 2007 à 2010 sont respectivement de : 1212 mm en 2007 et 1527 mm en 2010 (Tableau 4.2) ; soit un écart de 300 mm (25% du cumul annuel) entre ces deux années. A Bellefoungou sur la forêt située à environ 10 km à l'Ouest du site de Nalohou, les 4 années sont également excédentaires, mais avec des valeurs légèrement différentes. Pour résumer, 2007 et 2008 sont deux années moyennes ($+8\%$), et 2009 et 2010 deux années assez excédentaires ($+26\%$ et 30%) par rapport à la moyenne pluviométrique (1190 mm) obtenue pendant 50 ans sur la zone [LELAY & GALLE, 2005]. Il n'y a pas d'année sèche durant ces quatre années.

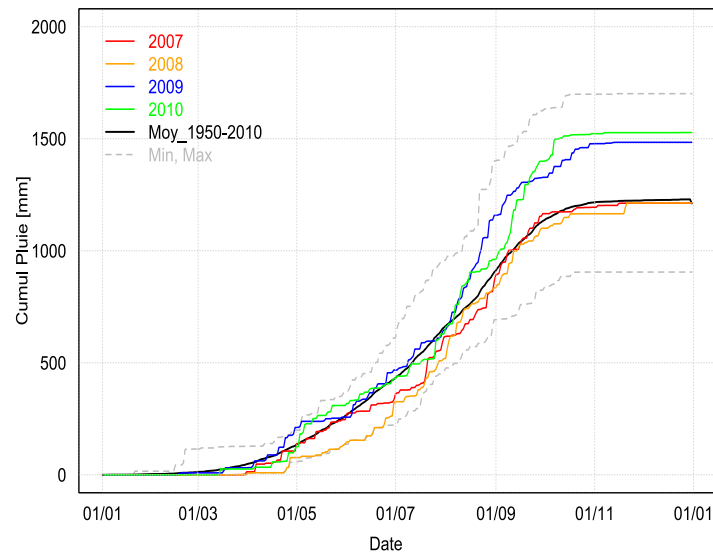


FIGURE 4.9 – Cumul des précipitations moyennes (1950–2010) et cumul annuel des précipitations des 4 années étudiées. Les valeurs min et max observées pendant la décennie (2000–2010) sont indiquées en pointillé.

Tableau 4.2 – Cumul annuel des précipitations enregistrées à Nalohou et Bellefougou. Les écarts moyens entre les sites sont calculés par rapport à la moyenne inter-annuelle (1190 mm).

Années	Bellefougou	Nalohou	Ecart
2007	1358 mm	1212 mm	+8%
2008	1360 mm	1213 mm	+8%
2009	1624 mm	1484 mm	+30%
2010	1465 mm	1527 mm	+ 26%

4.3.2. Valeurs annuelles

Les variables étudiées : température et humidité de l'air, vitesse et direction du vent mesurées, composantes du bilan radiatif, stock d'eau et LAI montrent peu de variation entre les quatre années en valeur moyenne (Tableau 4.3). Le coefficient de variation est inférieur à 3% à l'exception de la pluie (13%), de la vitesse du vent (9%) du stock d'eau (11%) et du LAI (6%). Toutefois, on peut détecter un léger signal lié à une atmosphère légèrement plus humide pour les années abondantes en pluviométrie 2009 et 2010. Cela s'observe sur les moyennes de q_a , mais aussi du VPD et de LW_{in} directement lié à q_a . Par contre, il n'est pas possible à ce stade d'identifier si cette légère augmentation de l'humidité est liée à des processus régionaux ou si elle est due à une augmentation des échanges entre la surface et l'atmosphère.

Dans les paragraphes suivants nous allons voir comment la variabilité de la pluie joue sur la dynamique des variables météorologiques et des composantes du bilan radiatif de surface à l'échelle inter-annuelle.

Tableau 4.3 – Nalohou : moyenne annuelle des différentes variables météorologiques pour les quatre années étudiées ainsi que leur moyenne inter-annuelle, leur écart-type et leur coefficient de variation (CV).

	Pluie	q_a	Wdir	WindS	Tair	VPD	SWin	SWout	albédo	LWin	LWout	Rn	Stock	LAI
années	mm	$g.m^{-3}$	°	$m.s^{-1}$	°C	kPa	$W.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	-	$W.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	$W.m^{-2}$	mm	$m^2.m^{-2}$
2007	1212	13,5	167	1,3	25,3	1,53	214	37	0,17	392	458	112	118	1,41
2008	1213	13,1	161	1,3	25,3	1,57	215	37	0,17	392	463	107	126	1,23
2009	1484	13,9	165	1,2	25,4	1,47	217	36	0,17	399	462	118	143	1,39
2010	1527	13,6	157	1,1	25	1,48	212	34	0,16	400	462	115	149	1,35
moyenne	1359	14	162	1	25,3	2	215	36	0,17	396	461	113	134	1,35
écart-type	170	0,4	4,4	0,1	0,2	0	2,3	1	0,004	4,2	2,2	4,7	14	0,08
CV (%)	13	3	3	9	1	3	1	3	2	1	0	4	11	6

4.3.3. Variables météorologiques

La dynamique saisonnière et inter-annuelle de la température, l'humidité de l'air, la vitesse et la direction du vent (Figure 4.10) est globalement stable pour les années étudiées. Les cycles saisonniers décrits précédemment sont globalement reproduits sur les quatre années. Il existe cependant des différences qui sont soulignées ci-dessous.

Certaines variables comme l'humidité absolue de l'air (Figure 4.11 a) ou la direction du vent montrent une stabilité inter-annuelle en saison des pluies mais une grande variabilité durant les périodes intermédiaires. D'autres variables ont une variabilité inter-annuelle plus limitée comme la température de l'air (Figure 4.11 b). Il est à noter que pour q_a comme T , la variabilité inter-annuelle est grande devant la variabilité inter-site entre Nalohou et Bellefoungou à l'échelle journalière (Figure 4.11).

La variabilité inter-annuelle observée sur q_a en saison sèche et pendant les périodes intermédiaires induit des dates de démarrage différentes des quatre saisons suivant les années (Figure 4.12 a) et également des modulations de la durée des différentes saisons (Figure 4.12 b). Les dates de démarrage de la saison sèche et de la phase de transition saison humide – saison sèche sont relativement constantes sur les quatre années, mais celles des deux autres saisons fluctuent. Ainsi la faible pluviosité relative de l'année 2008 pourrait être liée à un démarrage tardif des apports d'humidité pendant la phase de transition saison sèche – saison humide. C'est également le cas pour l'année 2007, bien que la durée de la saison sèche soit inférieure à 50 jours. On peut observer pour cette année un faux départ de la période d'humidification. En effet on observe (Figure 4.10 c) un flux important d'humidité en février 2007 avant un retour à des périodes sèches en mars 2007. Ce faux départ affecte le calcul des dates de fin de saison sèche et de début de la phase d'humidification de l'atmosphère.

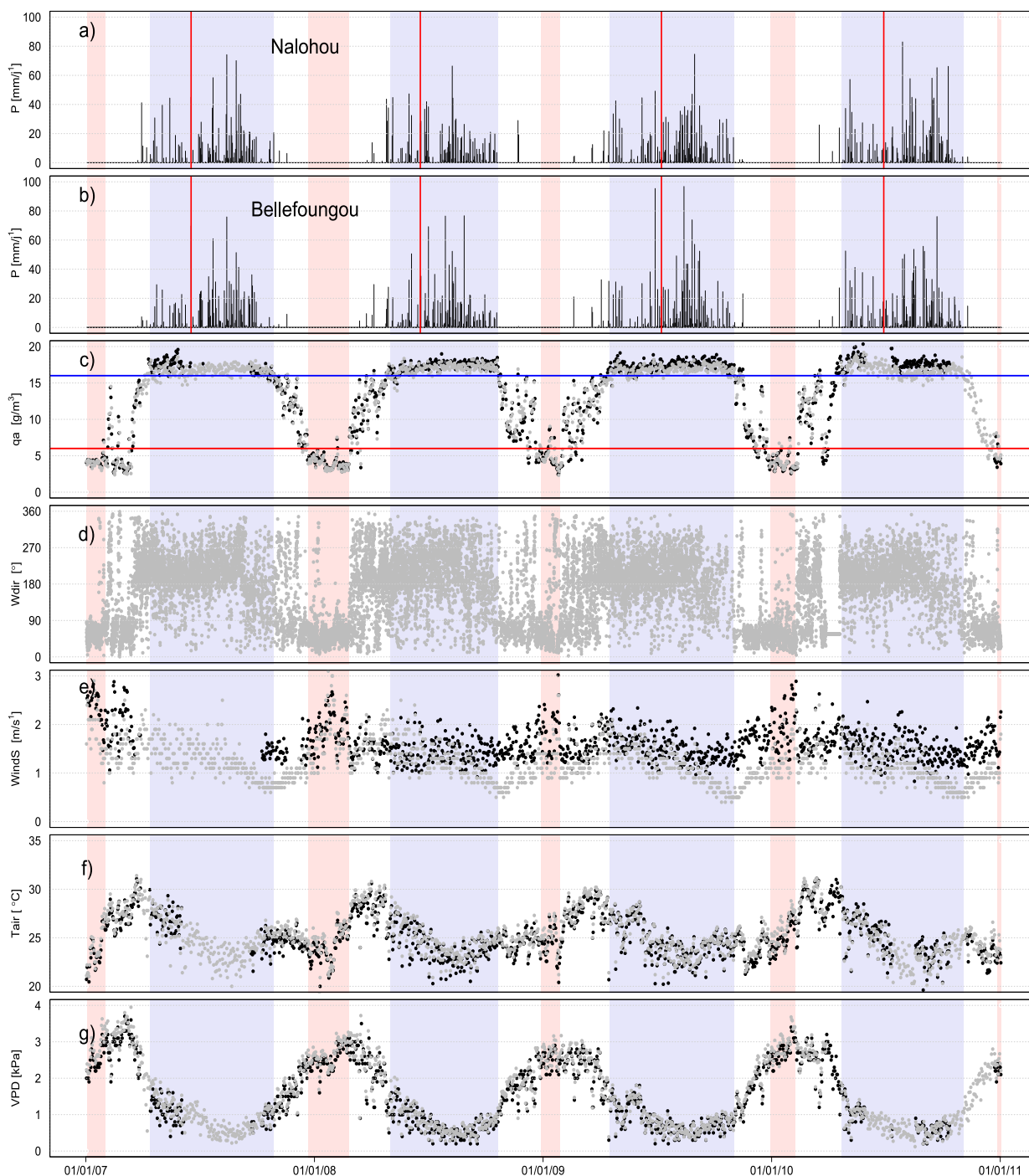


FIGURE 4.10 – Variations saisonnière et inter-annuelle des variables météorologiques : (a et b) moyenne journalière de la pluie à Nalohou et à Bellefoungou, (c) moyenne journalière de l'humidité absolue de l'air, (d) direction instantanée de l'air pour des vitesses du vent supérieures à 1 m.s^{-1} , (e) vitesse moyenne journalière du vent, (f) température moyenne journalière de l'air et (g) déficit moyen de vapeur saturante. Les points noirs pour Bellefoungou et les gris pour Nalohou. Les traits verticaux rouges sur (a) et (b) représentent les dates du saut de mousson.

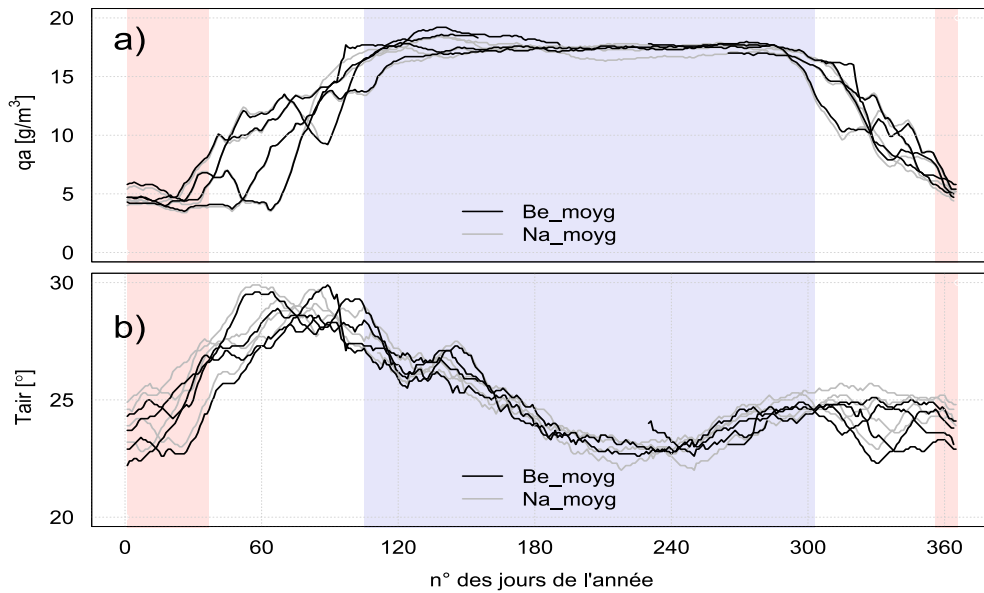


FIGURE 4.11 – Moyenne glissante sur 20 jours de (a) l'humidité absolue de l'air et (b) la température de l'air à Nalohou (gris) et Bellefoungou pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide.

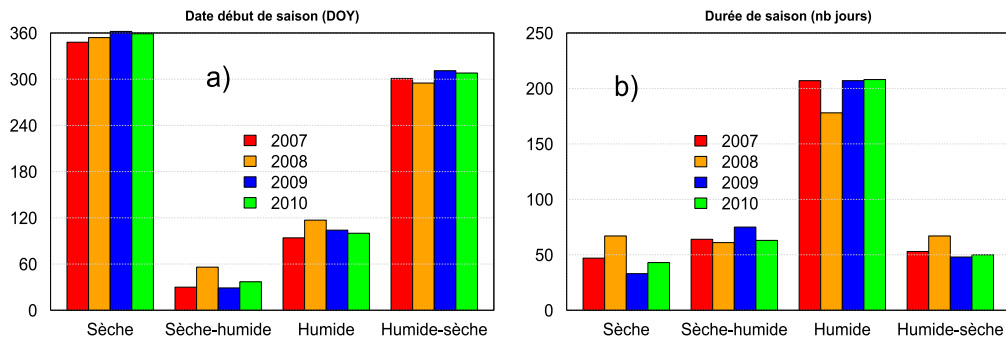


FIGURE 4.12 – (a) Date de démarrage de la saison en (DOY) et (b) durée en jour des quatre saisons pendant les quatre années.

4.3.4. Stock d'eau et dynamique de la végétation

Le stock d'eau du premier mètre du sol où se trouvent la majorité des racines des plantes annuelles, a une moyenne annuelle qui varie suivant la pluviométrie. La dynamique est également dépendante des pluies. C'est surtout dans la première partie de la saison des pluies, avant le saut de mousson que l'augmentation du stock dépend de la répartition des événements pluvieux. On y voit des différences entre les années (Figure 4.13 b), après le saut de mousson le stock du premier mètre du sol atteint un niveau important qui varie peu avec les années à Bellefoungou au contraire de Nalohou ou des valeurs maximales plus importantes s'observent en 2009 et 2010. La décroissance est également assez comparable sur les quatre années observées.

Le *LAI* reflète la croissance de la végétation qui est fonction également de la pluie mais avec un certain lissage. Les différences entre les saisons s'observent surtout durant la première partie de saison des pluies, car le développement plus ou moins rapide des plantes est déterminé par la répartition des pluies. Après le saut de mousson, les plantes ont toujours suffisamment d'eau et leur développement ne change pas beaucoup entre les quatre années observées.

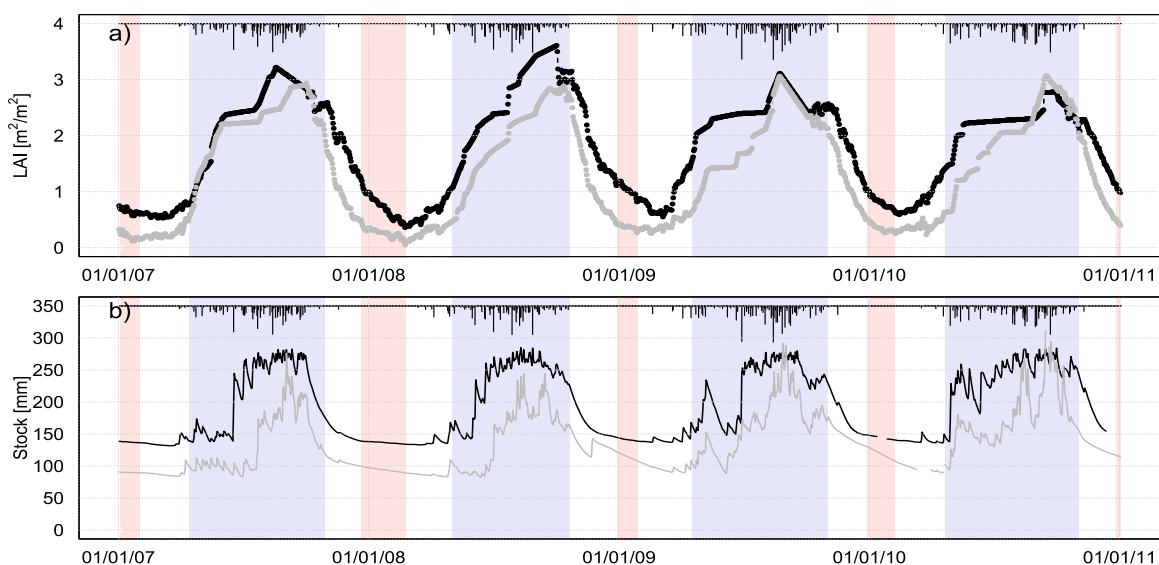


FIGURE 4.13 – Variation saisonnière et inter-annuelle de (a) l'indice foliaire (*LAI*) et (b) du stock d'eau du sol entre 0–1 m (mm) à Nalohou (gris) et Bellefoungou (noir) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010).

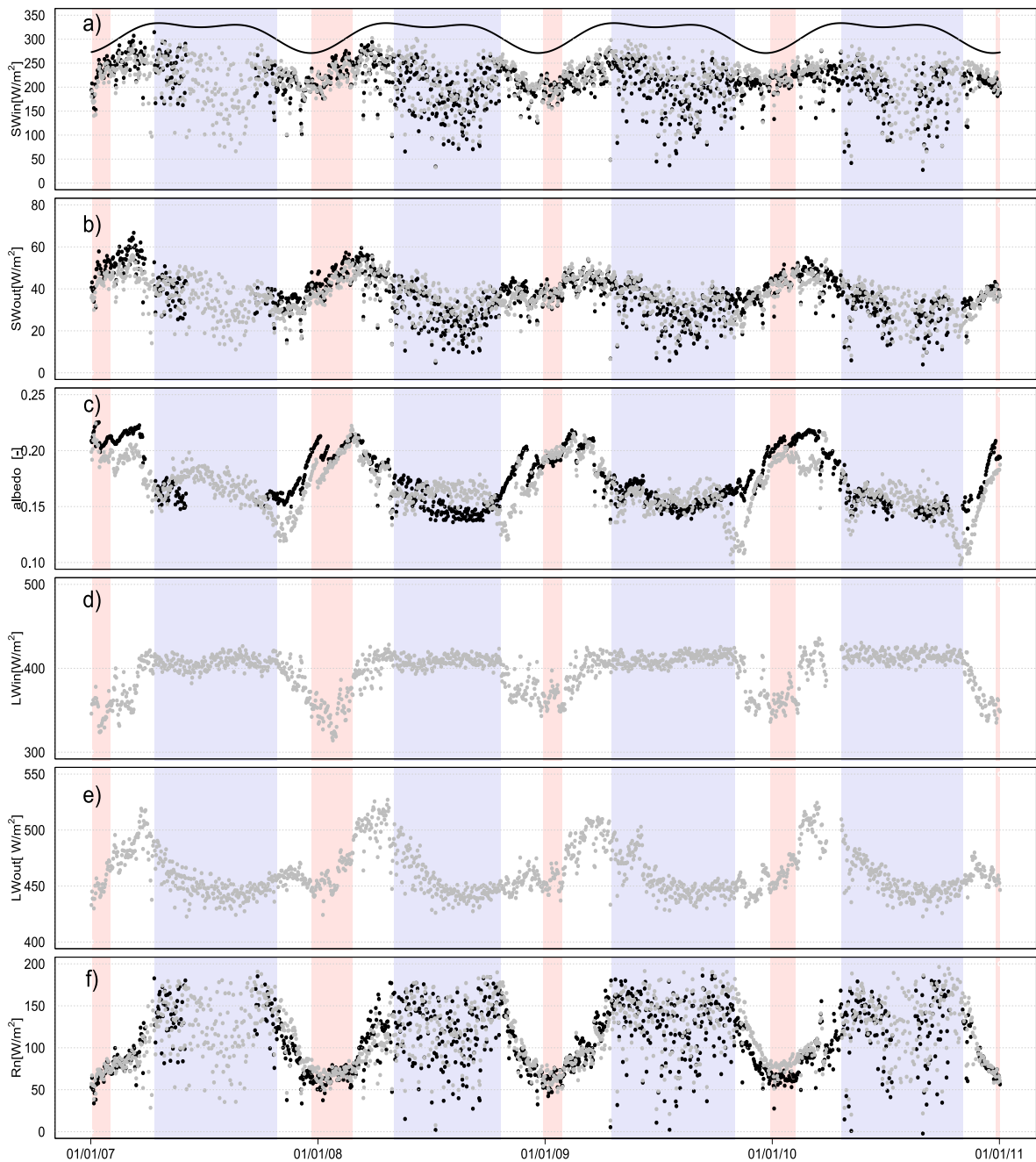


FIGURE 4.14 – Variations saisonnière et inter-annuelle des composantes du bilan radiatif à Nalohou (points gris) et Bellefougou (points noirs) : (a) moyenne journalière du rayonnement incident de courte longueur d’onde et du rayonnement potentiel par ciel clair ; (b) moyenne journalière du rayonnement réfléchi de courte longueur d’onde ; (c) moyenne journalière de l’albédo de surface ; (d) moyenne journalière du rayonnement incident de grande longueur d’onde ; (e) moyenne journalière du rayonnement sortant de grande longueur d’onde ; (f) moyenne journalière du rayonnement net.

4.3.5. Bilan radiatif de surface

Les rayonnements incidents et réfléchis ont une dynamique saisonnière comparable durant les quatre années (Figure 4.15). Globalement SW_{in} et par conséquent SW_{out} semble plus faible en 2009 et 2010, les années où la pluviométrie est plus importante. De même à Nalohou, LW_{in} est plus important pendant les saisons sèches en 2009 et 2010 comparé aux saisons sèches de 2007 et 2008. C'est la signature d'une atmosphère plus humide pendant cette période pour ces années. Inversement la signature d'une surface plus chaude les années sèches ne se retrouve pas dans les observations de LW_{out} . Ces différences semblent se compenser pour le rayonnement net de manière diverse en fonction des années car les deux années humides ne montrent pas de particularités comparé aux deux autres (Figure 4.14 f & 4.15). Toutefois, on observe sur la figure (4.15) une variabilité importante en début de saison des pluies liée en partie à une variabilité du démarrage des phases de transition entre les saisons sèches et humides.

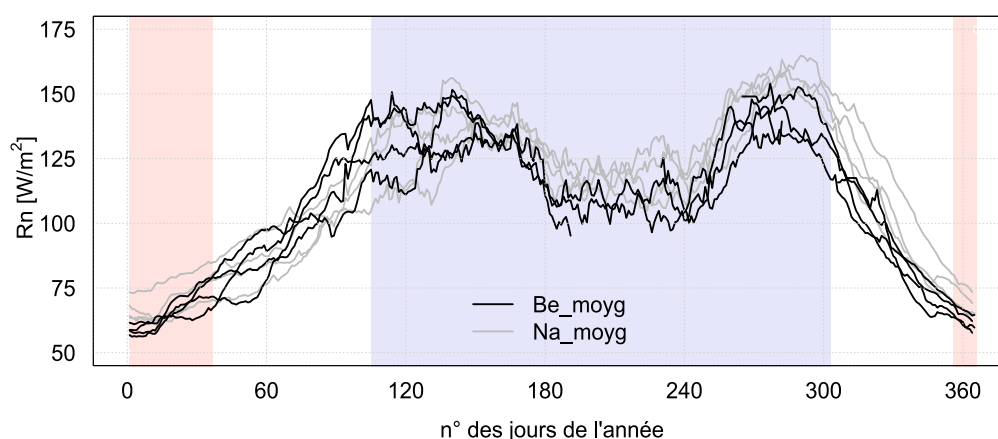


FIGURE 4.15 – Moyenne glissante sur 20 jours du rayonnement net à Nalohou (gris) et à Bellefoungou (noir) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010).

4.3.6. Variabilité entre les couverts végétaux

Nous analysons ici les différences relevées entre la zone anthropisée de Nalohou constituée de mosaïque de jachère/culture et celle de la forêt claire à *isoberlinia* de Bellefoungou. Ces deux sites sont distants de 10 km. A cette distance, les pluviométries journalières sont liées mais différentes et les différences du cumul annuel peuvent atteindre 145 mm (10% du cumul annuel) (Tableau 4.2). La forêt de Bellefoungou a un cumul supérieur à Nalohou sauf en 2010 (-63 mm).

Les dynamiques des variables météorologiques (Figure 4.10) des deux sites sont remarquablement proches, à l'exception de la vitesse du vent. Le vent a un cycle saisonnier à Nalohou alors qu'il reste presque stable toute l'année à Bellefoungou. Il faut noter que la mesure du vent se fait à 2 m de la surface du sol à Nalohou et que lorsque la végétation annuelle est haute, la distance entre le capteur et le haut du couvert diminue pour devenir quasi-nulle en octobre, lorsqu'on observe le minimum du vent (Figure 4.10 e). Cette diminution de la vitesse du vent en octobre s'observe

également, quoique dans une moindre mesure à Djougou, ce qui tendrait à dire que ce n'est pas qu'un effet de masque de la végétation. Néanmoins ce capteur semble biaisé et dans le reste du document nous utiliserons la vitesse du vent mesurée à 5 m par l'anémomètre sonique de Nalohou. A Bellefoungou la vitesse du vent est mesurée sur un mât à 18 m de hauteur, soit environ 4 m au-dessus de la hauteur moyenne de la canopée (~ 14 m). Pour ce qui concerne le bilan radiatif, les différences semblent faibles sur les séries temporelles (Figure 4.14). Toutefois on note des différences significatives entre les couverts végétaux sur l'albédo (Figure 4.14 c) et le rayonnement net (Figure 4.15). L'albédo présente un cycle saisonnier différent à Nalohou qui a une végétation annuelle, et à Bellefoungou où il est mesuré au-dessus d'une clairière et non au-dessus des arbres (un nouveau capteur a été mis en place à cet effet en 2012). A Nalohou également, les mesures du rayonnement peuvent être affectées lorsque la végétation est haute. Cependant on note des valeurs de l'albédo plus faibles à Bellefoungou qu'à Nalohou en saison humide. Cela peut être lié à la densité de la strate herbacée et à sa capacité d'interception de l'eau de pluie. Pour le rayonnement net, les différences entre les couverts se trouvent essentiellement en fin de saison des pluies, période pendant laquelle les mesures à Nalohou ne sont pas complètement fiables.

Les dynamiques temporelles du LAI entre les deux couverts sont évidemment très différentes. En particulier pour la forêt, le LAI ne descend jamais en-dessous de $1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^2$. D'autre part pendant la saison humide la production végétale des annuelles peut être plus importante que celle des arbres qui semblent moins sensibles aux variations de la pluviométrie. Les LAI obtenus par télédétection sont bien corrélés ($r^2 = 90\%$) ce qui reflète l'importance du cycle saisonnier pour cette variable dont la variabilité journalière est faible. Le stock hydrique des deux sites est bien corrélé ($r^2 = 75\%$) avec une pente unitaire, mais on observe un décalage systématique de 53 mm en faveur de Bellefoungou. Sur ce site le remplissage d'eau dans le sol est plus précoce et plus constant après le saut de mousson que sur la jachère.

L'humidité absolue et la température de l'air sont remarquablement bien corrélées entre les deux sites ($r^2 > 94\%$) (Tableau 4.4) et la pente est pratiquement de 1. Ces variables sont conditionnées par les conditions atmosphériques plus que par les conditions locales. Les rayonnements SW_{in} et SW_{out} sont moins bien corrélés ($r^2 > 78\%$) mais la pente est proche de 1 ce qui indique qu'il n'y a pas de tendance systématique entre les deux sites. L'albédo montre une faible corrélation car on a vu que sa dynamique est différente sur les deux sites.

Tableau 4.4 – Coefficient de détermination, pente et ordonnée à l'origine de la droite de régression linéaire entre les sites de Nalohou et Bellefoungou pour les variables météorologiques et les composantes du bilan radiatif à l'échelle journalière sur la période 2007 à 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.

Coefficients	q_a	T	WindS	SW_{in}	SW_{out}	albédo	R_n	LAI	Stock
r^2	0,99	0,94	0,50	0,83	0,78	0,39	0,83	0,90	0,75
Pente	0,99	0,98	0,6	0,99	1,05	0,66	0,93	0,91	1,03
Ordonnée à l'origine	0,24	0,16	0,86	-2	-2	0,06	3,5	0,6	53

4.4. Caractéristiques diurnes moyennes de quelques variables météorologiques

Dans ce qui suit, est abordée l'analyse des cycles diurnes moyens des variables météorologiques pour fournir des informations nécessaires à l'analyse des flux d'énergie à l'échelle diurne.

Le cycle diurne apparaît comme un mode de variabilité fondamental, car les processus atmosphériques présentent des cycles marqués et des couplages importants s'effectuent à cette échelle [GUICHARD et al., 2012]. L'étude des cycles diurnes est une étape importante pour améliorer la modélisation du système de mousson africaine [GOUNOU et al., 2012]. Pour étudier cette échelle, nous avons regroupé les données de chaque phase du cycle de la mousson pour constituer des journées composites types représentatives de chaque phase de la saison. Les cycles diurnes moyens de l'année 2009 des principales variables météorologiques sont présentés ci-après ainsi que la température de surface qui joue un rôle clé dans les flux d'énergie.

4.4.1. Evolution diurne des variables météorologiques

La figure (4.16) illustre les composites des cycles diurnes moyens de la température de l'air, de l'humidité absolue, du déficit de pression de vapeur et de la température de surface modélisée par l'équation des harmoniques (Eq. 2.14). Ces variables météorologiques présentent des valeurs faibles la nuit et élevées le jour excepté l'humidité absolue de l'air qui a un cycle diurne particulier. Durant le jour, les cycles diurnes de T , T_s , VPD ne sont pas symétriques et atteignent leurs maxima journaliers entre 13 h et 15 h. En saison sèche et humide, q_a n'a pas de cycle diurne, contrairement aux périodes de transition. Son maximum journalier est observé le matin entre 7 h et 10 h30. Cette augmentation matinale de q_a est liée aux intrusions de masse d'air humide provenant de la troposphère qui affectent la couche limite atmosphérique jusqu'à la surface [POSPICHAL et al., 2010; DOUKOURE, 2011]. Enfin on observe que le cycle de VPD est nettement inférieur en saison des pluies où il ne dépasse pas 2 kPa.

Si on compare maintenant les deux sites, les nuits sont globalement plus fraîches sur le site de forêt de Bellefougou que sur la mosaïque de culture/jachère de Nalohou (Figure 4.16 a) en particulier entre 0 h et 6 h. Pour le reste de la journée, les températures de l'air sont bien phasées quelle que soit la saison et atteignent la même valeur maximale. Le déficit de vapeur saturante dans cette tranche horaire est également plus faible à Bellefougou qu'à Nalohou. Les températures de surface des deux sites sont déphasées. La température de surface maximale est atteinte plus tard à Bellefougou. Pendant la phase d'humidification de l'atmosphère, la température de surface présente une amplitude très importante liée à l'absence d'eau et de végétation sur le sol et à l'absence d'aérosols pendant cette saison. L'humidité absolue de l'air a un cycle journalier peu variable en saison sèche et humide. En saison sèche, l'humidité absolue de l'air de Bellefougou est légèrement inférieure à celle de Nalohou alors qu'en saison humide elle est supérieure à celle de Nalohou. Pendant les phases de transition, q_a présente un cycle diurne typique de l'alternance du flux de mousson et d'Harmattan, en particulier pendant la phase d'humidification de l'atmosphère. Le flux de mousson apporte de l'humidité la nuit et q_a augmente au petit matin. Pendant la journée,

le développement de la convection mélange cette humidité de basse couche avec l'air sec en altitude et q_a diminue. Aucune différence notable n'est observée sur les deux sites.

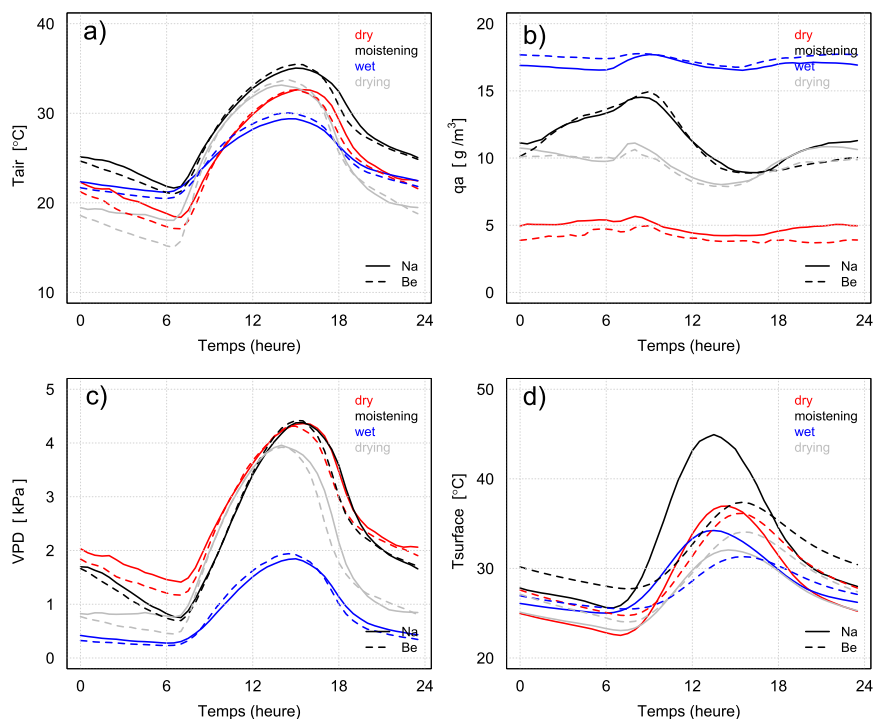


FIGURE 4.16 – Cycles diurnes moyens de : (a) température de l'air, (b) humidité absolue de l'air, (c) déficit de vapeur saturante, (d) température de surface modélisée à Nalohou (trait plein) et à Bellefoungou (pointillé) pendant la saison sèche (rouge), phase d'humidification de l'atmosphère (noire), saison humide (bleue) et phase assèchement de l'atmosphère (grise) de l'année 2009.

4.4.2. Evolution diurne des composantes du bilan radiatif de surface

Les cycles moyens des composantes du bilan radiatif sont tracés sur la figure (4.17). Les cycles du SW_{in} et SW_{out} sont symétriques, contrairement à ceux du LW_{in} et LW_{out} qui sont phasés avec les cycles diurnes de la température de l'air et du sol. Pour le SW_{in} sur les deux sites, les maxima moyens diurnes sont obtenus en milieu de journée (12 h) et varient entre $\sim 700 \text{ W.m}^{-2}$ pendant les saisons sèche et humide à $\sim 800 \text{ W.m}^{-2}$ pendant les phases de transition. Ces valeurs sont très proches sur les deux sites qui reçoivent en moyenne le même ensoleillement. En revanche, les maxima du SW_{out} sont plus forts à Bellefoungou, ils varient entre $\sim 100 \text{ W.m}^{-2}$ en saison humide à 150 W.m^{-2} pendant la phase d'humidification de l'atmosphère. Le LW_{in} présente des valeurs faibles en saison sèche et élevées en saison humide avec une amplitude de 50 W.m^{-2} sauf en saison humide où elle est plus faible. Le rayonnement sortant de grande longueur d'onde présente des amplitudes journalières trois fois plus élevées $\sim 150 \text{ W.m}^{-2}$ que le LW_{in} . Les valeurs les plus élevées sont observées pendant la phase d'humidification de l'atmosphère quand le sol est encore nu.

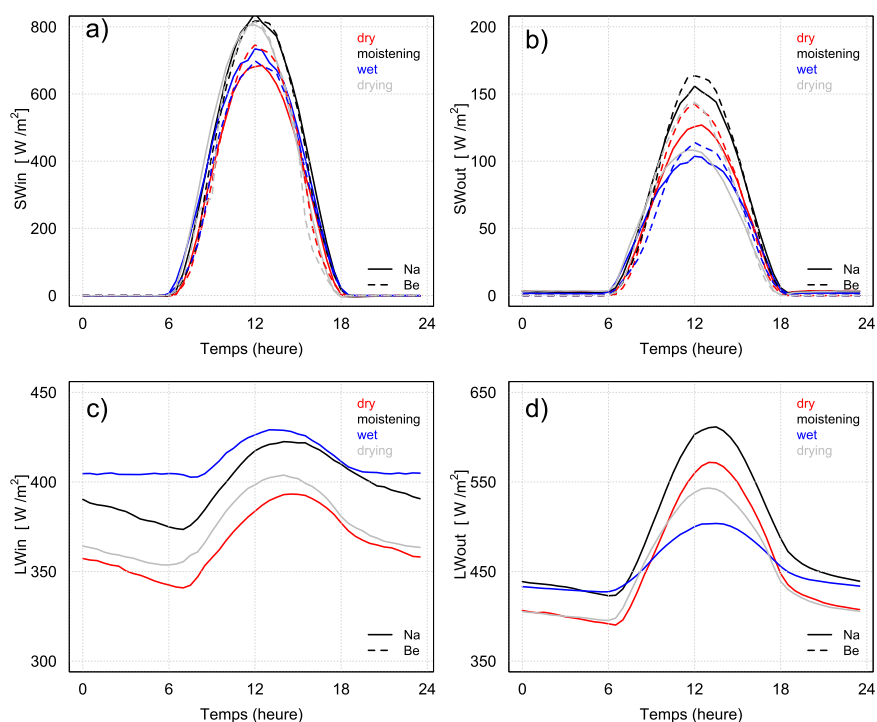


FIGURE 4.17 – Cycles diurnes moyens des rayonnements incident (a) et réfléchi (b) de courte longueur d’onde et des rayonnements incident (c) et sortant (d) de grande longueur d’onde pendant la saison sèche (rouge), phase d’humidification de l’atmosphère (noire), saison humide (bleue) et phase assèchement de l’atmosphère (grise) de l’année 2009 à Nalohou (trait plein) et Bellefougou (pointillé).

4.5. Conclusion

La combinaison de l’humidité absolue de l’air et de la direction du vent nous a permis de définir deux seuils d’humidité absolue de l’air (6 et 16 g.m^{-3}) permettant d’identifier quatre saisons. Cette section a fourni une analyse descriptive des cycles saisonniers, inter-annuels et diurnes des variables météorologiques et des composantes du bilan radiatif dans la région soudanienne du Nord Bénin. L’analyse a été effectuée sur quatre années et sur deux végétations contrastées de cette région.

Le cycle saisonnier est caractérisé par une saison sèche et une saison humide séparées par deux phases de transition. Pendant la saison sèche et la saison humide, la température et l’humidité absolue de l’air présentent peu de variations. Pendant la saison des pluies, les rayonnements de courte longueur d’onde contribuent principalement à la variabilité du bilan radiatif de surface. Le maximum annuel de température s’observe pendant la phase d’humidification de l’atmosphère coïncidant avec le maximum du rayonnement incident de courte longueur d’onde. Il faut noter que, le maximum annuel du rayonnement net est observé pendant la phase d’assèchement de l’atmosphère.

La variabilité inter-annuelle est forte pendant les phases de transition entre saisons pour les q_a et pendant la saison des pluies avant le saut de mousson pour le stock hydrique et l’indice foliaire de la végétation. Peu de différences existent entre les moyennes journalières des variables

météorologiques sur les deux couverts. A l'échelle diurne, on remarque que les différences entre les deux sites s'observent principalement pendant les nuits pour la température de l'air, et pendant le jour pour l'humidité absolue de l'air. Dans la suite, nous nous intéressons à la variabilité des flux d'énergie et de vapeur d'eau à différentes échelles.

Flux d'énergie et caractéristiques de surface d'une zone cultivée en climat soudanien : dynamiques saisonnière et diurne

Résumé

Les flux de chaleur latente et de chaleur sensible sont des acteurs clefs dans la dynamique de la mousson ouest africaine. Cependant, peu d'observations à long terme de ces flux de surface sont disponibles pour documenter ces processus et évaluer leur impact sur le cycle de l'eau et de l'énergie à l'interface surface – atmosphère. Cette étude analyse une année de données de flux turbulents de l'atmosphère, mesurées avec la technique d'eddy covariance, sur une zone cultivée au nord du Bénin (Afrique de l'Ouest). Le site d'étude fait partie de l'observatoire hydro-météorologique AMMA – CATCH. La partition des flux a été étudiée à travers la fraction évaporative (EF) et le rapport de Bowen (β) aux échelles saisonnière et diurne. Enfin, la conductance de surface (G_s) et le coefficient de découplage (Ω) ont été calculés et comparés aux modèles spécifiques de résistance de sol nu et de la conductance de la végétation.

Quatre saisons contrastées ont été identifiées et caractérisées avec leurs cycles diurnes composites. Les résultats montrent des variations saisonnières contrastées des flux de chaleur latente et de chaleur sensible liées aux modifications des conditions atmosphérique et de surface. Pendant la saison sèche, le flux de chaleur sensible est prépondérant ($\beta \sim 10$); un taux d'évapotranspiration faible mais significatif a été mesuré ($EF = 0,08$), attribué aux arbustes, probablement alimentés par la nappe phréatique. Pendant la saison humide, après le saut de mousson, les conditions de surface affectent peu la fraction évaporative qui atteint un régime stable ($EF = 0,75$); le flux de chaleur latente est prépondérant et le rapport de Bowen d'environ 0,4. Durant les transitions saison humide – saison sèche et saison sèche – saison humide, la fraction évaporative et le rapport de Bowen sont fortement variables dépendant des forçages atmosphériques ou de la réponse de la surface vis-à-vis des événements pluvieux. Le découplage complet de la surface et de l'atmosphère n'est jamais observé en 2008 ($0 < \Omega < 0,6$); ce qui suggère un mélange systématique de l'écoulement de l'air provenant de la canopée avec la couche limite de surface, quelles que soient les conditions atmosphériques et la hauteur de la végétation.

L'approche de modélisation montre un bon accord entre la résistance du sol nu observée et celle obtenue avec le modèle de Sakaguchi. La conductance de la canopée a été également bien reproduite avec le modèle de stomate de Ball – Berry. Nous avons également montré que la température de la surface a une grande amplitude saisonnière et diurne et joue un rôle majeur dans tous les processus de surface. En conséquence, une modélisation fiable de la température de surface est cruciale pour représenter correctement les bilans d'eau et d'énergie de cette région.



Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin: daily and seasonal dynamics

O. Mamadou^{1,2}, J. M. Cohard³, S. Galle¹, C. N. Awanou², A. Diedhiou¹, B. Kounouhewa², and C. Peugeot⁴

¹IRD, LTHE – UMR5564, CNRS/UJF-Grenoble 1/G-INP/IRD, 38041 Grenoble, France

²Laboratoire de Physique du Rayonnement, Faculté des Sciences et Techniques, Université d'Abomey-Calavi, Abomey-Calavi, Benin

³UJF-Grenoble 1, LTHE – UMR5564, CNRS/UJF-Grenoble 1/G-INP/IRD, 38041 Grenoble, France

⁴IRD, HSM, UMR5569 – CNRS/UM1/UM2, 34095 Montpellier, France

Correspondence to: O. Mamadou (ossenantou.mamadou@ujf-grenoble.fr) and
J.-M. Cohard (jean-martial.cohard@ujf-grenoble.fr)

Received: 9 July 2013 – Published in Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.: 16 August 2013

Revised: 17 January 2014 – Accepted: 20 January 2014 – Published: 7 March 2014

Abstract. Latent and sensible heat surface fluxes are key factors of the western African monsoon dynamics. However, few long-term observations of these land surface fluxes are available; these are needed to increase understanding of the underlying processes and assess their impacts on the energy and water cycles at the surface–atmosphere interface. This study analyzes turbulent fluxes of one full year, measured with the eddy covariance technique, over a cultivated area in northern Benin (western Africa). The study site is part of the long-term AMMA–CATCH (African Monsoon Multi-disciplinary Analysis–Coupling of the Tropical Atmosphere and Hydrological Cycle) hydrological observatory. The flux partitioning was investigated through the evaporative fraction (EF) and the Bowen ratio (β) at both seasonal and daily scales. Finally, the surface conductance (G_s) and the decoupling coefficient (Ω) were calculated and compared with specific bare soil or canopy models.

Four contrasting seasons were identified and characterized by their typical daily energy cycles. The results pointed out the contrasting seasonal variations of sensible and latent heat fluxes due to changing atmospheric and surface conditions. In the dry season, the sensible heat fluxes were largely dominant ($\beta \sim 10$) and a low but significant evapotranspiration was measured (EF=0.08); this was attributed to a few neighboring bushes, possibly fed by the water table. During the wet season, after the monsoon onset, surface conditions barely affected the evaporative fraction (EF), which remained steady (EF=0.75); the latent heat flux was

dominant and the Bowen ratio (β) was about 0.4. During the dry-to-wet and wet-to-dry transition seasons, both EF and β were highly variable, as they depended on the atmospheric forcing or the response to isolated rains. A complete surface–atmosphere decoupling was never observed in 2008 ($0 < \Omega < 0.6$), which suggests a systematic mixing of the air within the canopy with the atmospheric surface layer, irrespective of the atmospheric conditions and the vegetation height.

Modeling approaches showed a good agreement of soil resistance with the Sakaguchi bare soil model. Canopy conductance was also well reproduced with the Ball–Berry stomata model. We showed that the skin surface temperature had a large seasonal and daily amplitude, and played a major role in all the surface processes. Consequently, an accurate modeling of the surface temperature is crucial to represent correctly the energy and water budgets for this region.

1 Introduction

Since the pioneering work of Charney (1975), numerous studies have confirmed the effects of the continental surface on climate; in particular, they have focused on the major importance of surface–atmosphere exchanges over western Africa (Eltahir, 1998; Koster et al., 2004; Parker et al., 2005; among others). These interactions impact the frequency of the rainy events in the Sahel (Taylor and Lebel, 1998) and

their location (Taylor et al., 2012). On the seasonal scale, Philippon and Fontaine (2002) suggested that the Guinean rainy season affects the following Sahelian rainy season several weeks later, through a hypothesized continental-scale, water content memory effect, but this is still an open question (Douville et al., 2006). The influence of the vegetation activity on the monsoon dynamics has been evidenced by modeling studies (Xue and Shukla, 1993; Zeng et al., 1999; among others), but very few observations support these results.

In western Africa, the population growth rate (2.57 %) is one of the most significant in the world (UN, 2011). The population has increased by a factor of four from 1950 to 2010 in this region, and is expected to double by 2050 according to the UN's most highest projection (UN, 2011). This population growth results in a continuous conversion of natural vegetation areas into cultivated area (CSAO, 2012; Judex et al., 2009). In northern Benin (study region), cropland covers 22 % of the landscape area (Judex et al., 2009) and is in continuous expansion. This change in land use may induce a modification of the dynamics of water and energy exchanges between the continental surface and the atmosphere. Consequently, studies based on observation data sets are needed in this region to increase knowledge on the processes driving the partitioning of water and energy at the continental surface, and to estimate the impacts of land cover changes on these surface atmosphere exchanges.

The western African climatic gradient, spreading from the Sahel to the north (~ 600 mm rainfall per year) to the Sudanian zone (~ 1200 mm) and the Guinean coast to the south, induces contrasts in the surface energy budget dynamics. Due to this regional contrast, specific studies have to be made on the various subdomains. For the Sahel, a few eddy covariance data sets of surface–atmosphere exchanges are available and their analyses have improved the understanding of the Sahelian surface behavior; these include data sets of savannah dynamics and functioning (Kabat et al., 1997; Monteny et al., 1997), coupled energy and water cycle dynamics (Ramier et al., 2009), and energy partitioning variability and upscaling (Timouk et al., 2009). A few studies made in the Sudanian climate region are also reported in the literature. Mauder et al. (2007) have analyzed eddy covariance data over a fallow bush in Nigeria during a three-week period, focusing on the energy balance closure issues. The first long-term measurements in savanna ecosystems covering periods of more than one year were made by Bagayoko et al. (2007), who analyzed the partitioning of the available energy in turbulent fluxes, and Brümmner et al. (2008), who examined carbon dioxide uptake rates. Lothon et al. (2008) and Lohou et al. (2010) focused on the impact of entrainment on observed turbulent characteristics at the surface. Finally, Schüttemeyer et al. (2006) in Ghana and Guyot et al. (2009, 2012) in Benin have studied the energy partitioning of aggregated fluxes using scintillometry. They showed that the partition of the available energy reached a constant regime during the wet season. Guyot et al. (2009) provided evidence that dry sea-

son evapotranspiration was linked to water table discharge; this result was further supported by recent hydrological studies (Descloitres et al., 2011; Séguis et al., 2011; Richard et al., 2013).

None of these studies explicitly related the energy partitioning to the surface characteristics, but all of them emphasized the need for long time series of reference flux data over different land covers, in order to obtain a comprehensive understanding of the functioning of these climate-sensitive ecosystems in relation to climate variability. Boone et al. (2009) also pointed out the need for observation data set in order to assess the ability of land surface models to correctly simulate the western African water and energy balance at regional scale.

In the framework of the AMMA campaign (Redelsperger et al., 2006), the AMMA–CATCH (African Monsoon Multi-disciplinary Analysis–Coupling of the Tropical Atmosphere and Hydrological Cycle) an observation system was designed to document the long-term impacts of climate and environmental changes on the hydrological cycle. It provided a consistent set of meteorological (including surface fluxes), hydrological, and biophysical data sets, covering various vegetation types over contrasting sites, ranging from 9.5 to 17° N in latitude (Lebel et al., 2009).

This study focuses on the analysis of a full year of eddy covariance surface flux measurements, collected for a cultivated area on the southern AMMA–CATCH site, located in the Sudanian climate region in northern Benin (Fig. 1). The objectives of this paper are threefold: (1) to document the seasonal and daily variations of latent (LE) and sensible (H) heat fluxes over a crop field in this Sudanian region; (2) to analyze and quantify the energy partitioning as a function of surface characteristics at the seasonal and daily timescales; (3) to evaluate the ability of standard parameterizations to reproduce the daily and seasonal dynamics of the evapotranspiration in this specific tropical site, as these parameterizations are implemented in land surface models.

2 Material and methods

2.1 Study area

The Nalohou site is located in northern Benin (Fig. 1). In this region, the rainfall regime is driven by the seasonal migration of the intertropical convergence zone (ITCZ), with 90 % of the annual rainfall falling in seven months (April to October), and a mean rainfall amount of 1190 mm (1950–2002) (Lelay and Galle, 2005).

The landscape is rather flat, with a local slope of about 3 %, overlying a metamorphic crystalline bedrock. The main soils are ferric lixisols (Faure and Volkoff, 1998). The textural properties of the surface soil layer correspond to loamy sand with high permeability, whereas the underlying

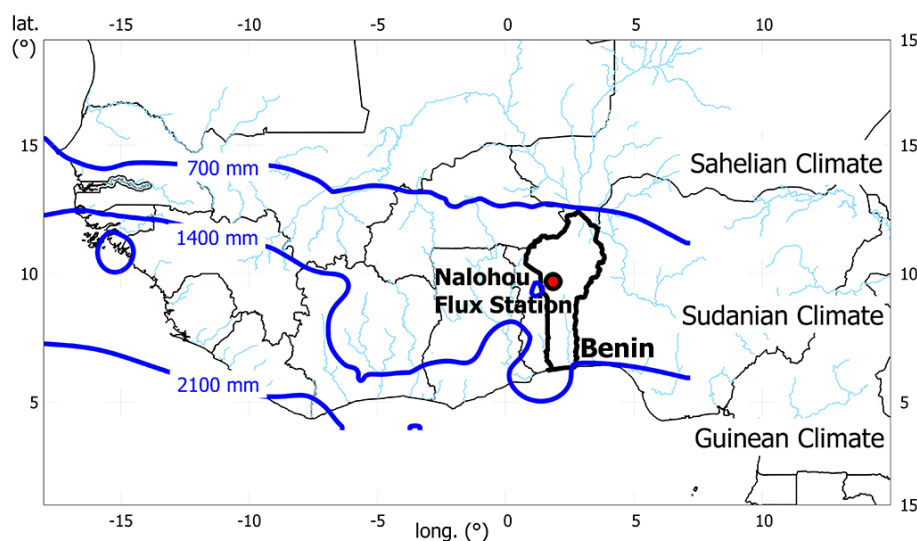


Fig. 1. Localization of the study area in western Africa. Blue lines are the 700, 1400 and 2100 mm isohyets computed from ground observations between 1950 and 2010. They define the different western African climate areas: Sahelian, Sudanian and Guinean climates.

weathered bedrock contains deep clayey layers with high retention properties (De Condappa et al., 2008).

The flux tower was installed near the Nalohou village (lat. 9.74° N, long. 1.60° E, 449 m a.s.l.). It is located in a cultivated area which consists of crops alternating with fallows. The flux tower has been installed in an herbaceous fallow parcel, surrounded by small fields (< 1 ha) with a large variety of rain-fed annual crops (cassava, yam, maize, and groundnut, Fig. 4). Crop rotation is the main farming practice in the area. Fallow areas are commonly covered by scattered shrubs, overlaid by a dense herbaceous layer during the wet season. The herbaceous layer usually starts growing in April after the first rains and reaches its maximum height (up to 2.5 m) in October. Controlled fire is a traditional practice in Benin; the vegetation (mainly the herbaceous layer) is burnt between November and February, when the soil and vegetation are dry. Hence, during the dry season, the soil is bare for about five months. Isolated trees (with height < 10 m), frequently encountered in fields and fallows (agroforestry context), are present in the neighborhood of the flux tower. Such a mixed fallow-field landscape with sparse trees is typical of the northern Benin region.

The water table depth at the tower site is close to the surface and varies, on average, between 1.5 m in September and 3 m in June (L. Séguis, personal communication, 2012). The Ara stream, bordered by a riparian forest, flows 250 m north from the tower. A so-called “bas-fond” (seasonally clogged headwater area, Séguis et al., 2011) is located 70 m westward. For westerly winds, this area can be included in the flux tower footprint, and thus, it can contribute to the fluxes measured at the tower site. Although this is not the main wind direction, this situation has to be considered to interpret some flux measurements.

2.2 Instrumentation and data processing

The meteorological variables (wind speed and direction, air temperature and humidity, and the four components of surface radiative budget) were measured at a 2 m height; the rainfall was measured with a tipping-bucket rain gauge. The ground measurements included soil temperature (-10 , -20 , and -40 cm) and average soil moisture between 5 and 30 cm. All the measurements were recorded at a 30 min time step. The sensor characteristics are reported in Table 1. The vegetation height was monitored at a 10-day time step under the flux tower and at 10 locations in its surrounding area. The leaf area index (LAI) time series is a combination of satellite LAI products (CYCLOPE, MODIS, SEVIRI), constrained by in situ measurements derived from hemispherical photographs based on the method proposed by Weiss et al. (2004).

The eddy covariance system used in this study consisted in a fast-response three-dimensional sonic anemometer (CSAT3, Campbell Sci., Logan (UT), USA) and a fast-response open-path infrared gas analyzer (LI-7500, LI-COR, Lincoln (NE), USA). They were installed at 4.95 m above the ground, and measured 3-D wind speed, temperature, water vapor and CO_2 concentration at a 20 Hz sampling rate (Table 1).

Half-hourly averages of sensible (H) and latent heat (LE) fluxes were calculated according to theoretical Eqs. (1) and (2) using the CarboEurope protocol (Aubinet et al., 1999), where ρ is the air density (kg m^{-3}), C_p the heat capacity at constant pressure ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$), λ the latent heat of vaporization (J g^{-1}), T' the air temperature fluctuation (K), q' the absolute humidity fluctuation (g m^{-3}), and w' the vertical wind speed fluctuation (m s^{-1}).

Table 1. Instrumentation of Nalohou site. All the measurements were recorded at a 30 min time step.

Parameter (unit)	Sensor	Height a.g.l.	Accuracy	Sampling rate
Air temperature (°C)	Vaisala WXT510 Capacitive ceramic	2 m	±3 %	10 s
Relative humidity (%)	Vaisala WXT510 Capacitive thin film polymer	2 m	±3 % [0–90 %], ±5 % [90–100 %]	10 s
Wind speed (m s ⁻¹) and direction (°)	Vaisala WXT510 Ultrasonic anemometer	2 m	±0.3 m s ⁻¹ ±3°	10 s
Short wave radiation incoming and outgoing (W m ⁻²)	Kipp and Zonen CNR1 Pyranometer 0.305 < λ < 2.8 μm	2 m	±10 % for daily sums	10 s
Long wave radiation incoming and outgoing (W m ⁻²)	Kipp and Zonen CNR1 Pyrgeometer 5 < λ < 50 μm	2 m	±10 % for daily sums	10 s
Rainfall (mm)	Précis Mécanique ABS3030 Tipping-bucket rain gauge	1.2 m	0.5 mm	pulse
Soil temperature (°C)	Campbell Sci. T107 Thermistor	–0.1 m –0.2 m –0.4 m	< ±0.2 °C	10 s
Volumetric soil moisture (cm ³ cm ⁻³)	Campbell Sci. CS616 Water content reflectometer	–0.1 m –0.2 m	±2.5 %	10 s
Sensible heat flux (W m ⁻²)	Campbell Sci. CSAT3 3-D sonic anemometer	4.95 m	< ±4.0 cm s ⁻¹ (<i>u</i> , <i>v</i>) < ±2.0 cm s ⁻¹ (<i>w</i>)	20 Hz
Latent heat flux (W m ⁻²)	LI-7500 Open-path gas analyzer	4.95 m	0.0047 ppt H ₂ O	20 Hz

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (1)$$

$$LE = \lambda \overline{w' q'} \quad (2)$$

The data were processed with the EdiRe software (version 1.5.0.28, University of Edinburgh). The procedure included despiking and a double rotation of 3-D wind speed to nullify the vertical wind velocity (Kaimal and Finnigan, 1994; Aubinet et al., 1999). Sonic air temperature was corrected for changes in air humidity and pressure (Schotanus et al., 1983) and for variations in air density due to water vapor (Webb et al., 1980). Time lag corrections were applied to account for time delay between air samples from the sonic anemometer and the gas analyzer. Finally, corrections for frequency response were made in order to account for flux underestimation due to instrument separation and the scale filtering of each sensor (Moore, 1986).

The records corresponding to rainy events and to the 30 min following the end of the rain were excluded from the analyses to avoid artifacts due to the high sensitivity of the hygrometer to raindrop extinction (Culf et al., 2004). Finally, the records were filtered using the nonstationarity criteria suggested by Mauder and Foken (2004). These tests filtered out the periods in which the flux magnitude or the

wind direction varied too much within the 30 min averaging time-step.

The data sets were analyzed on seasonal and daily timescales. Daily averages were computed to characterize the seasonal cycle. Meteorological variables were averaged over the 00:00–24:00 UTC period, whereas surface characteristics, such as evaporative fraction, Bowen ratio and surface conductance, were averaged between 10:00 and 14:00 UTC each day.

The analysis of daily cycles focused on four 15-day periods (named P1 to P4) for which composite daily cycles were computed. These four periods were selected for their quasi-steady-state thermodynamic conditions, and the quasi absence of rain (except during the wet season), to ensure a good quality of the eddy covariance data. These periods have the same number of days, which make their statistical characteristics as comparable as possible. The data screening and filtering procedures described previously eliminated the following: 4 % of *H* and 5 % of *LE* in P1, 20 % of *H* and 37 % of *LE* in P2, 35 % of *H* and 55 % of *LE* in P3, and 25 % of *H* and 30 % of *LE* in P4.

2.3 Diagnostic tools for data quality control

2.3.1 Footprint analysis

The definition of the area that contributed to the measured fluxes (the so-called “footprint” area) was an important step in characterizing the representativeness of the measured fluxes. The flux footprint may be defined as “the contribution, per unit emission, of each element of a surface area source to the vertical scalar flux measured at a given height” (Horst and Weil, 1992). Among numerous footprint approaches developed in the past decades (Horst and Weil, 1992; Hsieh et al., 1997, 2000; Schmid, 2002; Kljun et al., 2004), the simple analytical Hsieh 1-D model (Hsieh et al., 2000) with a 2-D extension (Detto et al., 2006) was chosen because of its explicit formulation of a 2-D diffusive footprint calculation. The footprint model was applied to the half-hourly flux data to obtain a succession of 2-D distribution functions of the area contributing to the sensible heat flux. In this study, in order to take into account the strength of the source, we calculated time average footprints, weighting each 30 min footprint by the corresponding sensible heat flux.

With this definition, the average footprint area mainly represents daytime periods, as nighttime sensible heat fluxes are low. This approach gives a good extension of the average footprint area for water flux sources, but is not representative of CO₂ fluxes for which night contributions are as important as day contributions. The roughness length (z_0) and the displacement height (d) used to compute the footprint extension have been derived from the vegetation height using the Brutsaert formulation ($d = 0.67 \cdot h_{\text{veg}}$). The linear relationship between the roughness length and the vegetation height was inferred from local eddy covariance data ($z_0 = 0.17 + 0.097 \cdot h_{\text{veg}}$). The high residual roughness (0.17) results from the remaining roughness during the dry season (yam bumps and sparse bushes).

2.3.2 Energy balance

The energy balance closure is an independent and efficient diagnosis to check the consistency of scalar fluxes measured by an eddy covariance system (Aubinet et al., 1999). According to the surface energy budget, Eq. (3) compares the available energy ($R_n - G$) with the sum of turbulent fluxes.

$$R_n - G = H + LE \quad (3)$$

R_n is the net radiation (W m^{-2}), and G the ground heat flux (W m^{-2}). The net radiation was calculated from measured incoming and outgoing short- and longwave radiations. The soil heat flux was estimated from soil temperature and moisture profiles using the harmonic method (Guyot et al., 2009), which is based on the estimation of the heat diffusion coefficient from the soil temperature at two depths. The thermal conductivity was computed using the measured soil moisture and the volumetric heat capacity of soil and water.

2.4 Diagnostic tools to characterize surface processes

2.4.1 Derivation of surface parameters

The surface conductance, G_s , (m s^{-1}) quantifies the ability of the soil or the canopy to transfer water to the atmosphere. It was calculated from flux measurements using the Penman–Monteith inverted relationship (Eq. 4), where G_a (m s^{-1}) is the aerodynamic conductance, computed according to Eq. (5), Δ (Pa K^{-1}) is the slope of the saturation curve, γ (Pa K^{-1}) is the psychrometric constant, VPD (Pa) is the vapor pressure deficit, and $\beta = H/LE$ is the Bowen ratio, defined as the ratio of the sensible to the latent heat flux.

$$G_s = \left[\frac{1}{G_a} \left(\frac{\Delta}{\gamma} \beta - 1 \right) + \frac{\rho C_p \text{VPD}}{\gamma (R_n - G)} (\beta + 1) \right]^{-1} \quad (4)$$

$$G_a = \frac{u_*^2 \varphi_H}{u \varphi_m} \quad (5)$$

In Eq. (5), u_* is the friction velocity, φ_m and φ_H are the Businger–Dyer stability functions (Businger et al., 1971). Following Jarvis and McNaughton (1986), the decoupling coefficient Ω was calculated with Eq. (6). This coefficient varies between 0, when the vapor deficit in the vicinity of the surface equals the vapor deficit in the atmosphere (coupling conditions), and 1, when the vapor deficit near the surface is imposed by the surface itself (decoupling conditions).

$$\Omega = \frac{\Delta/\gamma + 1}{\Delta/\gamma + 1 + G_a/G_s} \quad (6)$$

Finally, the evaporative fraction, EF, which represents the fraction of the available energy that is converted into evapotranspiration, was calculated with (Eq. 7).

$$\text{EF} = \frac{LE}{H + LE} \quad (7)$$

All these diagnostic variables were computed at a half-hourly time step and were used to build composite diurnal cycles. Midday averages (10:00–14:00 UTC) were also computed to analyze the annual cycle.

2.4.2 Surface conductance models

The observed conductance is the combination of aerodynamic, soil, stomata and roots conductance. To analyze these respective contributions to the observed evapotranspiration dynamics in this specific tropical site, different conductance models were considered, for evaporation as well as for transpiration. During the dry and dry-to-wet seasons, when the soil is entirely bare, the bare soil resistance models proposed by Sellers et al. (1992), Lee and Pielke (1992), and Sakaguchi and Zeng (2009) were used to evaluate the ability of these models to capture the behavior of bare soil conductance in tropical conditions. During the wet season, the transpiration processes were modeled with the Ball–Berry stomata

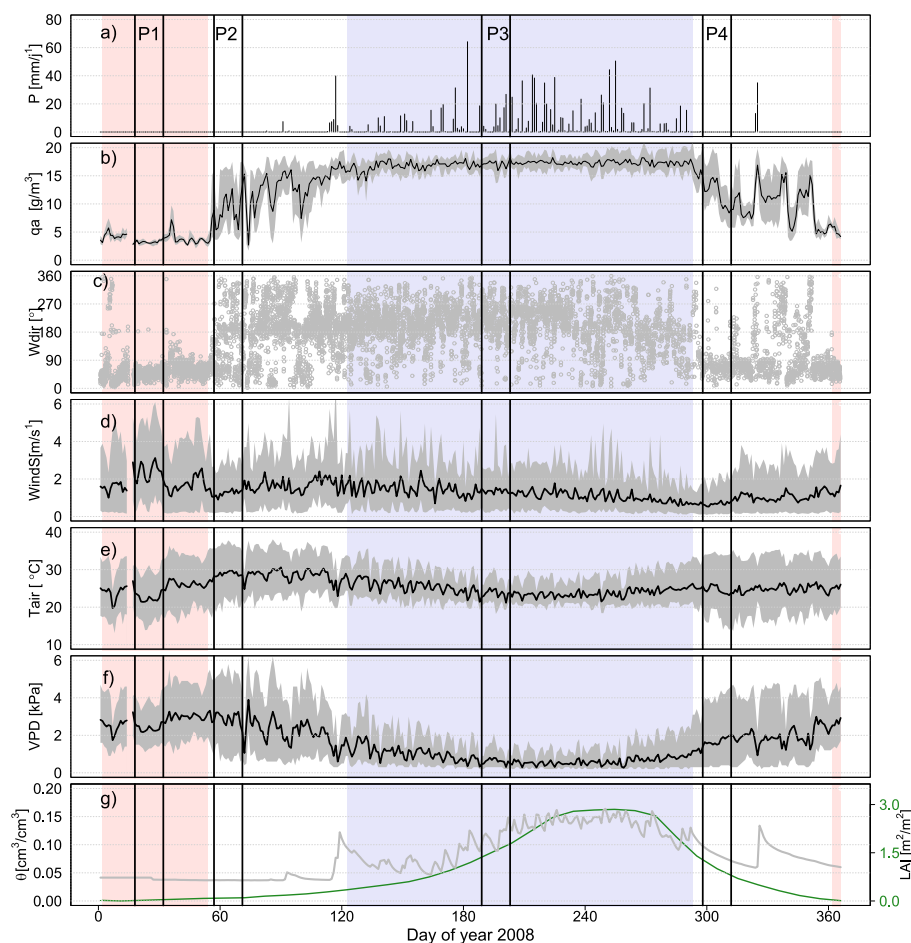


Fig. 2. Seasonal variation of meteorological variables: daily average (black line) and daily range (grey shaded areas) of (a) precipitation, (b) absolute humidity, (c) 30 min instantaneous wind direction, (d) wind speed, (e) air temperature, (f) vapor pressure deficit (VPD), (g) soil water content in the 0–30 cm layer (left axis) and Leaf Area Index (LAI) (right axis). The rose and blue shaded areas highlight the dry and wet season, respectively, according to the absolute humidity (q_a) criterion (see text). The vertical bars delimit the four studied periods.

conductance model, as described by Collatz et al. (1992) for C4 vegetation. More details about this model can be found in chapter 8 of the CLM4 technical note (Thornton, 2010). A C4 grass was chosen for stomata characteristics. The required atmospheric (air temperature, precipitation, humidity) and surface (LAI, soil moisture) forcings are those presented further in Fig. 2. The photosynthetically active radiation (PAR) was calculated as a fraction (0.5) of the observed incoming short-wave radiation for both sunlit and shaded leaves. The leaf temperature was assessed from the outgoing longwave radiation measurements using the Stefan–Boltzmann law and a 0.97 emissivity for leaves.

3 Results and discussion

3.1 A contrasting seasonal cycle

Figures 2 and 3 illustrate the 2008 annual cycle of the atmospheric forcing, the surface conditions and the components of surface the radiative budget. These figures show a succession of wet and dry seasons separated by two dry-to-wet and wet-to-dry transition periods, typical of this Sudanian climate. These four seasons, driven by the monsoon cycle, are characterized by highly contrasting atmospheric and surface conditions which lead to contrasting dynamics of the sensible and latent heat fluxes. Different authors (Sultan and Janicot, 2003; Lothon et al., 2008) have shown that the zonal wind and the water vapor mixing ratio (WVMR) can be used to define the seasons. In this study, the absolute humidity (q_a) was preferred to WVMR to delimit the seasons because it was directly measured by the gas analyzer; we verified that this criterion did not change drastically the delimitation as

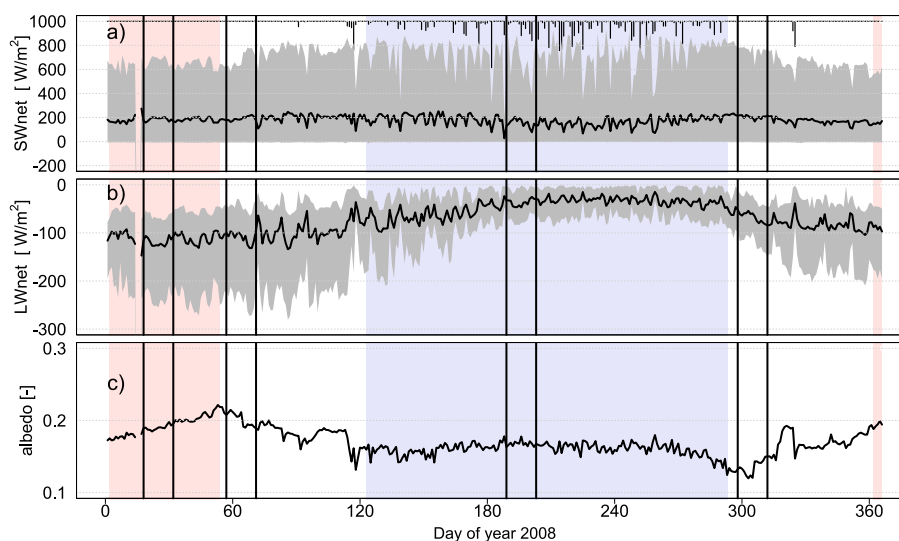


Fig. 3. Seasonal variation of radiation: daily average (black line) and daily range (grey shaded areas) of (a) the net shortwave radiation (SWnet), (b) the net longwave radiation (LWnet) and (c) the surface albedo. The rose and blue shaded areas highlight the dry and wet seasons, respectively. The vertical bars indicate the four studied periods (same as Fig. 2).

compared to the previous methods. The dry ($q_a < 6 \text{ g m}^{-3}$) and wet ($q_a > 16 \text{ g m}^{-3}$) seasons are represented by rose and blue shaded areas, respectively, in Figs. 2, 3, 6 and 10. The four seasons are described in the next section together with four 15-day periods that were chosen to characterize the atmospheric conditions and the surface response characteristics prevailing during each of these stages of the monsoon cycle. In this study, we focused on the net longwave and shortwave radiations, but more details on the four components of the radiative budget can be found in Kounouhéwa et al. (2013).

3.1.1 Dry season and period 1

The dry season (rose area in Fig. 2) was characterized by a steady, low q_a and dry north-easterly Harmattan wind that consisted of a light to moderate breeze (mean 2.4 m s^{-1}), bringing dry air ($q_a < 5 \text{ g m}^{-3}$; VPD $\sim 2.3 \text{ kPa}$). The surface conditions were dry and the soils remained bare as no rain occurred. The water content in the 30 cm top layer was $\sim 0.04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (Fig. 2g). In the Sudanian climate region, these steady dry conditions usually last less than two months (January–February, Fig. 2).

During the first 15-day period (P1) from DOY 18 to 32 (18 January to 1 February), typical of the dry season, the daily mean air temperature was 23°C (Fig. 2e, Table 2). The net shortwave radiation (SW_{net}, Fig. 3a) was low (maxima at $\sim 666 \text{ W m}^{-2}$) – firstly because the aerosols brought by the Harmattan wind reduced the incoming shortwave radiation, and secondly because the dry bare soil conditions induced a high surface albedo (~ 0.19 , Fig. 3c). The longwave radiative budget (LW_{net}) was negative all year long (Table 2), corresponding to an energy loss. During period P1, these strong

energy losses were associated with low atmospheric water contents and high surface temperatures (Fig. 2b and e). The minimum, maximum and mean LW_{net} values were, respectively, -235 , -65 W m^{-2} , and -118 W m^{-2} . The sum of short and longwave radiative budgets resulted in low net radiation values.

3.1.2 Dry to wet season and period 2

The “moistening transition season” (from dry to wet season) was characterized by monsoon flux intrusions. South-westerly winds brought moist air from the ocean at night, whereas north-easterly conditions prevailed during the day as shown in (Fig. 2c) where the wind direction abruptly alternated from north to south during the daily cycle. The nighttime advection of moist air (content as high as 18 g m^{-3}) in the lowest levels of the atmosphere by south-westerly winds is one of the atmospheric signatures of the moistening season. These wet layers were mixed with the whole boundary layer during the following day, when the convection developed and the dry, north-easterly conditions prevailed (Lothon et al., 2008). These peculiar dynamical conditions are due to the large-scale daily ITCZ oscillations and the vertical development of the boundary layer (Pospichal et al., 2010; Lohou et al., 2010). This leads to a gradual, although irregular, increase of the absolute humidity, responsible for the observed day-to-day variability (Fig. 2b). During this period, a few isolated but heavy rainfalls were observed, triggering the development of the vegetation.

The second 15-day period (P2), from DOY 57 to 71 (26 February to 11 March), has been defined as typical of the moistening season. The P2 period captured the whole dry-to-wet air humidity (q_a) variability, since its daily mean

Table 2. Meteorological and turbulent fluxes daily mean (mean), minimum (min) and maximum (max) for the four studied periods (year 2008); sd is the standard deviation of the minimum and maximum values during each 15-day period.

Variables and units	P1 DOY 18–DOY 32 18 Jan to 1 Feb			P2 DOY 57–DOY 71 26 Feb to 11 Mar			P3 DOY 189–DOY 203 7 to 21 Jul			P4 DOY 298–DOY 312 24 Oct to 7 Nov		
	Mean	Min ± sd	Max ± sd	Mean	Min ± sd	Max ± sd	Mean	Min ± sd	Max ± sd	Mean	Min ± sd	Max ± sd
T_{air} (°C)	22.6	16.2 (±1.2)	29.9 (±1.5)	28.9	21.0 (±1.4)	36.4 (±0.8)	23.7	19.06 (±1.1)	27.6 (±1.7)	24.6	16.8 (±2.1)	34.05 (±0.4)
q_a (g m ⁻³)	3.3	2.9 (±0.3)	3.6 (±0.3)	9.02	5.2 (±1.8)	14.9 (±2.8)	17.14	15.6 (±0.9)	18.5 (±0.7)	11.8	8.7 (±2.2)	16.1 (±3.1)
Winds (m s ⁻¹)	2.4	0.6 (±0.3)	4.9 (±0.6)	1.3	0.12 (±0.05)	2.8 (±0.4)	1.4	0.2 (±0.1)	2.9 (±0.9)	0.7	0.13 (±0.03)	1.9 (±0.3)
VPD (kPa)	2.4	1.4 (±0.13)	3.8 (±0.3)	2.9	0.9 (±0.3)	5.2 (±0.4)	0.6	0.3 (±0.1)	1.3 (±0.4)	1.7	0.3 (±0.1)	4.1 (±0.3)
SW_{in} (W m ⁻²)	229	-5 (±0.5)	814 (±47)	239	-5 (±0.8)	851 (±73)	184	-2 (±0.5)	790 (±177)	236	-6 (±1.3)	859 (±44)
SW_{out} (W m ⁻²)	44	2 (±0.3)	148 (±9)	48	2 (±0.4)	165 (±7)	31	0.2 (±0.8)	121 (±24)	32	-1 (±0.8)	101 (±8)
SW_{net} (W m ⁻²)	185	-8 (±0.6)	666 (±39)	191	-8 (±0.8)	686 (±68)	153	-4 (±0.7)	669 (±153)	204	-6 (±0.8)	760 (±41)
LW_{in} (W m ⁻²)	331	309 (±13)	358 (±17)	392	362 (±12)	424 (±14)	409	379 (±7)	434 (±6.2)	380	353 (±19)	415 (±17)
LW_{out} (W m ⁻²)	449	380 (±10)	588 (±13)	501	414 (±9)	655 (±9)	446	420 (±6)	490 (±15)	447	393 (±12)	529 (±7)
LW_{net} (W m ⁻²)	-118	-235 (±15)	-65 (±7)	-109	-237 (±21)	-45 (±10)	-37	-72 (±10)	-7 (±5)	-67	-120 (±16)	-29 (±12)
R_n (W m ⁻²)	67	-96 (±7)	442 (±29)	82	-85 (±9)	446 (±42)	116	-37 (±13)	488 (±149)	137	-63 (±13)	625 (±78)
G (W m ⁻²)	0.3	-88 (±6)	174 (±11)	1	-93 (±8)	189 (±14)	0	-48 (±15)	88 (±35)	0	-48 (±7)	97 (±14)
H (W m ⁻²)	72	-26 (±10)	326 (±40)	72	-13 (±7.5)	291 (±38)	24	-17 (±4)	103 (±38)	69	-13 (±10)	288 (±51)
LE (W m ⁻²)	7	1 (±1.2)	17 (±4)	10	-8.5 (±10)	41 (±30)	115	9 (±13)	259 (±58)	54	-1 (±10.6)	167 (±83)

oscillates between 5 and 15 g m⁻³ (Fig. 2b). The surface and radiative conditions were similar to those of period P1; the surface was still bare and dry, with albedo values close to 0.2 (Fig. 3c), and the maximum value of the net shortwave radiation was only slightly higher than that observed in P1. LW_{net} remained strongly negative, even though it increased in comparison to P1, meaning that the surface was still warm at this period of the year (Fig. 3b).

3.1.3 Wet season and period 3

The wet season was characterized by a moist, southerly, monsoon flow. The wind direction was well established to be at 240°. According to the definition proposed by Sultan and Janicot (2003), the monsoon onset occurred on 22 June 2008. Rainfall frequency increased after the onset because of a higher occurrence of mesoscale convective events. During this season, the absolute humidity was remarkably stable (~18 g m⁻³) with a low day-to-day variability (Fig. 2b). The wet season ended when northerly wind conditions returned.

The P3 period, from DOY 189 to 203 (7 to 21 July), was chosen to be after the monsoon onset. Nine rainy days were observed during this 15-day period, in which 97 mm of rainfall accumulated. The high soil water content (~0.12 cm³ cm⁻³, Fig. 2g) favored the development of the herbaceous layer (LAI ~1.5 m² m⁻², Fig. 2g). The net shortwave radiation shows a strong day-to-day variability (Fig. 3a). These variations were related to changes in cloud cover, which reduced the incoming shortwave radiation. Because of the vegetation cover and the wet state of the surface, the albedo reached values lower than in the dry season (~0.15, Fig. 3c) and the outgoing shortwave radiation was reduced. In turn, the surface cooling reduced the outgoing longwave radiation and thus increased the net longwave radiation, which reached its highest mean daily value (-37 W m⁻², Fig. 3b, Table 2). During period P3, the range of variation of the daily air temperature was lower than 10 °C, with a daily mean of about 24 °C. These wet conditions corresponded to a low atmospheric demand (the mean daily VPD was 0.6 kPa, Fig. 2f).

3.1.4 Wet to dry season and period 4

At the end of the rainy season, when almost no rain occurred, the crops were harvested and the remaining senescent annual vegetation was burnt mid-November. The soil surface began to dry but was not completely dried out (Fig. 2g). The wind direction changed (~70°) but south-westerly conditions were observed from time to time; these brought moisture and sometimes rainfall.

The P4 period, from DOY 298 to 312 (24 October to 7 November) was chosen to be 7 days after the last rainy event of the wet season. The mean air temperature was close to that of the wet season (25 °C, Table 2), but the daily range was larger (17 °C). In this period, the vegetation height was

at its yearly maximum, but the senescence phase had begun, as shown by the decrease in LAI (Fig. 2g). Thus, the albedo reached its lowest yearly value (~0.13, Fig. 3c). The net shortwave radiation increased (mean daily maximum of 760 W m⁻²) for two reasons: albedo decrease and clear-sky conditions (Fig. 3a). The net longwave radiation increased slightly (daily mean of -67 W m⁻²), as the surface dried and the surface temperature increased.

3.2 Data quality control

3.2.1 Spatial representativeness of the eddy covariance measurements

In the study area, the landscape is composed of small fields interspersed with areas of natural vegetation. For such a context, a footprint analysis is necessary to characterize the representativeness of the measurements. Figure 4 presents the average footprint (as defined in Sect. 2.3.1) for each selected period, superimposed on a Google Earth image (April 2010). Each isocontour represents the area contributing to 25, 50 and 75 % of the observed sensible heat flux, respectively. One has to keep in mind that our averaging procedure favors daytime footprints which extend to typically 70 m upwind. The method gives less importance to nighttime footprints, which can extend up to 750 m upwind. During period P1 (Fig. 4a), the measurements were likely affected by shrubs upwind. The riparian forest located to the north of the site (which appears at the top of Fig. 4a) was far enough away and did not significantly influence the measurements. During this period, the footprint extension was limited to 70 m. During period P2 (Fig. 4b), the wind direction varied considerably, but the footprint mainly remained over bare soil areas. Although daytime winds were mainly north-easterly winds, south-westerly night winds also significantly contributed to the footprint, as this wind direction lasted after sunrise. Thus, the “bas-fond” area (seasonally clogged headwater area, see Sect. 2.1), which is surrounded by trees, was partly included in the footprint. During this period, southerly winds were also observed from time to time. For these conditions too, some isolated trees likely contributed to the measured fluxes. During period P3 (Fig. 4c), the wind direction changed to the south-west. A 0.6 m high herbaceous layer had grown almost everywhere around the flux station in such a way that most of the shrubs were overlaid by grass, and the turbulent flows were only disturbed by some isolated trees. Finally, during period P4 (Fig. 4d), the vegetation was high (~2.5 m) and the roughness length (0.4 m) and the displacement height (1.6 m) increased accordingly. For these vegetated conditions, the footprint areas were reduced by a factor of two compared with the one for P1, and the contributing areas were much closer to the sensors.

The contributions of fallows or annual crops to 75 % of the footprint area were respectively 87, 87, 77, and 97 % for periods P1, P2, P3, and P4. However, the measurements

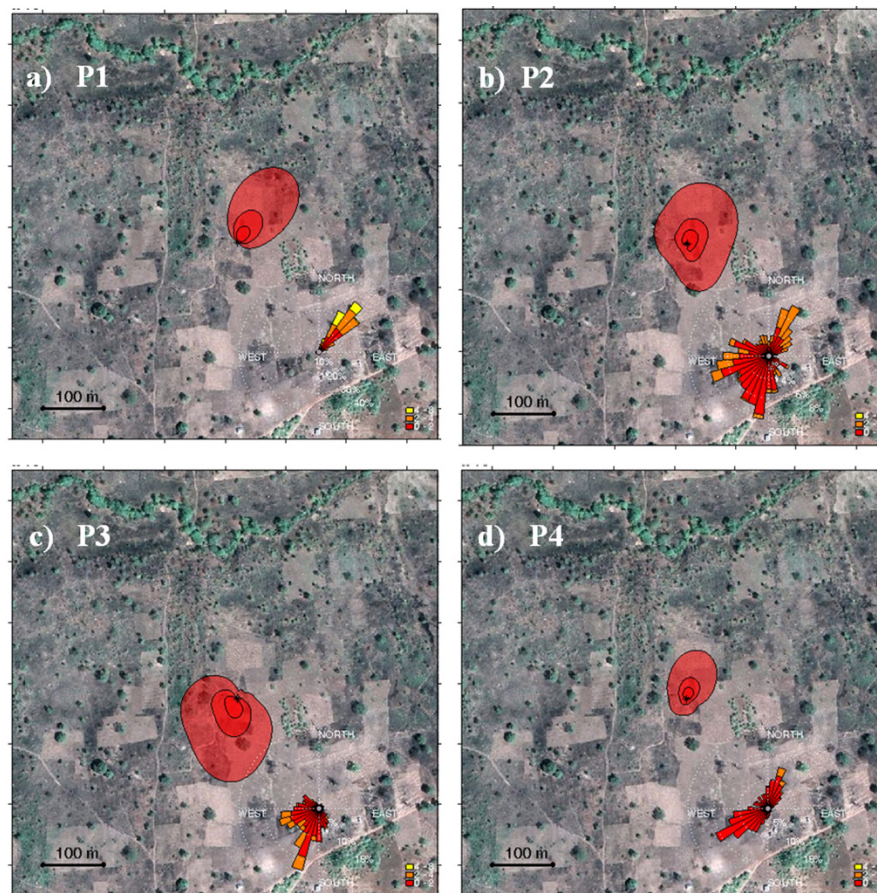


Fig. 4. Average footprint corresponding to each of the four selected periods superimposed over a Google Earth image (April 2010). Each isocontour delimits the area contributing to 25, 50, and 75 % of the measured sensible heat flux, respectively. The corresponding wind rose is shown in each plot for three wind speed classes: $0\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ (red), $2\text{--}4\text{ m s}^{-1}$ (orange) and $4\text{--}6\text{ m s}^{-1}$ (yellow). (a) P1 (18 January–1 February); (b) P2 (26 February–11 March); (c) P3 (7–21 July) and (d) P4 (24 October–7 November).

were slightly more affected by the surrounding trees during period P3. From these analyses, we considered that the flux measurements presented below to be representative of the cultivated areas (mixed fields and fallows) for the four studied periods.

3.2.2 Energy balance closure

The energy balance closure was computed for the whole year and for the four 15-day periods. Scatter plots of $(LE + H)$ vs. $(R_n - G)$ are shown in Fig. 5. At the 30 min timescale, the determination coefficient r^2 ranged from 0.90 to 0.97, which indicated that most of the variability in the observed turbulent fluxes can be explained by the available energy. Considering the whole year (Fig. 5a), the coefficient of the linear regression (0.84) indicated 16 % of nonclosure, which corresponded to an underestimation of $(H + LE)$ as compared to $(R_n - G)$. However, the energy balance closure varied, depending on the period of the year. During period P1, the determination coefficient was the highest (97 %), but the slope

of the regression line was higher than 1 (1.1). This was due to midday values for which the $(H + LE)$ was larger than $(R_n - G)$. This suggests an underestimation of the available energy, which can be explained by dust deposits on the radiation sensor. The sensor opacity impacts the net radiation, mostly when the sun is high in the sky. For values lower than 250 W m^{-2} , the available energy and the turbulent fluxes were well correlated. However, the turbulent fluxes could be affected by errors that were not detectable. The uncertainty on the sensible heat flux for period P1 was estimated to $\pm 8\%$, as the ratio of the standard deviation of the residuals (linear regression in Fig. 5b) divided by the maximum value of H .

During period P2, the slope of the regression line was 1.04, suggesting a good balance closure (Fig. 5c). The increased scattering for large $(R_n - G)$ values was partly due to R_n measurements that were again partly affected by dust since the sensor had not been cleaned since the middle of the period. The uncertainty on turbulent fluxes for this period was $\pm 16\%$.

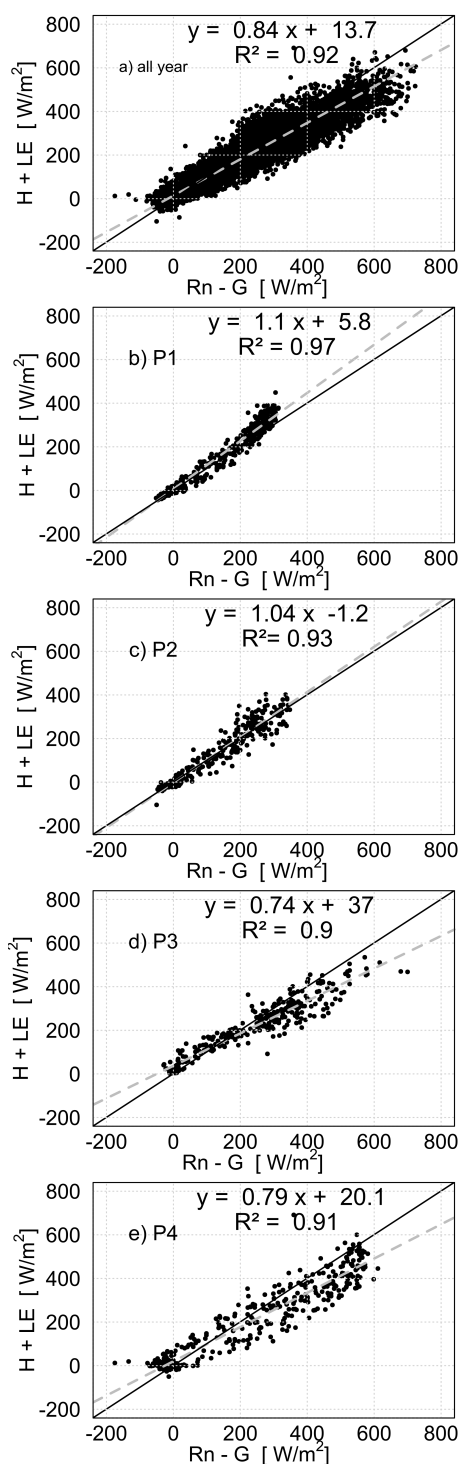


Fig. 5. Energy balance closure for the whole year (a) and the four studied periods: (b) P1 (18 January–1 February); (c) P2 (26 February–11 March); (d) P3 (7–21 July) and (e) P4 (24 October–7 November). The numbers of available half-hourly data which have been used to compute the regression line were 11 180, 673, 408, 293 and 444, respectively, for the whole year, P1, P2, P3, and P4.

For the last two periods, P3 and P4 (Fig. 5d and e), the regression coefficient was significantly lower than 1, indicating a strong (–25 to –20%) underestimation of turbulent fluxes. Because of systematic power shortages during the night, which stopped the gas analyzer until 09:00 UTC in period P3, the low values of turbulent fluxes ($< 200 \text{ W m}^{-2}$) in Fig. 5d only corresponded to evening fluxes. These evening turbulent fluxes were larger than the available energy. A similar pattern was observed for period P4. However, morning values were available for P4, which produced a typical out-of-phase pattern (figure-eight-shaped), shown in Fig. 4d. This may be due to the vegetation cover, which acted as a buffer and induced a time shift in the daily peak of the soil heat flux. As a result, some hysteresis or asymmetry appeared. However, this canopy storage accounts for one or two tens of W m^{-2} , which does not explain the observed order of magnitude ($\sim 100 \text{ W m}^{-2}$) of the nonclosure. Previous studies have shown that secondary circulations seriously affect the eddy covariance flux measurements and thus may contribute to the unclosed energy balance, in particular above heterogeneous terrains (Inagaki et al., 2006; Kanda et al., 2004; Steinfeld et al., 2007). In our climatic context, Lohou et al. (2010) showed that the entrainment at the top of the boundary layer affected the entire boundary layer down to the surface. We argue that such a situation cannot explain the energy imbalance observed in P3 and P4 because entrainment impacts have been identified at night during transition periods when northern and southern wind conditions alternated. During the day, convective situations dominated and the thickness of the boundary layer remained large (2 km) as shown by Doukouré (2011). Thus, considering that the net radiation was unbiased during these two periods (sensor cleaned by rain), the three other energy budget terms cumulated the imbalance proportionally to their absolute values.

Although imperfect, the energy balance closure presented in this study was similar or better than what was commonly found with the eddy covariance method in previous studies (Wilson et al., 2002), especially in the western African regions (Mauder et al., 2007; Bagayoko et al., 2007; Brümmer et al., 2008; Ramier et al., 2009; Timouk et al., 2009). In conclusion, we considered the consistency and quality of the various flux components to be satisfactory.

3.3 Seasonal and daily dynamics of energy budget terms

The annual cycle of the four energy budget components is shown in Fig. 6. The shaded grey areas show the large daily amplitude. One can notice the low values of the net radiation in dry season ($< 500 \text{ W m}^{-2}$). The sensible heat flux H over bare soil had a rather steady behavior, similar to the net radiation. The daily mean, R_n , and the peak value reached 80 and 330 W m^{-2} , respectively. During the wet season, R_n was as high as 800 W m^{-2} , but had a large day-to-day variability due to the cloud cover; the average sensible heat flux was half the value of the previous season. Then, H increased slowly at

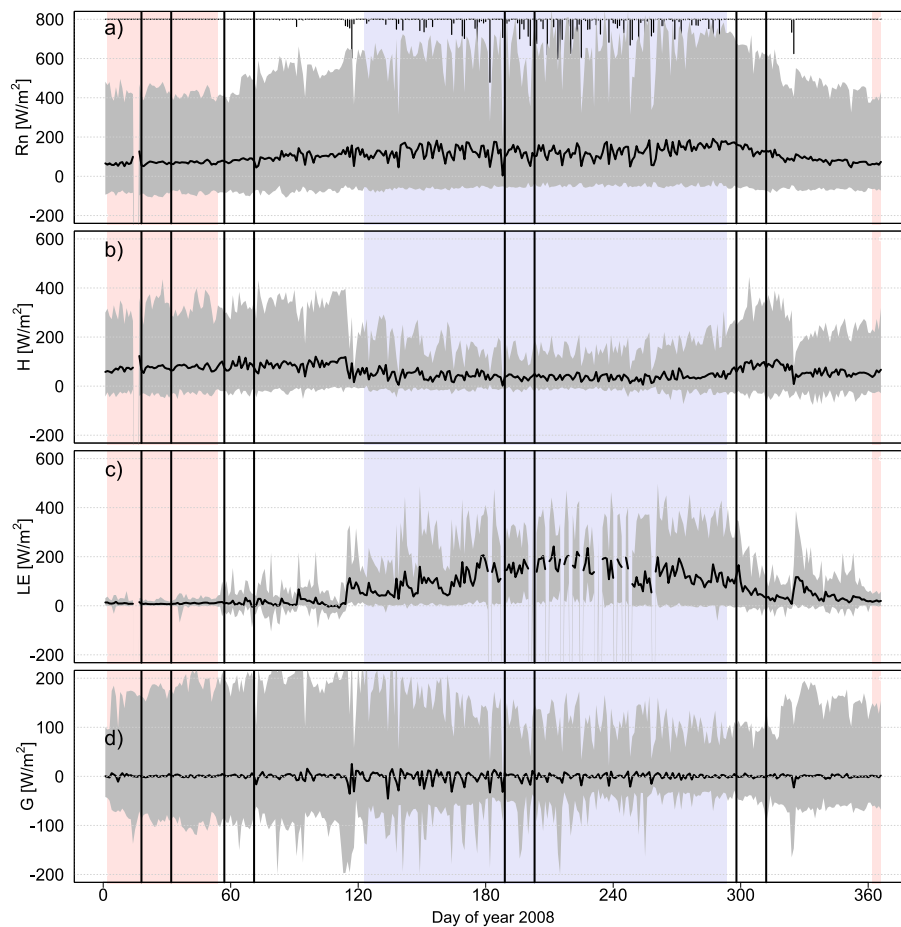


Fig. 6. Seasonal variation of energy fluxes: daily average (black line) and daily range (grey shaded areas) of (a) net radiation (R_n), (b) sensible heat flux (H), (c) latent heat flux (LE) and (d) soil heat flux (G). The rose and blue shaded areas highlight the dry and wet seasons, respectively. The vertical bars indicate the four studied periods (same as Fig. 2).

the end of the wet season when vegetation dried and rainfall stopped. The latent heat fluxes, LE, had an opposite behavior with very low values during the dry and transition seasons, and high values during the wet season (daily maximum values up to 450 W m^{-2}). The soil heat flux showed a wide daily amplitude, but the daily average remained close to zero. When rainfall occurred on hot soil surface (DOY 95, Fig. 6d), sharp drops in the ground heat fluxes were observed; these negative values corresponded to a rapid release of energy that fed evaporation processes.

In light of the energy fluxes time series, each period from P1 to P4 was well representative of the corresponding season. This is illustrated in Fig. 7 where box plots of mid-day (10:00–14:00 UTC) sensible heat fluxes were compared for each period and each season. The median value of period P1 was slightly higher than for the whole dry season ($+20 \text{ W m}^{-2}$), but the difference was less than 7% of mid-day value. The sensible heat flux variability during P2 was largely reduced in comparison to the whole moistening season because a period without any rainy event was chosen.

Nevertheless, the median value of P2 was close to the seasonal median value. For the period P3, sensible heat fluxes were at their lowest daily values as also shown in Fig. 6b. Finally, the drying season was hardly captured with a single 15-day period because climatic and surface conditions changed greatly during this transition season. To summarize, P1 and P2 (P3) represented the highest (lowest) sensible heat flux regime, while P4 was only representative of the beginning of the wet-to-dry transition season with decaying herbaceous vegetation. Although it cannot be generalized to the entire wet-to-dry season, the P4 period characterizes a long-lasting surface drying episode, with vegetation in senescent phase, which can be useful for both the parameterization and the evaluation of land surface models.

The following paragraphs focus on the four 15-day periods, and more precisely on the daily cycles of R_n , H , LE and G . In order to draw robust conclusions, daily composites of each energy budget term have been computed. They are reported in Fig. 8a–d. Table 2 regroups daily statistical

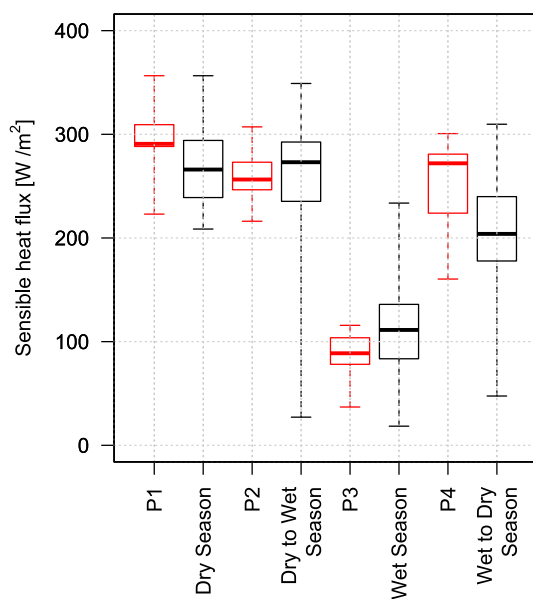


Fig. 7. Box plots of midday sensible heat flux (H) for the four studied periods (red) and the full corresponding season (black). Each box represents the median, the 25th, and the 75th quartiles; the whiskers indicate the maximum and the minimum values of H . Period P1 (18 January–1 February); period P2 (26 February–11 March); period P3 (7–21 July) and period P4 (24 October–7 November).

characteristics including daily means, min and max daily values and their respective standard deviation for each period.

For period P1 (Fig. 8a), R_n shows a “bell-shaped” pattern typical of clear-sky conditions. However, R_n reached a low daily maximum ($442 \pm 29 \text{ W m}^{-2}$) due to the high aerosol concentration brought by the Harmattan wind, the strong surface albedo (~ 0.2), and the large surface temperature amplitude ($18\text{--}50^\circ\text{C}$) (not shown). The minimum was $-96 \pm 7 \text{ W m}^{-2}$, and the maximum value was reached just before noon because of large LW_{net} amplitude that increased until 13:30 UTC and reached -170 W m^{-2} (Fig. 3b). During this period, G was in phase with the daily course of the net radiation. It ranged between $-88 \pm 6 \text{ W m}^{-2}$ at night, and $174 \pm 11 \text{ W m}^{-2}$ just before noon (Table 2). Despite the high surface temperature and hence the high temperature gradient in the soil, G was limited by the low thermal conductivity of the dry soil ($0.56 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$). During nighttime, G did not compensate R_n entirely, and negative sensible heat fluxes were observed ($-26 \pm 10 \text{ W m}^{-2}$). During daytime, the sensible heat flux H was also bell-shaped, but shifted slightly after noon. As the surface was hot and dry, the available energy was mainly converted into H , which reached its maximum of $326 \pm 40 \text{ W m}^{-2}$ at 12:30 UTC. It remained positive one hour later than R_n since the atmospheric stability systematically became positive at 18:00 UTC during this period as shown in Fig. 9a. By contrast, LE was low but nonzero, although the soil was bare and the surface was dry. Its daily maxi-

imum value was $17 \pm 4 \text{ W m}^{-2}$. This nonnegligible amount of evapotranspiration may have originated from the transpiration of shrubs and sparse trees, located northward as shown in the footprint analysis (Fig. 4a). However, the slight decrease observed in the 0–30 cm soil water content during this period (Fig. 2g) suggests a possible contribution of soil evaporation.

The P2 period is rather similar to period P1, since the soil was still bare. During the P2 period no rainfall occurred and air and surface temperature increased, which increased the time shift between the sensible heat flux and the net radiation. At night, the absolute sensible heat flux was lower because of weaker wind and the weaker absolute temperature gradient (see Fig. 14d and Sect. 3.5). Changes in wind direction and moisture supply from night monsoon flow did not affect surface processes, but increased the day-to-day variability of the energy fluxes since the footprint explored all the directions around the sensor (Fig. 4b). This is particularly obvious on latent heat flux statistics (Table 2). However, the slight increase of LE could be attributed to an increase in shrub activity. Indeed, Seghieri et al. (2009) have shown that in Sudanian climate region, shrub flowering is probably linked to the rise of air temperature, which occurs from February to May in the study region. Bearing in mind that flowering involves a significant activity, this means that shrubs should have a higher transpiration activity in P2 and could also explain the increase in latent heat flux between P1 and P2. Thus, the latent heat flux was low (Fig. 8b) but not null in the dry season on our site, even if the soil surface remained dry.

During P3 (Fig. 8c), the occurrence of rainfalls changed both atmospheric and surface conditions dramatically. The soil remained wet due to regular rainfalls and the annual vegetation was well established. As a consequence, the surface temperature (not shown) had a low daily amplitude ($25\text{--}32^\circ\text{C}$) and the net radiation was lower ($-37 \pm 13 \text{ W m}^{-2}$) for the entire night until 06:00 UTC, as compared to the previous periods. The cloud cover was lower in the afternoon than in the morning, and the maximum daily R_n was observed at 13:00 UTC. The daily cycle of R_n directly affected turbulent fluxes, which exhibited the same midday shape. The surface conditions were favorable to LE, which was the main consumer of the available energy. LE peaked at $259 \pm 58 \text{ W m}^{-2}$. However, sensible and ground heat fluxes were nonnegligible, with respective maximum daily values of $103 \pm 38 \text{ W m}^{-2}$ and $88 \pm 35 \text{ W m}^{-2}$. It was also quite surprising to observe positive latent heat fluxes in the evening until midnight (Fig. 8c) (no LE observation was available later in the night). As $(w'q')$ covariance was always positive, this was not attributed to flux corrections. During the night, the stability was slightly positive (0.1 ± 0.1), which characterized a near-neutral surface layer (Fig. 9c). This process may be fed by the release of energy stored into the ground since available energy is positive until midnight (i.e. $R_n > G$ in Fig. 8c). Mauder et al. (2007) also observed positive latent heat fluxes at night in Nigeria, which were attributed to the advection of dry air over a wet surface. However, in our case

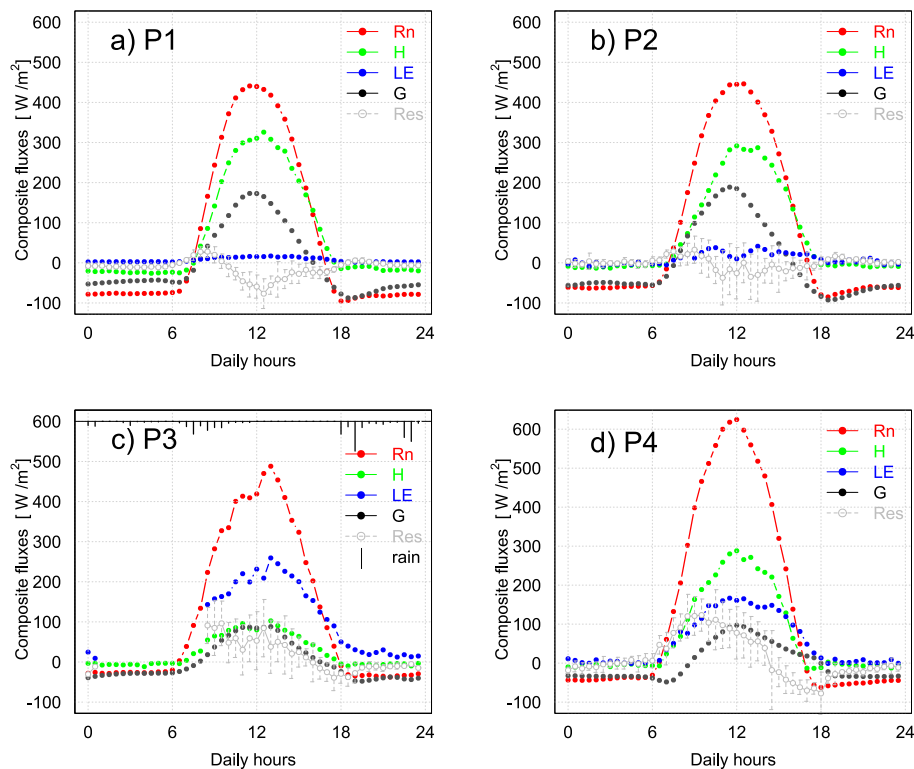


Fig. 8. Composite diurnal cycle of the energy budget components for the four periods: (a) P1 (18 January–1 February); (b) P2 (26 February–11 March); (c) P3 (7–21 July) and (d) P4 (24 October–7 November). Net radiation (R_n , red), sensible heat flux (H , green), latent heat flux (LE , blue), soil heat flux (G , black) and the residual of the energy balance equation ($Res = R_n - G - H - LE$, grey); the grey brackets represent the residual standard deviation.

the positive latent heat fluxes during nighttime were not attributable to dry air advection as no changes in wind direction were observed during P3. Incomplete stomata closure during the night in C4 species can occur in response to a water-vapor deficit, temperature, or water or nutrient availability (Caird et al., 2007), any of which can induce nighttime transpiration (Snyder et al., 2003). Nevertheless, stomatal conductances have to be directly measured to confirm this assertion and to quantify the transpiration contribution observed in the latent heat fluxes at night.

During P4, clear-sky conditions prevailed again, but the net radiation rapidly decreased (Fig. 6a) because of the lower solar radiation at his period of the year. In addition, the surface temperature increased, which lowered the longwave net radiation (Fig. 3b). The daily cycle of R_n reached its maximum at noon ($625 \pm 78 \text{ W m}^{-2}$) as well as the other terms of the energy budget. During this period, the soil and vegetation were drying, and the daily maximum of the latent heat flux was continuously decreasing (Fig. 6c). At night, LE fell to zero one hour after R_n turned negative. This behavior is different from the previous period P3 because night stability (Fig. 9d) was near unity in P4 while it was near neutral during period P3. The daily dynamics of G showed a two-hour delay in the morning in comparison to R_n . This explains the out-of-

phase pattern already observed on the energy budget closure (Fig. 5e). We assumed that this phase shift was caused by the height of the vegetation layer (2.5 m), which induced a delay in soil surface warming, whereas turbulent fluxes and net radiation followed the dynamics of the skin temperature of the top of the canopy (Santanello and Friedl, 2003). However, one has to remember that, as the surface conditions changed during this season, little generality can be derived from the analysis of this P4 period.

3.4 Characterization of surface processes

In this section, the energy partitioning is analyzed and discussed with classical synthetic variables such as the evaporative fraction, the Bowen ratio and the surface conductance, in order to identify specific functioning characteristics of this Sudanian cultivated area and to derive useful parameters for land surface modeling.

3.4.1 Energy partitioning and surface characteristics

The midday average evaporative fraction (10:00–14:00 UTC) (EF) is presented in Fig. 10a for the examination of the seasonal variations in energy partitioning related to surface conditions. Two contrasting surface behaviors were

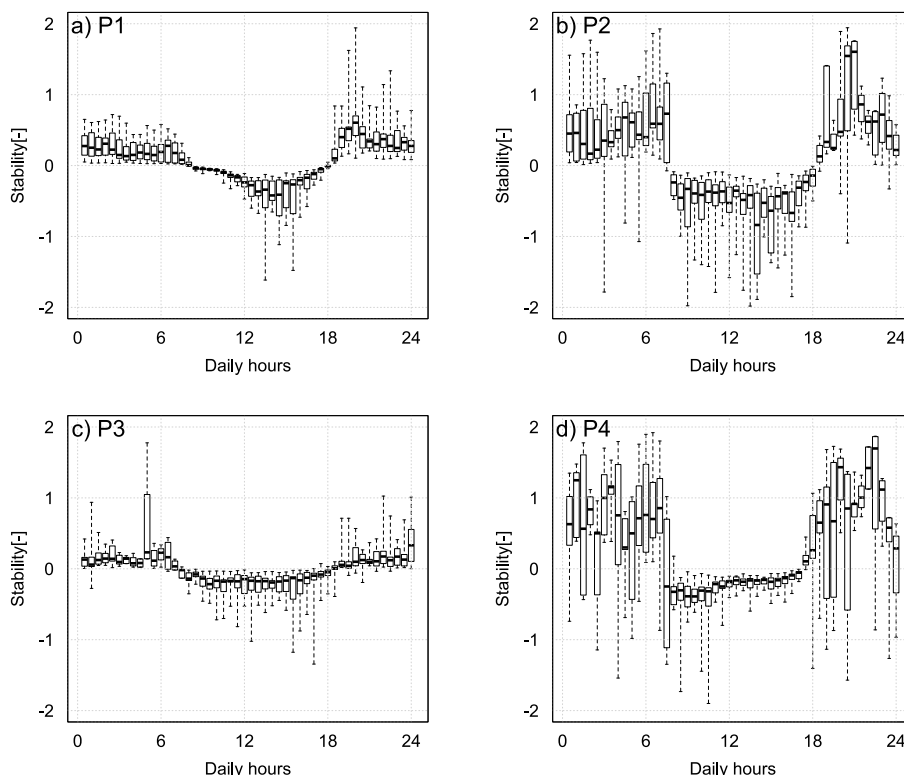


Fig. 9. Box plots of composite Monin Obukhov Stability at Nalohou site during (a) period P1 (18 January–1 February); (b) period P2 (26 February–11 March); (c) period P3 (7–21 July) and (d) period P4 (24 October–7 November). Each box represents the median and the 25th and 75th quartiles; the whiskers indicate the maximum and the minimum values of the stability.

identified. During the dry season, from January to the end of February, very low evaporation occurred ($EF = 0.08$); during this period, the soil was bare and dry (Fig. 2g). By contrast, EF remained high (close to 0.75) and steady in the second part of the wet season, for 4 months as from the monsoon onset (22 June 2008; DOY 174). In this period, the soil water content exceeded $0.12 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ and EF was not affected by the soil water content or the vegetation development.

Between these two periods, EF was highly variable in response to isolated rainfall events, which usually occur during the transition periods. These events induce large fluctuations in soil water availability and vegetation stress, which drive the vegetation development in the dry-to-wet period. The dynamics of EF associated with isolated rainfall events are clearly illustrated in Fig. 10a; the heavy rainfall that occurred on DOY 325 (20 November 2008) over bare soil and after the vegetation burning resulted in an instantaneous increase of EF from 0.2 to 0.75, followed by a 10-day decrease. A more detailed analysis of the surface response and recovery associated with rainfall events is presented in Lohou et al. (2013) for all AMMA–CATCH flux sites.

The Bowen ratio plotted on the same graph (Fig. 10a) shows the opposite behavior. The decrease of β starting around DOY 30 (30 January 2008) is interpreted as the signature of the transpiration of the ligneous vegetation, in a period

where neither rain nor change in soil moisture was observed. Indeed, the maximal value of β was phased with the renewal of trees or shrubs leaves (Seghier et al., 2009), and the increase in LE was synchronous with leaf development.

The observed conductance, G_s , and the decoupling factor, Ω , are plotted in Fig. 10b for the whole year. During the dry season, when the soil was bare, G_s was less than 1 mm s^{-1} and the decoupling factor was almost null, meaning that surface and the atmosphere were coupled. Because of the high instability of the surface layer near the ground, the mixing imposed the atmospheric water vapor deficit to the air layer close to the ground surface. After the monsoon onset (as from DOY 174), when the vegetation had grown enough and the soil moisture no longer limited the vegetation activity, the canopy conductance reached 20 mm s^{-1} with a maximum value of about 30 mm s^{-1} . These values are consistent with the usual values for crops, as observed by Bagayoko et al. (2007) in Burkina Faso. The decoupling factor was still far from unity and remained below 0.7. This means that a full decoupling between the atmosphere and the canopy water vapor deficit was never observed, even when the vegetation was fully developed; the atmosphere was unstable enough to mix the air inside the canopy with the boundary layer. At the end of the wet season, the decrease of soil moisture and LAI

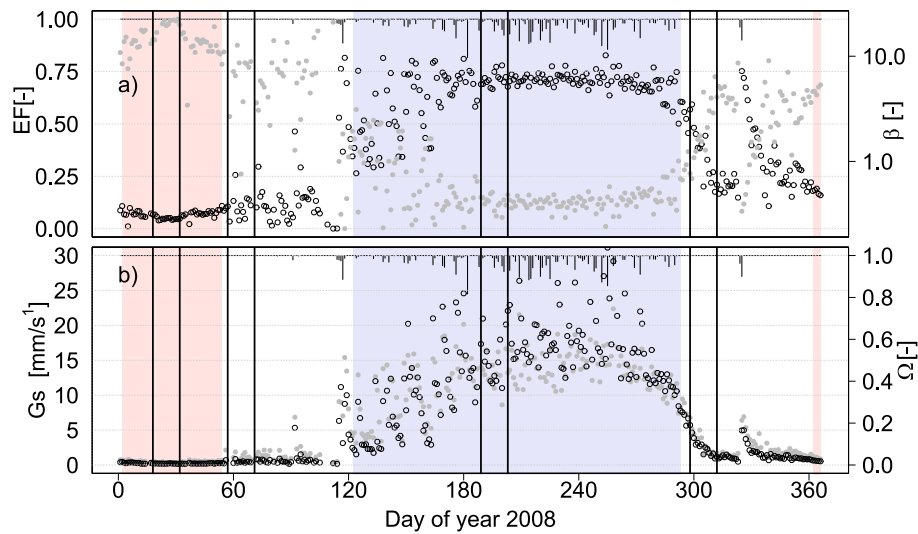


Fig. 10. Midday (10:00–14:00 UTC) average of (a) evaporative fraction (EF) (black circle – left axis), Bowen ratio (β) (grey points – right axis); (b) surface conductance (G_s) (black circle – left axis) and decoupling coefficient (Ω) (grey points – right axis). The rose and blue shaded areas highlight the dry and wet seasons, respectively. The vertical bars delimit the four studied periods (same as Fig. 2).

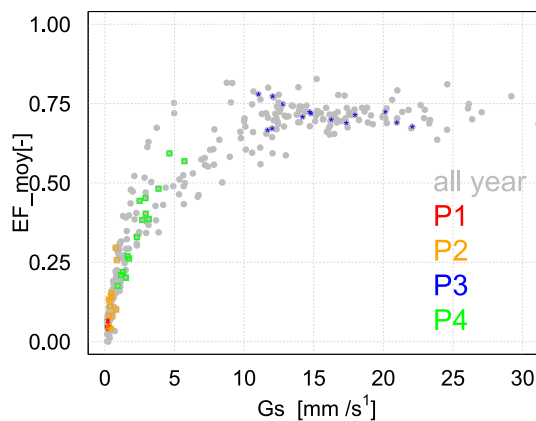


Fig. 11. Midday (10:00–14:00 UTC) evaporative fraction (EF_{moy}) versus midday surface conductance (G_s) for the whole year (grey) and for the four periods. P1: 18 January–1 February (red); P2: 26 February–11 March (orange); P3: 7–21 July (blue) and P4: 24 October–7 November (green).

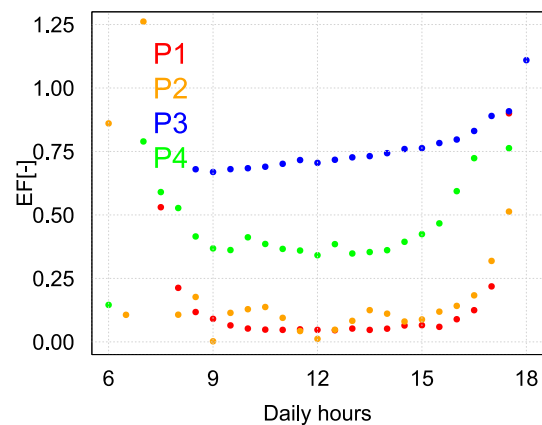


Fig. 12. Daily cycle of evaporative fraction (EF) for the four periods (same as Fig. 11).

resulted in a simultaneous decrease of both the conductance and the decoupling factor.

To analyze the sensitivity of the energy partitioning to the surface conditions along the annual cycle, the relationship between EF and G_s at midday was plotted in Fig. 11. The graph shows that EF was highly influenced by the surface conductance when G_s values were lower than 10 mm s^{-1} , as observed for periods P1, P2 and P4. By contrast, EF was no longer driven by the surface conditions when G_s was higher than this threshold value, as observed in the P3 period, and more generally after the onset; the evapotranspiration was

only driven by the atmospheric demand and by the available solar radiation.

3.4.2 Daily cycle of the evaporative fraction (EF)

The composite daily cycle of EF from 06:00 to 18:00 UTC (Fig. 12) shows a typical “concave up” shape with a minimum around 12:00 UTC. In the morning before 09:00 UTC, EF is noisy because negative sensible or latent heat fluxes can lead to low values of the sum ($H + LE$), which leads to large EF values.

During periods P1 and P2, EF was very low and showed negligible differences during the day, except at sunrise and sunset. Although clear in Fig. 8a and b, the time shift observed on the sensible heat fluxes has no marked effect on

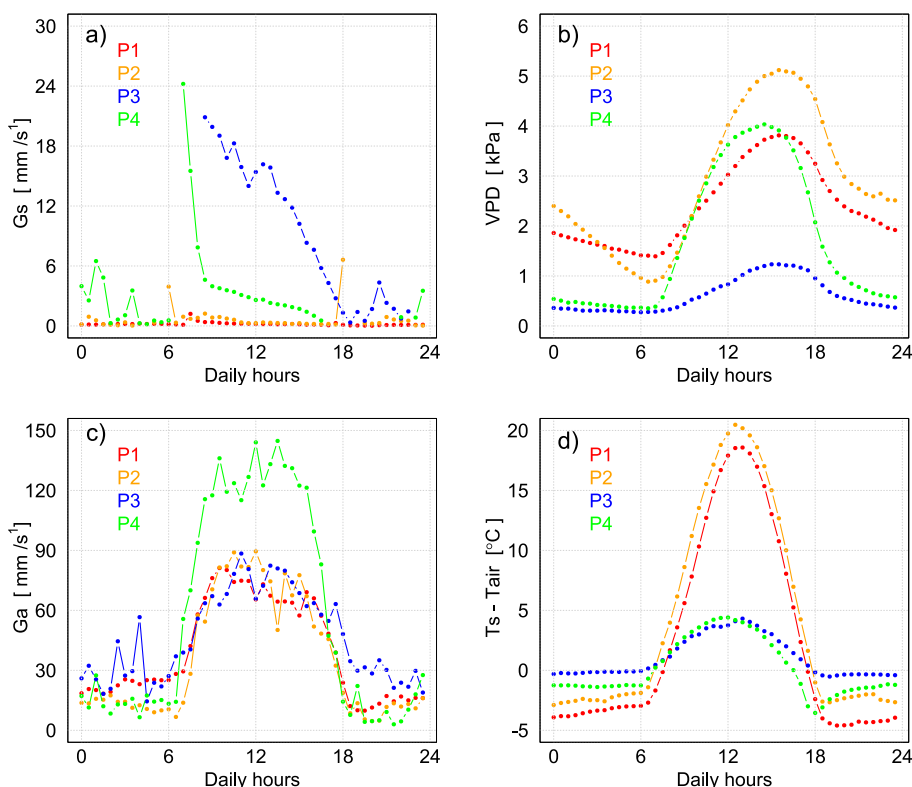


Fig. 13. Daily cycle of the (a) surface conductance (G_s), (b) water vapor deficit (VPD), (c) aerodynamic conductance (G_a) and (d) temperature gradient between surface and air ($T_s - T_{\text{air}}$) for the four periods P1: 18 January–1 February (red); P2: 26 February–11 March (orange); P3: 7–21 July (blue); and P4: 24 October–7 November (green).

the daily increase of EF (Fig. 12). In period P3, EF increases continuously during daytime from 09:00 UTC (0.69) to 16:00 UTC (0.80). Gentine et al. (2007) extensively studied EF and simulated an increase of EF at the end of the afternoon due to a thermal inversion into the canopy, when the temperature of the vegetation was greater than that of the soil. Such inversions, characterized by $EF > 1$, were not really observed in Nalohou except very late in the afternoon (18:00 UTC) during P3. This diurnal increase in EF was better explained by Gentine et al. (2012), who also showed that it can be due to a time shift between sensible and latent heat fluxes. Such a time lag was observed in period P3 when the maximum value of the latent heat flux was observed later than that of the sensible heat flux. Such a behavior resulted from a slower increase of the surface temperature in the morning as compared to the increase in the net radiation. This shift was caused by the high evapotranspiration rate during period P3, which attenuated the diurnal range of the sensible heat flux. During period P4, the diurnal cycle of EF shows a pronounced but typical U shape, resulting in the afternoon from the rapid decrease in the sensible heat flux before 18:00 UTC (Fig. 8d) because of the rapid radiative cooling (see Fig. 13d) and the subsequent stratification (Fig. 9d).

In order to analyze the flux partitioning and the surface control on evapotranspiration more precisely, the average daily cycles of aerodynamic (G_a) and soil/canopy (G_s) conductance were plotted in Fig. 13 for the four periods. For periods P1 and P2 the soil was bare, G_a was quite similar except between 02:00 and 06:00 UTC (Fig. 13c), and G was very low all day long ($< 01 \text{ mm s}^{-1}$) as already discussed. During the wet period (P3), G_a had the same daily magnitude as it did during preceding periods and reached 90 mm s^{-1} . However, G_a remained as high as 30 mm s^{-1} during the night. This means that the atmospheric resistance to vapor transfer was low at night during this period, and thus that turbulent surface–atmosphere exchanges, enhanced by wind shear, were possible, as shown in Fig. 8c for LE. During period P3, when the vegetation was fully developed, the daily cycle of G_s was clearly dissymmetric, with higher values in the morning (nighttime values were not available). For period P4 (wet-to-dry transition), G_a at midday was much higher than in the other periods, due to a higher roughness length when herbaceous vegetation was high. In this period, G_a was also the lowest during the night because of higher stability (Fig. 9d). The surface conductance, G_s , of the senescent vegetation was high (24 mm s^{-1}) in the morning (07:00 UTC) and similar to the one observed in P3, but it decreased rapidly. It was four

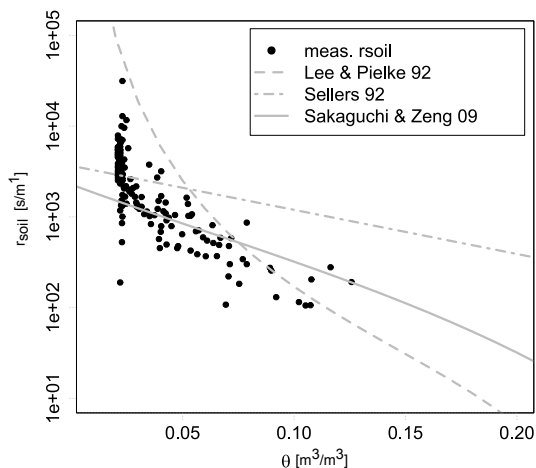


Fig. 14. Observed bare soil resistance (r_{soil}) vs. 5 cm soil moisture (θ) (black dots), and Lee and Pielke (1992) (dashed line), Sellers et al. (1992) (dash dotted line), and Sakaguchi and Zeng (2009) (with curvature parameter $w = 5$, thin line) soil resistance models.

times lower than in P3 at 09:00 UTC; the midday G_s value was much lower (3 mm s^{-1}) than during period P3.

Hereafter, the surface conductance observations were compared to modeling results of specific processes such as bare soil evaporation and canopy transpiration. The aim of this comparison is to identify the respective contributions of aerodynamic, soil, stomata, and roots conductances, and to check the ability of standard models to reproduce these observations.

3.5 Evaluation of surface conductance models

The surface conductance is the sum of the canopy and the bare soil conductances, which have specific formulations and may account for different water vapor deficits. For bare soils, the surface water vapor conductance is mainly limited by the soil resistance (r_{soil}), which depends on the soil moisture, whereas the canopy conductance is regulated by more complex photosynthetic processes, soil water availability, etc. We took advantage of the contrasting surface conditions found on our experimental plot to explore the soil resistance (r_{soil}) behavior when the soil was bare at the beginning of the year. The canopy conductance was assessed when the vegetation had grown, and can be modeled by a “big leaf” approach (Jarvis and McNaughton, 1986). For the Nalohou site, these conditions were achieved in the second part of the rainy season. During this period, light extinction in the vegetation cover prevented significant soil evaporation.

The soil resistance ($r_{\text{soil}} = 1/G_s$) for bare soil conditions, computed from Eq. (4), was plotted against the surface soil moisture measured at 5 cm depth in Fig. 14. The soil resistance increased rapidly when the soil moisture reached the residual saturation ($0.02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). For higher surface soil moisture, between 0.02 and $0.15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, it decreased fol-

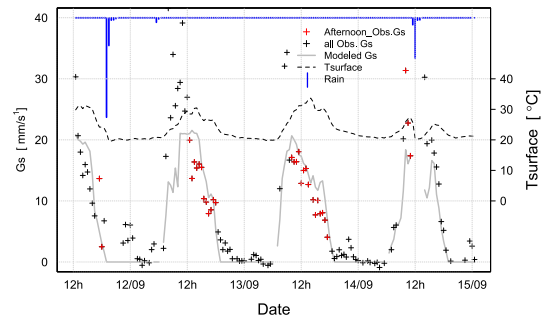


Fig. 15. Temporal variations of observed (crosses) and modeled (grey line) surface conductance, (G_s), for three typical days in the wet season (11 to 15 September). The red crosses show the observations selected for further analysis. The blue vertical lines represent the rainy events, and the dashed line the surface temperature (right axis).

lowing a power law, as observed by previous authors (van de Griend and Owe, 1994; Aluwihare and Watanabe, 2003). The r_{soil} modeling laws proposed by Sellers et al. (1992), Lee and Pielke (1992), and Sakaguchi and Zeng (2009) were superimposed in Fig. 14. It can be seen that Sellers’ formulation overestimates r_{soil} for all soil moisture values. Thus, this model will systematically underestimate bare soil evaporation. Similarly, the Lee and Pielke r_{soil} function underestimates evaporation, but for low soil moisture values only. The Sakaguchi and Zeng function fits much better with the data. However, none of these models were able to reproduce the high values of the bare soil conductance observed for dry conditions, when the soil matric potential was high, but this would only slightly affect the simulation of bare soil evaporation since very little water is available at the surface for these conditions.

The dynamics of the surface conductance (G_s) for vegetated surface conditions (wet season) was simulated with the Ball–Berry stomata conductance model (Collatz et al., 1992), and compared to G_s estimated from the observations. The period considered spans from DOY 189 to DOY 313 and includes P3. Three typical days in the wet season have been chosen to illustrate the observed and simulated G_s dynamics in relation to rainfall (Fig. 15). During these three days, G_s was well simulated in the second half of the day, but large G_s peaks were observed after the rainy events (12 and 14 September), and also in the morning whereas no rain occurred the day before (13 September). As these peaks were not simulated by the Ball–Berry stomata conductance model, we hypothesized that they were caused by evaporation of either intercepted water or dew deposits; these processes were not accounted for in the conductance model. Unfortunately, as eddy covariance data were not available in the morning during period P3, the systematic dew deposition cannot be assessed during this period.

Symmetric (12 September) and dissymmetric daily patterns of simulated G_s were observed (Fig. 15) with higher values in the morning (13 September). This dissymmetric shape was also observed during one of the 15-day periods, P3 (Fig. 13). As stated by Collatz et al. (1992), a temperature-induced limitation of photosynthesis can occur when the temperature of the vegetation is higher than 30 °C. This temperature, calculated from longwave radiations, was frequently higher than 30 °C in the early afternoon in P3 and P4 (not shown). Associated with the evaporation of intercepted water, we concluded that these high temperatures were responsible for the higher G_s values in the morning as compared to the afternoon observed on Fig. 13a for periods P3 and P4. The model seems to reproduce this effect well.

To quantify the ability of the Ball–Berry model to simulate the conductance beyond these 3 days, the observed vs. simulated G_s values were plotted for the whole vegetated period (Fig. 16). To remove dew or rainfall effect, the three hours after sunrise and the six hours after rainfall have been excluded from the analysis. Figure 16 shows that the conductance was satisfactorily simulated ($r^2 = 0.92$) by the Ball–Berry model with the default C4 grass parameter set. Then we can conclude that the Latent heat flux was mainly supplied by transpiration. The temperature effect was also well reproduced and has to be taken into account in SVAT (soil–vegetation–atmosphere transfer) modeling. Any SVAT simulation producing a biased leaf temperature will also simulate a biased evapotranspiration rate. In particular in this Sudanian region, the daytime leaf temperature varies around the most efficient temperature limitation (~ 30 °C). Thus the photosynthesis regime is often close to its maximum, and any negative or positive bias in the leaf temperature will lead to an underestimation of the canopy conductance, and thus of the transpiration.

4 Conclusions

The paper analyzes a one-year surface energy budget data set, collected in 2008 over a cultivated area in northern Benin (western Africa). To the authors' knowledge, this is the first time an entire seasonal cycle of surface fluxes was analyzed for this Sudanian region. The study shows a contrasting behavior of all the energy budget components, depending on the phases of the rainy season.

In the dry season (January–February), the mean daily sensible heat flux (72 W m^{-2}) represented 92 % of the available energy because of prevailing bare soil conditions. A low but persistent latent heat flux was measured and attributed to the transpiration of a few neighboring sparse bushes, possibly fed by the water table. In the wet season (May–October), the mean daily evapotranspiration was highly variable (from 50 to 200 W m^{-2}), in response to the variability of the atmospheric forcing; the evaporative fraction (EF) was variable accordingly, ranging from 0.25 to 0.8. After the monsoon on-

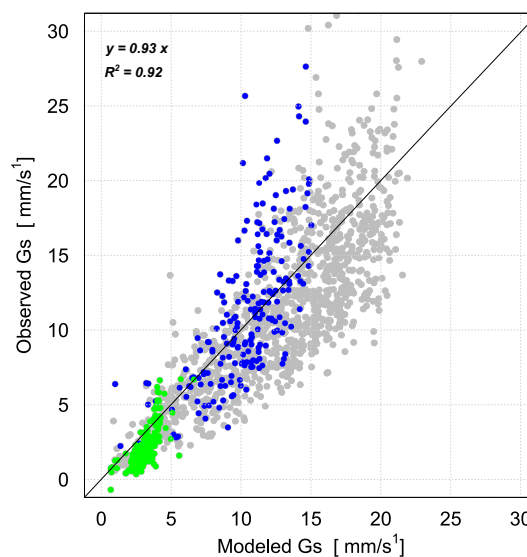


Fig. 16. Afternoon half-hourly observed vs. modeled (Ball–Berry) surface conductance (G_s) during the vegetated period (DOY 189–DOY 313) (grey dots). Superimposed blue (resp. green) dots stand for period P3 (resp. P4). P3 (7–21 July) and P4 (24 October–7 November).

set (22 June), EF reached a constant value ($EF = 0.75$), and soil moisture no longer limited transpiration (surface conductance $> 10 \text{ mm s}^{-1}$), which was only controlled by the atmospheric water vapor deficit. EF slightly increased during the day because evapotranspiration was delayed due to heating processes. Latent heat fluxes were observed until midnight, which evidences the persistence of stomata activity in the first part of the night. In the dry-to-wet (March–April) and wet-to-dry (November–December) transition seasons, isolated rains induced rapid changes of soil moisture and vegetation activity, and thus rapid changes in the energy partitioning. These periods with high time-variability of surface properties are very useful in evaluating the ability of standard models to reproduce the dynamic of energy flux partitioning.

We showed that the Sakaguchi and Zeng (2009) soil resistance model fit the soil evaporation data well during the dry and dry-to-wet seasons, and that the Ball–Berry stomata conductance model accurately simulated the transpiration during the wet season. The limiting effect of surface temperature on transpiration above 30 °C detected in the observations was also well reproduced by the Ball–Berry model. The study evidenced the large seasonal and daily amplitude of the skin surface temperature, and the role it plays in all the surface processes by (1) increasing the long wave radiation and thus limiting the net radiation during the dry season; (2) increasing ground heat fluxes and energy storage, and thus limiting transpiration during the wet season; (3) controlling C4 vegetation transpiration. As a consequence, specific attention has to be paid to the representation of surface temperature in

land surface models to ensure a correct simulation of surface energy fluxes.

The quality of this data set makes it attractive for further research, including local evaluation of surface fluxes in land surface or atmospheric models. Further studies in this region should focus on other land cover types, such as forest areas. A comprehensive understanding of the processes driving the energy cycle for contrasting vegetation covers would allow for a better understanding and simulation of the impacts of land cover changes on the exchanges of energy at the surface–atmosphere interface in western Africa.

Acknowledgements. The AMMA–CATCH observing system (<http://www.amma-catch.org/>) has been funded since 2001 by IRD, INSU and the French Ministry of Research, in cooperation with the “Direction Générale de l’Eau (DG-Eau)”, Benin. The Nalohou flux station was supported by the Ouémé-2025 project (French FSP-RIPIECSA program). The article processing charges have been funded by INSU-CNRS. The authors wish to particularly thank the researchers and technicians who helped them during the different steps of this work – G. Quantin, R. Biron, and M. Le Gall – and the Beninese technicians T. Ouani, S. Afouda, M. Wubda, S. Alloganvinon, and J. Sogba-Goh for their permanent support in the field. This work was made possible by the financial support provided by the IRD-DSF, the AUF-Bureau de l’Afrique de l’Ouest, and the Université d’Abomey-Calavi (Bénin).

Edited by: Y. Fan



The publication of this article is financed by CNRS-INSU.

References

- Aluwihare, S. and Watanabe, K.: Measurement of evaporation on bare soil and estimating surface resistance, *J. Environ. Eng.*, 129, 1157–1168, 2003.
- Aubinet, M., Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü, Moncrieff, J., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R., and Vesala, T.: Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology, *Adv. Eco. Res.*, 30, 113–175, 1999.
- Bagayoko, F., Yonkeu, S., Elbers, J., and van de Giesen, N.: Energy partitioning over the West African savanna: Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso, *J. Hydrol.*, 334, 545–559, 2007.
- Boone, A., Decharme, B., Guichard, F., de Rosnay, P., Balsamo, G., Beljaars, A., Chopin, F., Orgeval, T., Polcher, J., Delire, C., Ducharne, A., Gascoin, S., Grippa, M., Jarlan, L., Kergoat, L., Mougin, E., Gusev, Y., Nasonova, O., Harris, P., Taylor, C., Norgaard, A., Sandholt, I., Ottlé, C., Pocard-Leclercq, I., Saux-Picart, S., and Xue, Y.: The AMMA Land Surface Model Inter-comparison Project (ALMIP), *B. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 1865–1880, 2009a.
- Brümmer, C., Falk, U., Papen, H., Szarzynski, J., Wassmann, R., and Brüggemann, N.: Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa), *J. Geophys. Res.*, 113, G02030, doi:10.1029/2007JG000583, 2008.
- Businger, J. A., Wyngaard, J. C., Izumi, Y., and Bradley, E. F.: Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer, *J. Atmos. Sci.*, 28, 181–189, 1971.
- Caird, M. A., Richards, J. H., and Donovan, L. A.: Nighttime Stomatal Conductance and Transpiration in C3 and C4 Plants, *Plant Physiol.*, 143, 4–10, doi:10.1104/pp.106.092940, 2007.
- Charney, J. G.: Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101, 193–202, 1975.
- Collatz, G. J., Ribas-Carbo, M., and Berry, J. A.: Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants, *Funct. Plant Biol.*, 19, 519–538, 1992.
- CSAO: Compte rendu du forum du club du sahel et de l’Afrique de l’Ouest, Peuplement, marché et sécurité alimentaire, Ouagadougou, 4–8 décembre 2012, 1–16, available from <http://www.oecd.org/fr/csao/publications/FR-Compte%20rendu%20forum.pdf> (last access: 19 June 2013), 2012.
- Culf, A. D., Foken, T., and Gash, J. H. C.: The energy balance closure problem, in: *Vegetation, water, humans and the climate, A new perspective on an interactive system*, edited by: Kabat, P. et al., Springer, Berlin, Heidelberg, 159–166, 2004.
- De Condappa, D., Galle, S., Dewandel, B., and Haverkamp, R.: Bimodal zone of the soil textural triangle: Common in tropical and subtropical regions, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72, 33–40, 2008.
- Desclotres, M., Séguis, L., Legchenko, A., Wubda, M., Guyot, A., and Cohard, J. M.: The contribution of MRS and resistivity methods to the interpretation of actual evapo–transpiration measurements: a case study in metamorphic context in north Benin, *Near Surf. Geophys.*, 9, 187–200, 2011.
- Detto, M., Montaldo, N., Albertson, J. D., Mancini, M. and Katul, G.: Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy, *Water Resour. Res.*, 42, W08419, doi:10.1029/2005WR004693, 2006.
- Doukouré, M.: Variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d’Ara au Bénin, Thèse de doctorat, Université de Grenoble, Grenoble, 171 pp., 2011.
- Douville, H., Conil, S., Tyteca, S., and Voltaire, A.: Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality?, *Clim. Dynam.*, 28, 723–742, doi:10.1007/s00382-006-0207-8, 2006.
- Eltahir, E. A.: A soil moisture–rainfall feedback mechanism 1. Theory and observations, *Water Resour. Res.*, 34, 765–776, 1998.
- Faure, P. and Volkoff, B.: Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa), *Catena*, 32, 281–306, 1998.

- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., and Duchemin, B.: Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour, *Agr. Forest. Meteorol.*, 143, 13–29, 2007.
- Gentine, P., Entekhabi, D., and Polcher, J.: The Diurnal Behavior of Evaporative Fraction in the Soil-Vegetation-Atmospheric Boundary Layer Continuum, *J. Hydrometeorol.*, 12, 1530–1546, 2012.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., Galle, S., and Lloyd, C. R.: Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a Sudanian small catchment, *J. Hydrol.*, 375, 227–240, 2009.
- Guyot, A., Cohard, J.-M., Anquetin, S., and Galle, S.: Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations: A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate, *Agr. Forest. Meteorol.*, 154–155, 84–98, 2012.
- Horst, T. W. and Weil, Jc.: Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 59, 279–296, 1992.
- Hsieh, C.-I., Katul, G., and Chi, T.: An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows, *Adv. Water Res.*, 23, 765–772, 2000.
- Hsieh, C.-I., Katul, G. G., Schieldge, J., Sigmon, J. T., and Knorr, K. K.: The Lagrangian Stochastic Model for fetch and latent heat flux estimation above uniform and nonuniform terrain, *Water Resour. Res.*, 33, 427–438, 1997.
- Inagaki, A., Letzel, M. O., Raasch, S., and Kanda, M.: Impact of surface heterogeneity on energy balance: A study using LES, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 84, 187–198, 2006.
- Jarvis, P. G. and McNaughton, K. G.: Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region, *Adv. Eco. Res.*, 15, 1–49, 1986.
- Judex, M., Thamm, H.-P., Röhrig, J., and Schulz, O.: IMPETUS Atlas du Bénin Résultats de recherche 2000–2007, Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne, 2009.
- Kabat, P., Dolman, A. J., and Elbers, J. A.: Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel, *J. Hydrol.*, 188, 494–515, 1997.
- Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J.: Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement, Oxford University Press., 1994.
- Kanda, M., Inagaki, A., Letzel, M. O., Raasch, S., and Watanabe, T.: LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 110, 381–404, 2004.
- Kljun, N., Calanca, P., Rotach, M. W., and Schmid, H. P.: A Simple Parameterisation for Flux Footprint Predictions, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 112, 503–523, 2004.
- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y., and Yamada, T. (The GLACE Team): Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation, *Science*, 305, 1138–1140, 2004.
- Kounouhéwa, B., Mamadou, O., Koto N’gobi, G., and Awanou, C. N.: Dynamics and Diurnal Variations of Surface Radiation Budget over Agricultural Crops Located in Sudanian Climate, *Atmos. Clim. Sci.*, 03, 121–131, doi:10.4236/acs.2013.31014, 2013.
- Lebel, T., Parker, D. J., Flamant, C., Bourlès, B., Marticorena, B., Mougin, E., Peugeot, C., Diedhiou, A., Haywood, J. M., Ngamini, J. B., Polcher, J., Redelsperger, J.-L., and Thorncroft, C. D.: The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 136, 8–33, 2009.
- Lee, T. J. and Pielke, R. A.: Estimating the Soil Surface Specific Humidity, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 480–484, 1992.
- Lelay, M. and Galle, S.: How changing rainfall regimes may affect the water balance: a modelling approach in West Africa, in: Regional Hydrological Impacts of Climatic Change: Hydroclimatic variability, edited by: Franks, S., Wagener, T., Bogh, E., Gupta, H. V., Bastidas, L., Nobre, C., and De Oliveira Galvao, C., AISH Publication 296, 203–210, 2005.
- Lohou, F., Saïd, F., Lothon, M., Durand, P., and Serça, D.: Impact of Boundary-Layer Processes on Near-Surface Turbulence Within the West African Monsoon, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 136, 1–23, 2010.
- Lohou, F., Kergoat, L., Guichard, F., Boone, A., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., Demarty, J., Galle, S., Grippa, M., Peugeot, C., Ramier, D., Taylor, C. M., and Timouk, F.: Surface response to rain events throughout the West African monsoon, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 18581–18620, doi:10.5194/acpd-13-18581-2013, 2013.
- Lothon, M., Saïd, F., Lohou, F., and Campistron, B.: Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa, *Mon. Weather Rev.*, 136, 3477–3500, 2008.
- Mauder, M. and Foken, T.: Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2, Univ., Abt. Mikrometeorologie Bayreuth, Bayreuth, 2004.
- Mauder, M., Jegede, O. O., Okogbue, E. C., Wimmer, F., and Foken, T.: Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season, *Theor. Appl. Climatol.*, 89, 171–183, 2007.
- Monteny, B. A., Lhomme, J. P., Chehbouni, A., Troufleau, D., Amadou, M., Sicot, M., Verhoef, A., Galle, S., Saïd, F., and Lloyd, C. R.: The role of the Sahelian biosphere on the water and the CO₂ cycle during the HAPEX-Sahel experiment, *J. Hydrol.*, 188–189, 516–535, doi:10.1016/S0022-1694(96)03191-5, 1997.
- Monteny, B. A., Lhomme, J. P., Chehbouni, A., Troufleau, D., Amadou, M., Sicot, M., Verhoef, A., Galle, S., Saïd, F., and Lloyd, C. R.: The role of the Sahelian biosphere on the water and the CO₂ cycle during the HAPEX-Sahel experiment, *J. Hydrol.*, 188–189, 516–535, doi:10.1016/S0022-1694(96)03191-5, 2007.
- Moore, C. J.: Frequency response corrections for eddy correlation systems, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 37, 17–35, 1986.
- Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P., and Tompkins, A. M.: The diurnal cycle of the West African monsoon circulation, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 131, 2839–2860, 2005.
- Philippon, N. and Fontaine, B.: The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness?, *Ann. Geophys.*, 20, 575–582, doi:10.5194/angeo-20-575-2002, 2002.

- Pospichal, B., Karam, D., Crewell, S., Flamant, C., Hünerbein, A., Bock, O., and Saïd, F.: Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 136, 92–106, 2010.
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C. R., Boubkraoui, S., Métayer, F., Descroix, L., and Wawrzyniak, V.: Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1. Energy and water, *J. Hydrol.*, 375, 204–216, 2009.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J.: African Monsoon Multi-disciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1739–1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739, 2006.
- Richard, A., Galle, S., Descloitres, M., Cohard, J.-M., Vandervaere, J.-P., Séguis, L., and Peugeot, C.: Interplay of riparian forest and groundwater in the hillslope hydrology of Sudanian West Africa (northern Benin), *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 5079–5096, doi:10.5194/hess-17-5079-2013, 2013.
- Sakaguchi, K. and Zeng, X.: Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5), *J. Geophys. Res.*, 114, D01107, doi:10.1029/2008JD010834, 2009.
- Santanello, J. A. and Friedl, M. A.: Diurnal Covariation in Soil Heat Flux and Net Radiation, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 851–862, 2003.
- Schmid, H. P.: Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies: a review and perspective, *Agric. Forest. Meteorol.*, 113, 159–183, 2002.
- Schotanus, P., Nieuwstadt, F. T. M., and De Bruin, H. A. R.: Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 26, 81–93, 1983.
- Schüttemeyer, D., Moene, A. F., Holtslag, A. A. M., Bruin, H. A. R., and van Giesen, N.: Surface Fluxes and Characteristics of Drying Semi-Arid Terrain in West Africa, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 118, 583–612, 2006.
- Seghier, J., Vescovo, A., Padel, K., Soubie, R., Arjounin, M., Boulain, N., de Rosnay, P., Galle, S., Gosset, M., Mouctar, A. H., Peugeot, C., and Timouk, F.: Relationships between climate, soil moisture and phenology of the woody cover in two sites located along the West African latitudinal gradient, *J. Hydrol.*, 375, 78–89, 2009.
- Séguis, L., Kamagaté, B., Favreau, G., Descloitres, M., Seidel, J.-L., Galle, S., Peugeot, C., Gosset, M., Le Barbé, L., Malinur, F., Van Exter, S., Arjounin, M., Boubkraoui, S., and Wubda, M.: Origins of streamflow in a crystalline basement catchment in a sub-humid Sudanian zone: The Donga basin (Benin, West Africa): Inter-annual variability of water budget, *J. Hydrol.*, 402, 1–13, 2011.
- Sellers, P. J., Heiser, M. D., and Hall, F. G.: Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100 m² to 15 km²) length scales, *J. Geophys. Res.*, 97, 19033–19059, 1992.
- Snyder, K. A., Richards, J. H., and Donovan, L. A.: Night-time conductance in C3 and C4 species: do plants lose water at night?, *J. Exp. Bot.*, 54, 861–865, doi:10.1093/jxb/erg082, 2003.
- Steinfeld, G., Letzel, M. O., Raasch, S., Kanda, M., and Inagaki, A.: Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes: Results of a large-eddy simulation study, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 123, 77–98, 2007.
- Sultan, B. and Janicot, S.: The West African monsoon dynamics, Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon, *J. Climate*, 16, 3407–3427, 2003.
- Taylor, C. M. and Lebel, T.: Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns, *Mon. Weather Rev.*, 126, 1597–1607, 1998.
- Taylor, C. M., de Jeu, R. A. M., Guichard, F., Harris, P. P., and Dorigo, W. A.: Afternoon rain more likely over drier soils, *Nature*, 489, 423–426, 2012.
- Thornton, E.: Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM), available from: <http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/asset-000-000-847.pdf> (last access: 29 May 2013), 2010.
- Timouk, F., Kergoat, L., Mougou, E., Lloyd, C. R., Ceschia, E., Cohard, J. M., Rosnay, P., Hiernaux, P., Demarez, V., and Taylor, C. M.: Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape, *J. Hydrol.*, 375, 178–189, 2009.
- UN – United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, World Population Prospects: The 2010 Revision, Press Release (3 May 2011): World Population to reach 10 billion by 2100 if fertility in all countries converges to replacement Level, available on: http://esa.un.org/unpd/wpp/other-information/press_releasewpp2010.pdf (last access: 19 June 2013), 2011.
- van de Griend, A. A. and Owe, M.: Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions, *Water Resour. Res.*, 30, 181–188, 1994.
- Webb, E. K., Pearman, G. I., and Leuning, R.: Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 106, 85–100, 1980.
- Weiss, M., Baret, F., Smith, G. J., Jonckheere, I., and Coppin, P.: Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination: Part II, Estimation of LAI, errors and sampling, *Agr. For. Meteorol.*, 121, 37–53, 2004.
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B. E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., and Verma, S.: Energy balance closure at FLUXNET sites, *Agr. Forest. Meteorol.*, 113, 223–243, 2002.
- Xue, Y. and Shukla, J.: The influence of land surface properties on Sahel climate, Part I: Desertification, *J. Climate*, 6, 2232–2245, 1993.
- Zeng, N., Neelin, J. D., Lau, K.-M., and Tucker, C. J.: Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction, *Science*, 286, 1537–1540, 1999.

Etude comparative des cycles saisonnier et diurne des flux d'énergie sur les deux couverts végétaux

Après avoir étudié la climatologie de la zone soudanienne et effectué une étude de cas sur les dynamiques saisonnière et diurne des flux d'énergie à Nalohou, nous abordons dans ce chapitre, une étude comparative du fonctionnement des deux couverts sur la seule année (2009) où les mesures de flux existent et sont complètes sur les deux sites. Trois études spécifiques sont abordées. La première, à l'échelle annuelle, s'appuie sur les analyses statistiques des valeurs moyennes des flux (entre 10 et 14 h) pour identifier les variables qui contrôlent ceux-ci, en particulier l'évapotranspiration réelle sur chaque site. La seconde étude, à l'échelle événementielle, s'intéresse à l'analyse de la réponse de la surface vis-à-vis des événements pluvieux. Enfin, la dernière partie de ce chapitre traite des variations diurnes des flux d'énergie à la surface. Cette partie s'achève par une analyse de sensibilité de la fraction évaporative afin de vérifier la validité de certaines hypothèses (sensibilité de la fraction évaporative à l'énergie disponible et au déficit de pression de vapeur saturante) sur le fonctionnement des couverts végétaux étudiés.

6.1. Etude comparative du cycle saisonnier des flux d'énergie à la surface

6.1.1. Cycle annuel des flux H & LE et caractéristiques de la partition énergétique

Une comparaison des moyennes 10-14h des flux de chaleur sensible (H_{10-14h}) et latente (LE_{10-14h}), échantillonnées sur les deux sites durant l'année 2009 est présentée sur la figure (6.1). Le cycle saisonnier du flux de chaleur sensible présente une dynamique similaire sur les deux sites. Toutefois, pendant la saison sèche et la phase de transition entre saison humide – saison sèche, les moyennes 10-14h du flux de chaleur sensible à Nalohou sont supérieures à 200 W.m^{-2} . Pendant la saison humide, ces différences s'estompent. Enfin, le flux de chaleur sensible à Nalohou augmente rapidement après les dernières pluies. A Bellefoungou, la végétation arborée ne flétrit pas aussi rapidement. En conséquence, le flux de chaleur sensible augmente plus modérément et l'évapotranspiration reste élevée pendant plusieurs semaines. Pour les deux sites la variabilité inter-journalière est forte.

Les moyennes 10-14h varient entre 100 et 300 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ en saison sèche et pendant les phases de transition entre les saisons à Nalohou. Il en est de même pendant la réduction de la fréquence des précipitations durant le mois de mai. Pendant la saison humide, après le saut de mousson, le flux H_{10-14h} sur les deux sites oscille entre 50 et 150 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

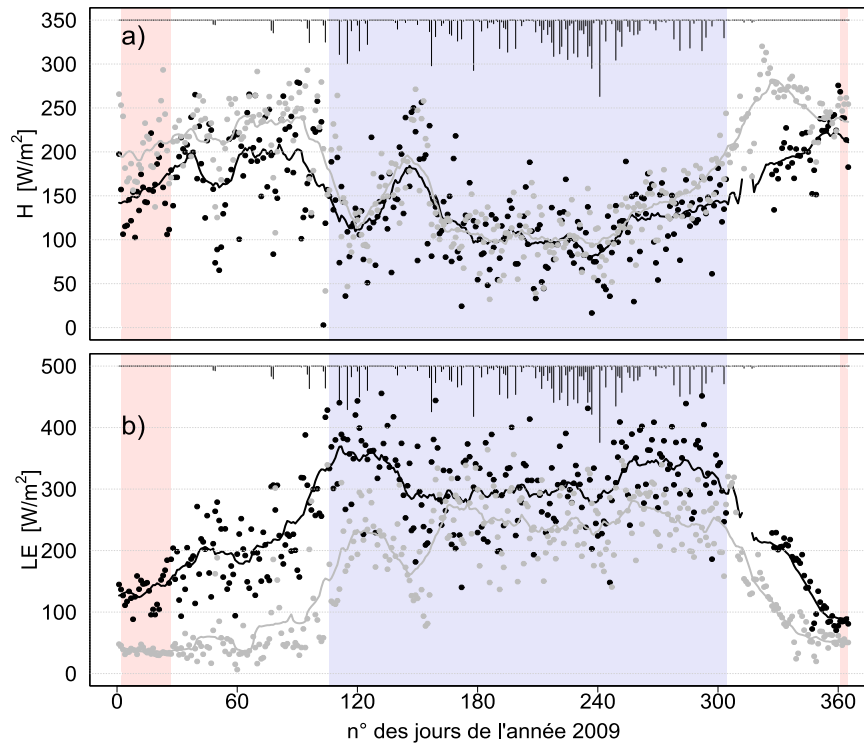


FIGURE 6.1 – Cycle annuel des moyennes 10-14h du : (a) flux de chaleur sensible et (b) flux de chaleur latente pendant l'année 2009. Les saisons sont indiquées en trame de fond : rouge pour la saison sèche et bleue pour la saison humide. Les points gris pour Nalohou et noirs Bellefoungou. Les courbes noire et grise représentent les moyennes glissantes sur 20 jours des flux moyennés entre 10 - 14h.

Le flux de chaleur latente montre quant à lui une dynamique assez différente sur les deux sites (Figure 6.1 b). La moyenne 10-14h de l'évapotranspiration réelle de Bellefoungou est toujours supérieure à celle de Nalohou. Les écarts sont d'environ 100 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ en saison humide et 150 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ en saison sèche. A Bellefoungou, la moyenne 10-14h de l'ETR dépasse 400 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ en saison humide. On observe globalement une plus grande variabilité dans la série temporelle de l'évapotranspiration réelle à Bellefoungou. Enfin, le cycle annuel entre les deux sites est également différent. Alors qu'à Nalohou l'augmentation de l'ETR est directement en phase avec les précipitations, à Bellefoungou, l'ETR augmente avant l'apparition des premières pluies. D'autre part, l'ETR garde un régime plus élevé en fin d'année pendant la phase d'assèchement de l'atmosphère à Bellefoungou.

Afin de comprendre les similarités/différences entre les flux H_{10-14h} et LE_{10-14h} observées sur les deux sites, les moyennes journalières du stock d'eau des couches superficielles (0 - 30 cm) et des couches profondes (30 cm - 1 m), l'indice foliaire de la végétation (LAI) ont été tracés sur la figure (6.2). Egalement, la fraction évaporative (EF_{10-14h}), le rapport de Bowen (β_{10-14h}) et le

rapport du flux de chaleur sensible rapporté au rayonnement net ($(H/Rn)_{10-14h}$) sont tracées sur la figure (6.2) pour s'affranchir des variations inter-journalières de l'énergie disponible sur chaque couvert végétal. L'analyse est réalisée saison par saison.

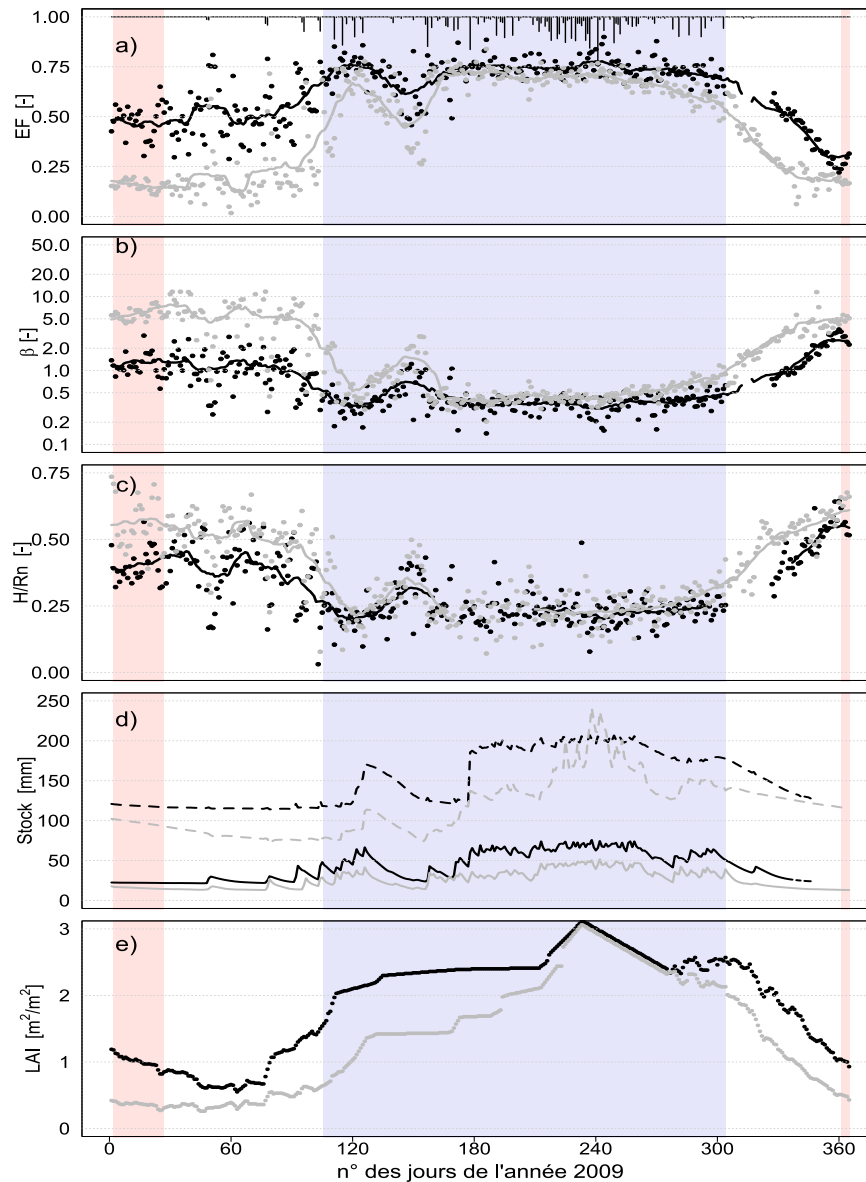


FIGURE 6.2 – Cycle annuel des moyennes 10-14h du : (a) fraction évaporative, (b) rapport de Bowen, (c) rapport entre le flux de chaleur sensible et le rayonnement net, (d) le stock d'eau entre 0 - 30 cm (trait plein) et 30 cm - 1 m (pointillé) et (e) l'indice foliaire de la végétation pendant l'année 2009. Les saisons sont indiquées en trame de fond : rouge pour la saison sèche et bleue pour la saison humide. Les points gris pour Nalohou et noirs pour Bellefougou. Les courbes noire (Bellefougou) et grise (Nalohou) en a), b) et c) représentent les moyennes glissantes sur 20 jours des flux moyennés entre 10 - 14h.

6.1.1.1. Saison sèche

Pendant la saison sèche (jours n° 1 à 26), la teneur en eau des couches superficielles du sol est très faible sur les deux sites (~ 16 mm ; Figure 6.2 d). Ces conditions relativement sèches en surface favorisent un flux H_{10-14h} assez élevé de (202 W.m^{-2}) à Nalohou et un peu moindre (151 W.m^{-2}) à Bellefoungou.

Comme en 2008, le flux de chaleur latente LE_{10-14h} est non nul à Nalohou (38 W.m^{-2}). A Bellefoungou, LE_{10-14h} est loin d'être négligeable pendant cette saison. A part quelques jours (voir fin de l'année 2009 ; DOY 360), il est toujours supérieur à 100 W.m^{-2} (132 W.m^{-2} en moyenne pour cette saison ; Figure 6.1 b). Pendant cette période, la végétation arborée reste active ($LAI \sim 1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) (Figure 6.2 c). Cela se traduit par des fractions évaporatives de 15% à Nalohou contre 50% à Bellefoungou. Le rapport de Bowen de Nalohou qui en résulte est 10 fois supérieur à celui de Bellefoungou ($\beta_{10-14h} \sim 1$). En moyenne, entre 40 et 60% de Rn_{10-14h} sont dissipés en flux sensible respectivement à Bellefoungou et à Nalohou pendant la saison sèche. On peut noter que les flux de chaleur sensible et de chaleur latente à Bellefoungou augmentent légèrement pendant cette saison. La fraction évaporative et le rapport de Bowen restent constants à Bellefoungou. Dans le même temps, le LAI diminue indiquant le renouvellement des feuilles. On peut donc en déduire que c'est l'augmentation de la rugosité qui favorise les échanges sol-atmosphère. Les mesures d'indice de feuillaison effectuées par [AWESSOU, 2011] au cours de la même période ont révélé qu'en saison sèche, les espèces *isoberlinia doka* renouvellent leurs feuilles favorisant une transpiration relativement importante de $30 \text{ l.dm}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$. Ces résultats confortent l'hypothèse d'une activité de transpiration de la forêt en saison sèche.

Dans la zone soudanienne, les observations du taux de transpiration effectuées sur l'espèce *isoberlinia doka* par [BATIONO et al., 2001] au Burkina-Faso ont montré que ce type de végétation possède une forte activité de transpiration en période sèche. Cela peut s'expliquer par la capacité du système racinaire de la forêt à puiser l'eau dans les horizons profonds. De nombreuses études menées par ailleurs, ont par le passé souligné le rôle important du système racinaire dans le processus de la transpiration et ce, dans plusieurs contextes climatiques [FEDDES et al., 2001 ; COLLINS & BRAS, 2007]. Il est cependant difficile de comprendre comment cette végétation arborée s'alimente. En effet, les courbes de stock d'eau montrent peu d'évolution pendant la saison sèche. Cela suggère que les arbres pompent de l'eau plus en profondeur (> 1 m). [SERVIERE, 2010] avait déjà souligné à partir des observations de flux de sève effectuées sur le site de Bellefoungou entre novembre 2008 et avril 2010, l'inexistence d'une dépendance significative à l'échelle saisonnière entre la transpiration, les variations de l'humidité du sol des couches profondes et la profondeur de la nappe. Ainsi le fonctionnement des forêts est encore mal compris dans la région soudanienne du Nord Bénin. Des études sont en cours (thèse de B. Awessou) afin de mieux caractériser le fonctionnement de la végétation à l'échelle de l'individu (mesure du flux de sève, de la conductance stomatique etc.).

6.1.1.2. Phase de transition entre saison sèche – saison humide

Pendant la phase d'humidification de l'atmosphère (jours n° 26 à 102) les tendances observées en saison sèche se poursuivent. Toutefois, des épisodes pluvieux isolés peuvent survenir pendant

cette phase entraînant une réponse rapide de la surface. Ainsi, 60 à 75% de Rn_{10-14h} se dissipe en évapotranspiration réelle juste après ces événements pluvieux (Figure 6.2 a) suivi par un ré-essuyage de la surface. Ce comportement se retrouve après tous les événements pluvieux pendant cette phase du cycle de la mousson. A Bellefoungou, en fin de la phase d'humidification, on observe une augmentation régulière du flux de chaleur latente en concordance avec l'augmentation du LAI . Cette tendance se superpose à la dynamique des événements pluvieux isolés.

La fraction évaporative EF_{10-14h} et le rapport de Bowen β_{10-14h} n'ont pas significativement changé par rapport à la saison sèche sur les deux sites entraînant la dissipation d'environ 50% de l'énergie disponible en surface en flux de chaleur sensible sur les deux sites (Figure 6.2 c). Les conditions de surface sont variables pendant cette saison (variabilité du stock d'eau, de la rugosité, du LAI), en particulier à Bellefoungou. Toutefois, EF et β sont peu sensibles car il existe des compensations de ces différentes conditions de surface sur la partition énergétique des flux.

6.1.1.3. Saison humide

Pendant la saison des pluies (jours n° 103 à 304), l'occurrence accrue des événements pluvieux permet de conserver une surface toujours humide et l'évapotranspiration réelle est prépondérante devant le flux de chaleur sensible. LE_{10-14h} atteint 400 W.m^{-2} à Bellefoungou tandis qu'à Nalohou, il avoisine 300 W.m^{-2} (Figure 6.1 b). Malgré ces conditions humides, le flux H_{10-14h} demeure non négligeable ($\sim 100 \text{ W.m}^{-2}$) sur les deux sites. Le rapport $(H/Rn)_{10-14h}$ est de 25%. Une telle partition conduit à un régime quasi-stationnaire de la fraction évaporative et du rapport de Bowen qui atteignent respectivement 0,70 et 0,52 (Nalohou) et 0,74 et 0,40 (Bellefoungou) en particulier après le saut de mousson (jour n° 188). On observe en début de saison, une forte sensibilité des flux H_{10-14h} et LE_{10-14h} à la séquence sèche du mois de mai. Lors de cet épisode la surface du sol s'est beaucoup asséchée dans les premières couches et dans les couches profondes à Bellefoungou. Ainsi, à Bellefoungou la végétation a pu profiter de l'eau stockée dans les premiers mètres permettant de retarder le début du flétrissement. De même en fin de saison humide, malgré la baisse de la pluviométrie, le flux de chaleur latente à Bellefoungou résiste plus longtemps à l'arrêt des précipitations. Cela s'observe particulièrement sur les variables EF et β .

6.1.1.4. Phase de transition saison humide – saison sèche

Au cours de cette période du cycle de la mousson (jours n° 305 à 359), l'atmosphère et le sol s'assèchent tout en se réchauffant. Les dynamiques des flux H_{10-14h} et LE_{10-14h} ainsi que celles de EF_{10-14h} , β_{10-14h} , $(H/Rn)_{10-14h}$ présentent des variations inverses à celles observées pendant la phase d'humidification de l'atmosphère. H_{10-14h} augmente de 200 W.m^{-2} à la fin de la saison humide pour atteindre son maximum annuel $\sim 300 \text{ W.m}^{-2}$ le jour n°320 à Nalohou alors que sur le site de Bellefoungou, ce maximum s'obtient plus tardivement vers fin décembre et est de $\sim 200 \text{ W.m}^{-2}$. Le maximum du flux de chaleur sensible est obtenu à cette époque à Nalohou pour 2 raisons : (i) la végétation sèche impose une rugosité importante et (ii) une disponibilité importante d'énergie radiative à cause d'une atmosphère nettoyée. Ces conditions sont propices pour favoriser un transfert thermique important. Le décalage temporel entre l'obtention des maxima de H_{10-14h}

sur les deux sites peut être associé à la capacité de la végétation arborée à utiliser l'eau des couches profondes. Sur la figure (6.2 e) on observe à Bellefoungou, une chute de LAI associée au flétrissement de la végétation. L'évapotranspiration réelle de la forêt chute alors de manière importante en concordance avec la chute de LAI . En compensation, le flux H_{10-14h} augmente lorsque la surface s'échauffe et que la rugosité augmente. β_{10-14h} et $(H/Rn)_{10-14h}$ augmentent continûment pendant la phase d'assèchement pour atteindre des valeurs proches de celles observées pendant la saison sèche sur les deux couverts.

Le flux LE_{10-14h} diminue continuellement avec le flétrissement de la végétation et l'assèchement de la surface du sol et des couches profondes. Alors que la surface s'assèche considérablement pendant cette phase, on constate que la diminution du taux d'évapotranspiration sur la forêt est plus lente que sur le site de culture/jachère avec des variations temporelles assez proches de celles des indices foliaires de la végétation de chaque couvert (Figure 6.2 e). Pendant cette année, EF_{10-14h} atteint son minimum annuel (0,25) en décembre sur le site de forêt alors que sur le site de culture/jachère, ce dernier est plus tardif ($\sim 0,2$). Le minimum du taux d'évapotranspiration réelle coïncide avec la période de baisse de feuillaison de la forêt.

6.1.2. Identification des variables contrôlant l'évapotranspiration réelle

Afin de quantifier l'influence conjointe des variables atmosphériques et des conditions de surface (indice foliaire de la végétation, humidité du sol et longueur de rugosité) sur l'évapotranspiration réelle, en particulier la fraction évaporative, une analyse en composante principale a été effectuée. L'idée ici est d'identifier à l'échelle annuelle les variables qui expliquent l'évapotranspiration réelle sur les deux couverts. La longueur de rugosité étant constante (1,2) sur le site de Bellefoungou, elle ne peut pas être prise en compte dans les analyses présentées ci-dessous.

6.1.2.1. Analyses en Composantes Principales

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode statistique d'analyse qui permet d'identifier les dépendances entre plusieurs variables. Ici, l'ACP a été réalisée sur la base des moyennes 10-14h de (EF_{10-14h}) , de (T_{10-14h}) , du (VPD_{10-14h}) , des moyennes journalières du (LAI) , de (z_0) , de $(S_{0-30cm;30cm-1m})$ sous le langage R (*version 3.0, package ade4*) et les corrélations totales et partielles entre les différentes variables explicatives de EF_{10-14h} ont été calculées avec la méthode de Spearman. La méthode de Spearman est une méthode non paramétrique qui mesure la dépendance statistique entre deux échantillons de même taille. Elle évalue le degré de ressemblance de la variabilité temporelle ou spatiale de deux séries de données. La méthode de Spearman consiste à trouver un coefficient de corrélation, non pas entre les valeurs prises par les deux variables mais entre les rangs de ces valeurs. En effet, **cette méthode peut être utilisée lorsque deux variables statistiques semblent être corrélées sans que la relation entre elles ne soit de type affine.**

Dans la suite de cette partie, VPD_{10-14h} et T_{10-14h} seront confondus à VPD et T . Les données ont été centrées et réduites pour normaliser les variables et donner le même poids à chacune d'elles comme il est recommandé quand on a à faire à des variables hétérogènes [RAMSAY et al., 2009].

Les résultats obtenus sur les deux sites sont présentés dans le tableau (6.1) et sur la figure (6.3).

Tableau 6.1 – Matrices de corrélations totales entre les variables physiques explicatives et leurs tests de significativité associés (mis entre parenthèse) : fraction évaporative (EF_{10-14h}), déficit de vapeur saturante (VPD), température de l'air (T), le stock d'eau S des couches superficielle et profonde, l'indice foliaire de la végétation (LAI) et la longueur de rugosité z_0 . Tests de significativité : hautement significatif $p < 0,0001$ (***) ; moyennement significatif $p < 0,001$ (**); faiblement significatif $p < 0,05$ (*) et non significatif $p > 0,05$ (NS).

Bellefougou	EF_{10-14h}	VPD	T	S_{0-30cm}	$S_{30cm-1m}$	LAI
EF_{10-14h}	1					
VPD	-0,70(***)	1				
T	-0,57(***)	0,86(***)	1			
S_{0-30cm}	0,71(***)	-0,85(***)	-0,70(***)	1		
$S_{30cm-1m}$	0,58(***)	-0,78(***)	-0,75(***)	0,88(***)	1	
LAI	0,63(***)	-0,83(***)	-0,71(***)	0,88(***)	0,92(***)	1

Nalohou	EF_{10-14h}	VPD	T	S_{0-30cm}	$S_{30cm-1m}$	LAI	z_0
EF	1						
VPD	-0,84(***)	1					
T	-0,73(***)	0,85(***)	1				
S_{0-30cm}	0,86(***)	-0,86(***)	-0,77(***)	1			
$S_{30cm-1m}$	0,40(***)	-0,45(***)	-0,50(***)	0,65(***)	1		
LAI	0,78(***)	-0,81(***)	-0,67 (***)	0,85(***)	0,68(***)		
z_0	0,52(***)	-0,49(***)	-0,42(***)	0,62(***)	0,56(***)	0,80(***)	1

Les deux premières composantes pour les deux sites sont illustrées sur la figure (6.3). Elles expliquent 86% et 85% de la variabilité totale respectivement pour Bellefougou et Nalohou. Toutes les variables exprimées sont bien expliquées par le premier axe et sont proches du cercle de corrélation ($r = 1$). Les p -value¹ des corrélations totales sont toutes hautement significatives ($p < 0,0001$). A Bellefougou, EF_{10-14h} est corrélée positivement avec S_{0-30cm} ($r = 0,71$); $S_{30cm-1m}$ ($r = 0,58$) et LAI ($r = 0,63$) alors qu'elle est anti-corrélée avec VPD ($r = -0,70$) et T ($r = -0,57$). Le LAI reste fortement corrélé aux deux stocks d'eau dans le sol.

A Nalohou, EF_{10-14h} est corrélée positivement avec le stock d'eau des deux profondeurs ($r = 0,86$ et $r = 0,40$) et LAI ($r = 0,78$) alors qu'elle est anti-corrélée avec VPD et T . La variable z_0 se projette partiellement sur le deuxième axe avec une corrélation $r = 0,52$ avec EF_{10-14h} . Bien que faible, les valeurs des corrélations sont toutes significatives ($p < 0,0001$) et c'est le stock d'eau

1. Probabilité critique : la valeur p (en anglais p -value) est la probabilité d'obtenir la même valeur (ou une valeur encore plus extrême) d'un test si l'hypothèse nulle était vraie. L'hypothèse nulle est une hypothèse postulant une égalité entre deux données ou deux coefficients d'un modèle. Si la p -value est inférieure à une valeur du seuil préalablement définie (ici choisi égal à 5 %), alors l'hypothèse nulle est rejetée et le résultat du test est statistiquement significatif.

qui est la variable la plus explicative des variations saisonnières de la fraction évaporative.

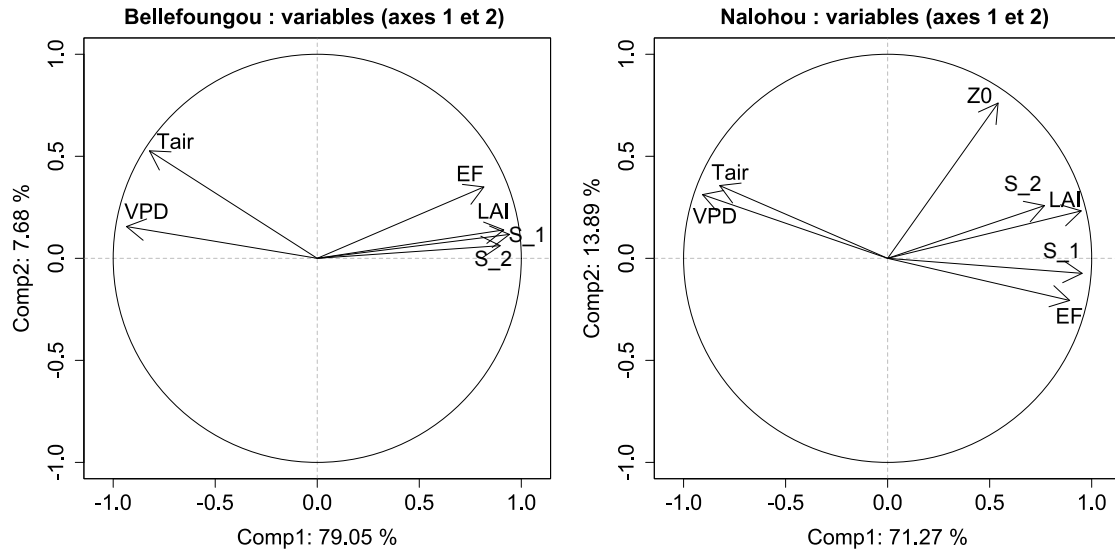


FIGURE 6.3 – Répartition des variables sur le cercle unité : ~ 86 et 85% sur les composantes 1 et 2 respectivement pour le site de Bellefoungou et Nalohou pendant l'année 2009. S-1 pour le stock d'eau entre 0 et 30 cm et S-2 pour la profondeur 30 cm - 1 m.

Nous retenons à ce niveau que le premier axe caractérise les corrélations avec le stock d'eau sur les deux sites. Le fait que la fraction évaporative soit anti-corrélée avec la température de l'air et le déficit de vapeur d'eau révèle juste que ces variables ont des dynamiques saisonnières différentes. Comme on peut le constater, il est difficile de distinguer la contribution de chaque variable dans les corrélations totales. Pour ce faire, nous avons calculé les corrélations partielles en utilisant toujours la méthode de Spearman pour quantifier la contribution de chaque variable dans les corrélations totales.

6.1.2.2. Corrélations partielles de Spearman

A l'échelle annuelle, une corrélation positive et statistiquement significative ($r = 0,33$; $p < 0,0001$) apparaît entre S_{0-30cm} et EF_{10-14h} sur le site de Bellefoungou. Par contre, les corrélations entre le LAI , T et EF_{10-14h} sont faibles et non significatives ($p > 0,05$). Une corrélation négative faiblement significative ressort des relations entre EF_{10-14h} et le reste des variables (VPD et $S_{30cm-1m}$).

Sur le site de Nalohou, le LAI et S_{0-30cm} sont positivement corrélés avec EF_{10-14h} avec respectivement ($r = 0,26$; $0,52$, $p < 0,0001$). Une corrélation négative est obtenue entre la fraction évaporative et les variables telles que $S_{30cm-1m}$, T , z_0 et VPD avec des taux de significativité décroissants pour $S_{30cm-1m}$, T et z_0 et non significatif pour le VPD (Tableau 6.2).

En comparant les corrélations partielles entre les deux sites, on observe que la fraction évaporative est mieux expliquée par S_{0-30cm} . A Bellefoungou, la faible corrélation négative entre $S_{30cm-1m}$ et EF_{10-14h} **indique que la dynamique du stock d'eau profond n'est pas la même que celle que l'ETR mesurée**. Ce résultat rejoint celui de [SERVIERE, 2010] qui a montré l'inexistence d'une dépendance significative entre la transpiration et les variations de l'humidité du sol des couches des horizons de subsurface. La corrélation négative entre $S_{30cm-1m}$ et EF_{10-14h} à Nalohou indique **le fort déphasage entre le stock d'eau des couches de subsurface et l'évapotranspiration réelle**. Ces couches contribuent à l'ETR lorsqu'il n'y a plus de végétation c'est-à-dire quand les herbacées sont coupées sur ce site. Pour ce qui est du LAI à Nalohou, il semble mieux expliquer la fraction évaporative qu'à Bellefoungou. Cependant, ce résultat doit être pris avec réserve car la résolution des mesures de LAI est 10 fois supérieure à celles des empreintes des flux.

Tableau 6.2 – Matrices de corrélations partielles entre les variables physiques explicatives et leurs tests de significativité associés (mis entre parenthèse) : fraction évaporative (EF_{10-14h}), déficit de vapeur saturante (VPD), température de l'air (T), le stock d'eau S des couches superficielle et profonde, l'indice foliaire de la végétation (LAI) et la longueur de rugosité z_0 .

Bellefoungou	EF_{10-14h}	VPD	T	S_{0-30cm}	$S_{30cm-1m}$	LAI
EF_{10-14h}	1					
VPD	-0,16 ^(0,0041)	1				
T	-0,02 ^(0,698)	0,70(<0,0001)	1			
S_{0-30cm}	0,33(<0,0001)	-0,42(<0,0001)	0,28(<0,0001)	1		
$S_{30cm-1m}$	-0,16 ^(0,006)	0,32(<0,0001)	-0,43(<0,0001)	0,46(<0,0001)	1	
LAI	0,05 ^(0,370)	-0,34(<0,0001)	0,23(<0,0001)	0,09 ^(0,111)	0,67(<0,0001)	1

Nalohou	EF_{10-14h}	VPD	T	S_{0-30cm}	$S_{30cm-1m}$	LAI	z_0
EF_{10-14h}	1						
VPD	-0,03 ^(0,534)	1					
T	-0,14 ^(0,007)	0,63(<0,0001)	1				
S_{0-30cm}	0,52(<0,0001)	-0,35(<0,0001)	0,03 ^(0,642)	1			
$S_{30cm-1m}$	-0,42(<0,0001)	0,43(<0,0001)	-0,34(<0,0001)	0,49(<0,0001)	1		
LAI	0,26(<0,0001)	-0,55(<0,0001)	0,31(<0,0001)	-0,01 ^(0,808)	0,48(<0,0001)	1	
z_0	-0,10 ^(0,042)	0,39(<0,0001)	-0,14 ^(0,008)	0,13 ^(0,013)	-0,2 ^(0,001)	0,71(<0,0001)	1

6.1.3. Caractéristiques principales de fonctionnement des deux couverts

Des précédentes analyses, on peut globalement retenir :

- A l'échelle annuelle, sur les deux sites, S_{0-30cm} explique la variabilité saisonnière de la fraction évaporative ;
- Sur le site de Nalohou, s'ajoutent au stock d'eau des couches superficielles la longueur de rugosité z_0 et l'indice foliaire de la végétation.
- Les analyses statistiques ont montré également que sur les deux couverts végétaux, le stock d'eau de la couche (30 cm - 1m) n'a pas la même dynamique que celle de l'évapotranspiration réelle mesurée.

Au-delà de ces variables, on note à l'échelle annuelle une relation statistique faiblement significative entre la fraction évaporative et la température de l'air à Nalohou ($r = -0,14$; $p = 0,007$). A Bellefoungou, elle est non significative ($r = -0,02$; $p > 0,05$) (Tableau 6.2).

Les variables atmosphériques choisies semblent alors ne jouer qu'un rôle marginal. Les fortes valeurs négatives obtenues dans les corrélations totales indiquent la concordance de la saisonnalité entre EF_{10-14h} et le VPD (resp. T). Toutefois, les faibles corrélations partielles indiquent la faible dépendance entre EF_{10-14h} et ces variables. A Nalohou, parmi les variables atmosphériques, la corrélation partielle entre EF_{10-14h} et T est la seule qui a une significativité ($r = -0,14$; $p = 0,007$). Celle-ci peut être mise en relation avec la limitation de l'évapotranspiration réelle par la température pour les plantes de type C4 [COLLATZ et al., 1992] d'ores et déjà identifiée (Chapitre 5, [MAMADOU et al., 2014]).

6.2. Cycle annuel des caractéristiques de surface des deux couverts

6.2.1. Conductance aérodynamique G_a

Pour le site de culture/jachère de Nalohou, la conductance aérodynamique calculée à partir de l'équation (2.72) a une saisonnalité peu marquée (Figure 6.5 a). Sa valeur moyenne annuelle est de 100 mm.s^{-1} . G_a dépasse rarement 150 mm.s^{-1} . En saison humide, elle augmente légèrement pour atteindre son maximum pendant la phase de l'assèchement de l'atmosphère avant que les cultures ne soient récoltées et les herbacées coupées. La rugosité de la surface est maximale en cette période de l'année (Figure 6.5 d).

La conductance aérodynamique G_a présente une forte saisonnalité à Bellefoungou. Elle augmente en fin de la saison humide où elle vaut en 168 mm.s^{-1} puis atteint un maximum annuel ($\sim 300 \text{ mm.s}^{-1}$) pendant la phase de l'assèchement de l'atmosphère, valeur qu'elle conserve en saison sèche. La décroissance de G_a commence en fin de saison sèche et continue jusqu'en milieu de saison des pluies. En saison sèche de l'année 2009, G_a est deux fois plus grande à Bellefoungou qu'à Nalohou. Cet effet est essentiellement dû à la rugosité du couvert végétal. Afin de vérifier cette affirmation, nous avons tracé les séries temporelles de G_a en fonction de u , u_* , z_0 et $\frac{\varphi_H}{\varphi_m}$ (Figure 6.4).

La vitesse du vent mesurée par l'anémomètre sonique est très peu différente sur les deux sites, mais la rugosité n'a pas la même dynamique. La vitesse de friction u_* qui caractérise le cisaillement au-dessus de la surface quant à elle, est plus élevée à Bellefougou qu'à Nalohou en toutes saisons (Figure 6.5b). Il en est presque de même pour le ratio $\frac{\varphi_H}{\varphi_m}$. Une relation linéaire apparaît entre Ga et u_* sur les deux sites avec une plus forte sensibilité à Bellefougou (Figure 6.4 b). Par contre, la corrélation est pratiquement nulle entre Ga et la vitesse du vent (Figure 6.4 c). Sur les deux sites, la relation entre Ga et la longueur de rugosité indique une augmentation de Ga quand la rugosité augmente. Ga est fonction de la vitesse de friction elle-même fonction de la rugosité. La conductance aérodynamique n'est pas sensible à la convection représentée ici par le rapport $\frac{\varphi_H}{\varphi_m}$ à Nalohou tandis qu'une légère relation semble apparaître à Bellefougou (Figure 6.4 d).

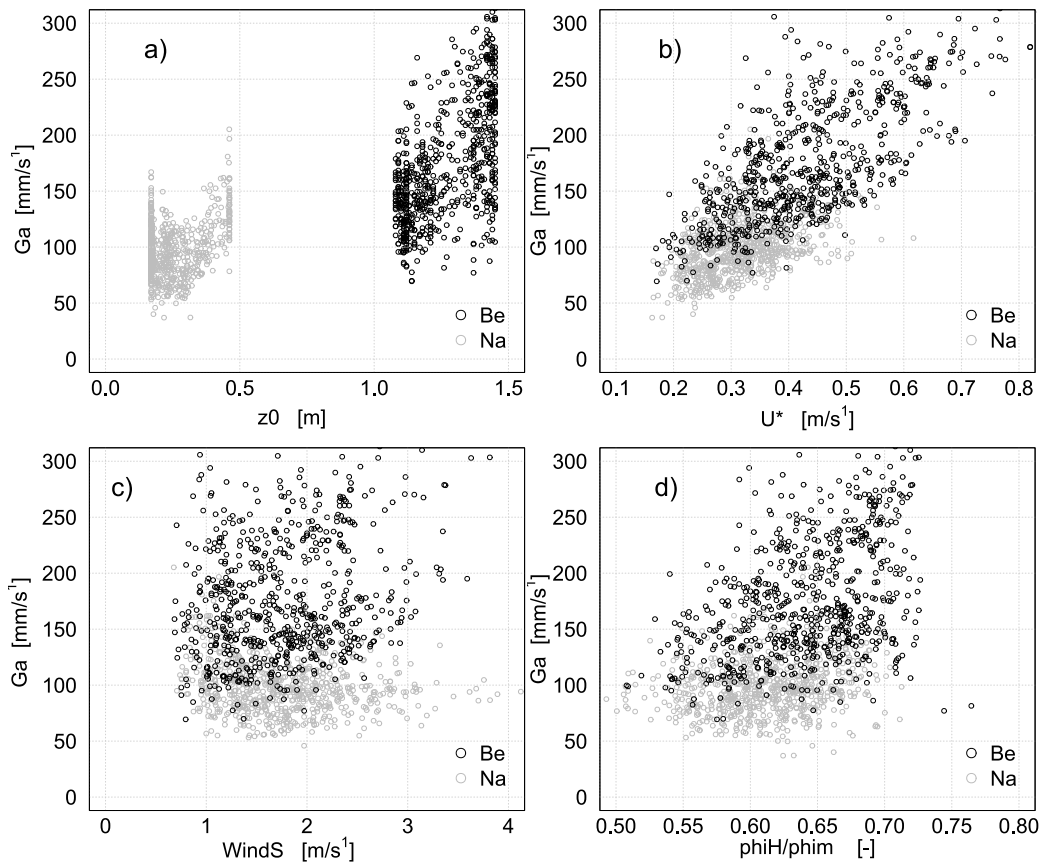


FIGURE 6.4 – Relations entre la conductance aérodynamique et la longueur de rugosité (a), la vitesse de friction (b) et la vitesse du vent mesurée par l'anémomètre sonique (c) et (d) le rapport entre les fonctions de stabilité pour le flux de chaleur sensible et celle de la quantité de mouvement à Nalohou (points gris) et Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10.

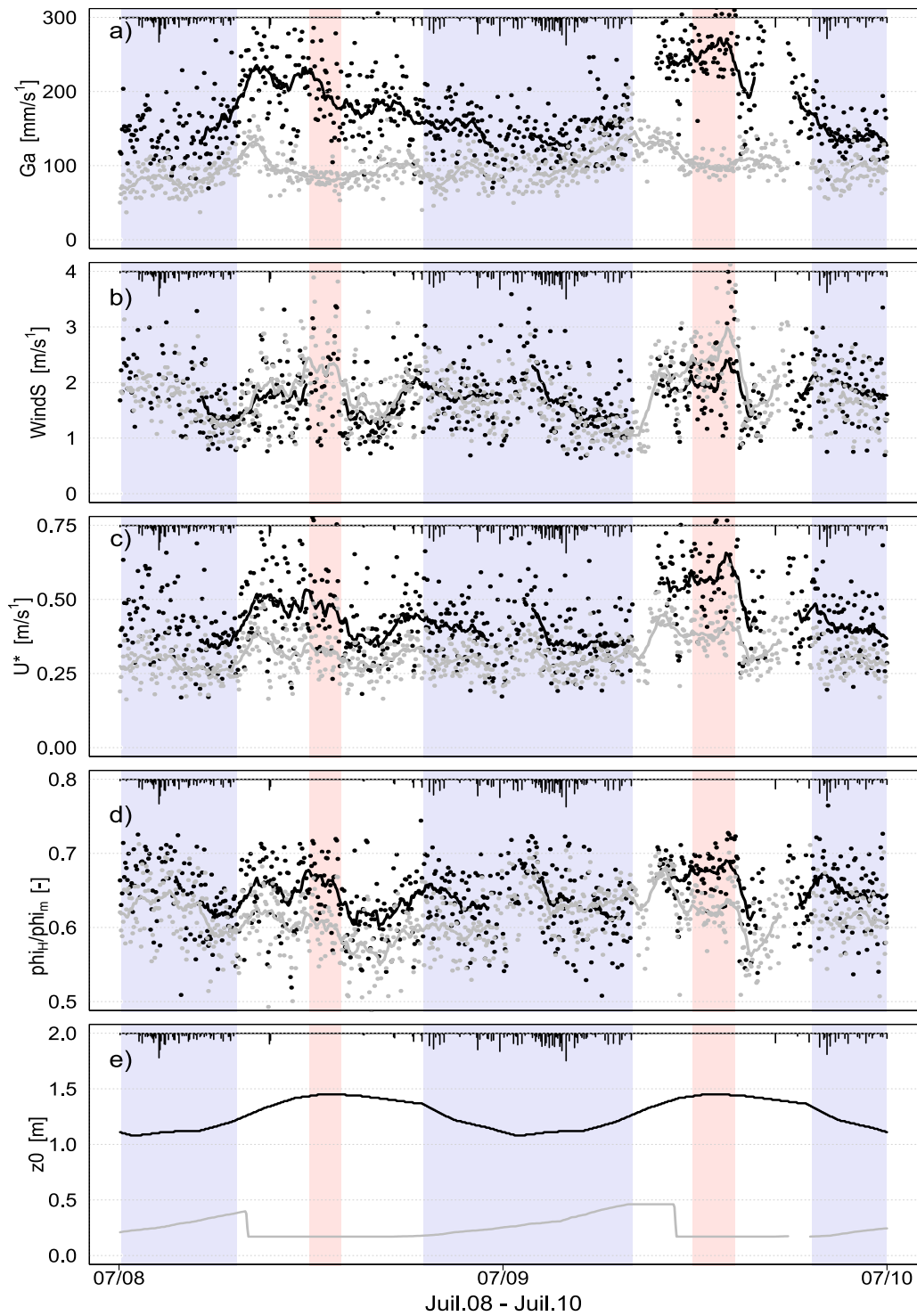


FIGURE 6.5 – Cycle annuel des moyennes 10-14 h de (a) la conductance aérodynamique, (b) la vitesse du vent mesurée par l'anémomètre sonique, (c) la vitesse de friction, (d) du rapport entre les fonctions de stabilité pour le flux de chaleur sensible et celle de la quantité de mouvement et (e) la longueur de rugosité à Nalohou (gris) et à Bellefougou (noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. Les traits gris et noirs représentent les moyennes glissantes sur 20 jours. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche.

6.2.2. Conductance de surface G_s et coefficient de découplage Ω

Les dynamiques de G_s et de Ω sur les deux couverts végétaux sont présentées sur la figure (6.6). Leurs dynamiques s'apparentent globalement à celle du flux de chaleur latente c'est-à-dire faible en saison sèche et élevée en saison humide. Pendant la saison sèche, quand le sol est nu à Nalohou, G_s est inférieure à 1 mm.s^{-1} alors qu'à Bellefoungou, elle est trois fois plus importante ($G_s \sim 3 \text{ mm.s}^{-1}$). Le coefficient de découplage est presque nul sur les deux sites. Ce qui implique que la surface et l'atmosphère sont fortement couplées en saison sèche.

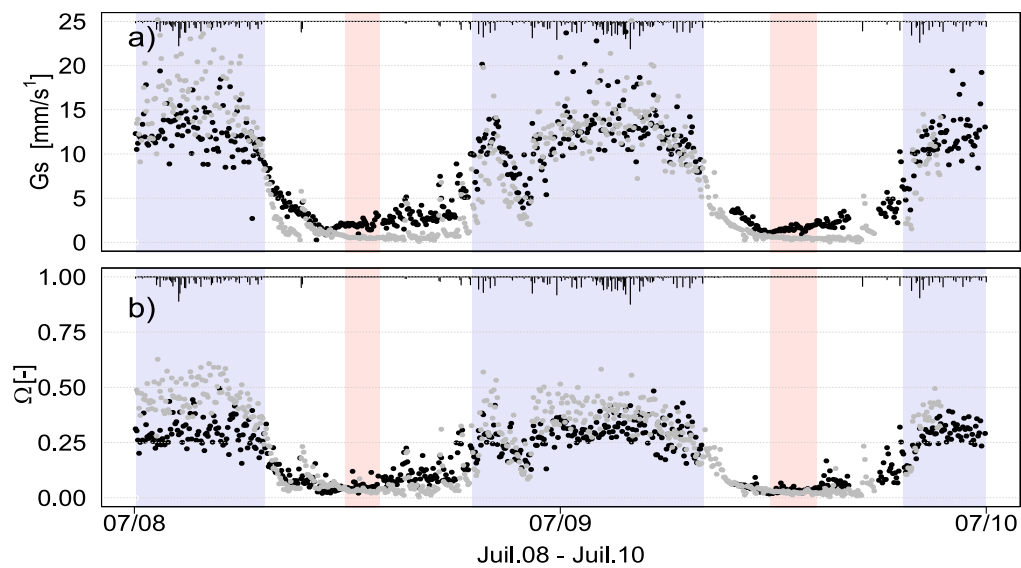


FIGURE 6.6 – Cycle annuel des moyennes 10 - 14 h de : (a) la conductance de surface et (b) du coefficient de découplage à Nalohou (points gris) et à Bellefoungou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide.

Pendant la saison humide, en particulier après le saut de mousson, la végétation n'est plus limitée en eau. G_s atteint des valeurs maximales de $\sim 20 \text{ mm.s}^{-1}$ sur les deux sites pendant l'année 2009. Les moyennes de G_s de la saison humide de cette année sont aussi similaires sur les deux couverts végétaux (13 mm.s^{-1}). Les valeurs moyennes de conductance de surface obtenues sur la forêt pendant la saison humide sont comparables à celles trouvées par [ZHANG et al., 2012] en climat tempéré sur une forêt en Chine (12 mm.s^{-1}). On ne dispose pas de référence pour le site de la forêt en zone soudanienne, car aucune étude antérieure n'a été effectuée sur ce type de couvert. Sur le site de culture de Nalohou, la conductance de surface ($G_s = 13 \text{ mm.s}^{-1}$) est proche de la valeur obtenue par [BAGAYOKO et al., 2007] au dessus d'une culture (entre 12 et 20 mm.s^{-1}) dans la même zone climatique au Burkina – Faso.

Pendant la saison humide l'eau est disponible, Ω vaut 0,5 à Nalohou et 0,4 à Bellefoungou signifiant que même en saison des pluies le découplage entre la surface et l'atmosphère est incomplet dans cette région et pour ces couverts végétaux. A Bellefoungou, le coefficient de découplage est légèrement inférieur à celui de Nalohou. La rugosité du couvert favorise le mélange entre le haut

de la canopée et l'atmosphère et permet ainsi à l'air de la couche limite de surface de pénétrer dans la canopée. Ce résultat est en accord avec la littérature où le coefficient de découplage Ω est généralement inférieur sur les forêts [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986; GRANIER et al., 1996; VOURLITIS et al., 2008; WULLSCHLEGER et al., 2000] que sur les zones de cultures [JARVIS & MCNAUGHTON, 1986]. Dans les conditions de couplage partiel, [WILSON & BALDOCCHI, 2000] ont montré que l'évapotranspiration est contrôlée à la fois par le rayonnement net, l'humidité du sol, la conductance de surface et le déficit de pression de vapeur saturante.

6.3. Sensibilité de l'évapotranspiration réelle aux conditions de surface et atmosphérique

Dans cette partie, nous effectuons une analyse de la sensibilité de l'évapotranspiration réelle par rapport aux conditions de surface et atmosphérique. Les variables d'influence considérées ici sont l'humidité du sol, l'indice foliaire de la végétation, la conductance de surface pour les conditions de surface d'une part, et pour les conditions atmosphériques, d'autre part, le déficit de pression de vapeur saturante et la conductance aérodynamique.

6.3.1. Relations entre EF et les conditions de surface

La figure (6.7 a) montre la relation entre la fraction évaporative et la fraction d'eau disponible dans les couches de sol 0 - 30 cm. La fraction d'eau disponible est calculée comme étant le ratio entre le stock d'eau moyen journalier et le stock d'eau maximal mesuré sur la profondeur considérée ($X = \frac{S - S_{min}}{S_{max} - S_{min}}$). Lorsque la fraction d'eau diminue, les transferts de vapeur d'eau vers l'atmosphère baissent. Cet effet non linéaire est visible sur les deux couverts étudiés. Lorsque l'eau disponible diminue, le taux d'évapotranspiration n'est tout d'abord pas affecté, mais lorsqu'elle dépasse un certain seuil, EF_{10-14h} devient très sensible aux variations du stock d'eau. Le seuil est différent pour les deux couverts végétaux (entre 50% à Nalohou et 20% à Bellefougou). En forêt où la végétation a des racines qui peuvent prendre de l'eau en dessous de 1 m, la fraction évaporative est supérieure à Nalohou pour un même stock d'eau en surface (0 - 30cm).

La figure (6.7 b) montre les variations de EF_{10-14h} en fonction du LAI . On observe une dispersion importante des points pour les deux sites. Plus précisément en se référant à la figure (6.2) pour dater les nuages de points sur la figure (6.7 b), on observe à Nalohou une augmentation rapide de la fraction évaporative pour des LAI inférieurs à $1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^2$ correspondant à la phase de croissance des herbacées. Dans la première moitié de la saison humide le LAI continue de croître alors que la fraction évaporative reste constante. Enfin, lors du ressuyage de la végétation la fraction évaporative décroît linéairement avec le LAI . Globalement, le LAI explique 65% de la variance de EF_{10-14h} . A Bellefougou un cycle similaire mais moins marqué peut être observé avec en particulier l'établissement d'un régime constant de fraction évaporative pour un LAI variant de 1,5 à $3,5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^2$. Pour les faibles valeurs de LAI , et les faibles valeurs de EF_{10-14h} , la dispersion est plus grande pour le site de forêt que pour le site de culture. Globalement, le LAI explique 52% de

la variance de EF_{10-14h} .

La sensibilité globale de la partition énergétique à la conductance de surface pour les deux années hydrologiques est illustrée sur la figure (6.8). La figure montre comment EF_{10-14h} est influencée par la conductance de surface. Quand G_s est supérieure à $10 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$ l'évapotranspiration réelle n'est plus limitée par la surface. Elle est uniquement contrôlée par la demande atmosphérique et l'énergie disponible. En-dessous de ce seuil en revanche, EF_{10-14h} décroît avec G_s sur les deux sites. Pour une même valeur de G_s , EF_{10-14h} est plus élevé sur le site de forêt que sur le site cultivé. Cette plus grande efficacité de la forêt à transpirer peut être expliquée par sa conductance aérodynamique plus élevée.

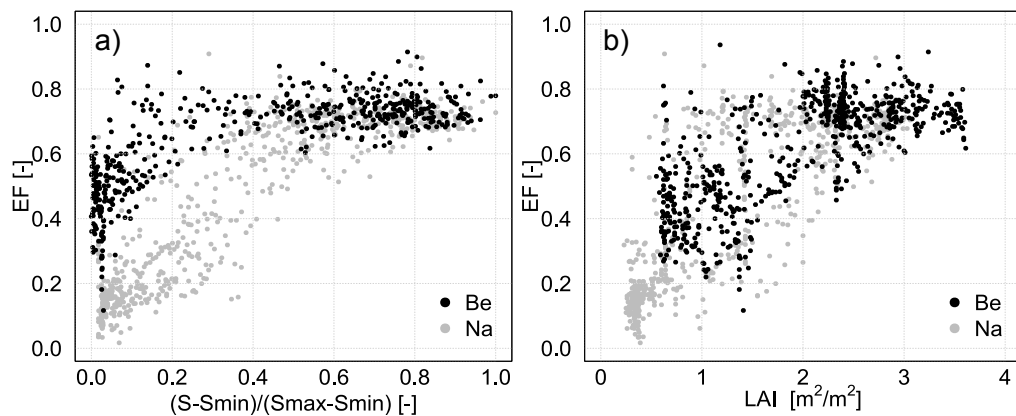


FIGURE 6.7 – Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et (gauche) la fraction d'eau journalière disponible entre 0 - 30 cm et l'indice foliaire de la végétation (droite) à Nalohou (points gris) et à Bellefoungou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10.

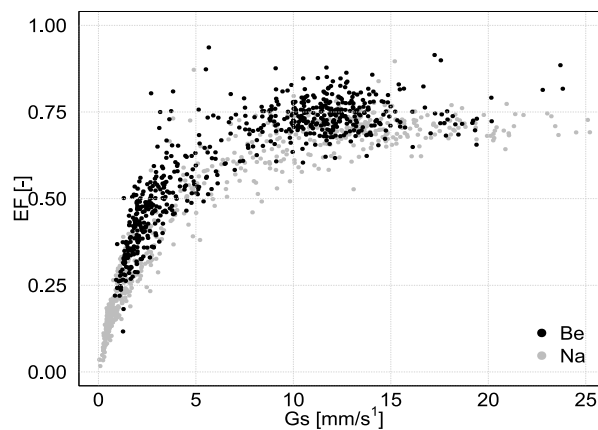


FIGURE 6.8 – Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et la conductance de surface à Nalohou (points gris) et à Bellefoungou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10.

6.3.2. Relation entre EF et les conditions atmosphériques

Pour quantifier la relation entre EF_{10-14h} et les conditions atmosphériques, nous avons tracé sur la figure (6.9), EF_{10-14h} en fonction du VPD et de Ga . Sur les deux couverts végétaux, EF_{10-14h} décroît de façon quasi linéaire quand le VPD augmente. Lorsque l'air est proche de la saturation, c'est-à-dire pour les valeurs du VPD comprises entre 0 et 2 kPa , $EF_{10-14h} \sim 0,75$. Quand le $VPD > 2 kPa$, le nuage de points est plus dispersé sur les deux sites. On note enfin que pour un même VPD la fraction évaporative de la forêt est toujours supérieure à celle de la mosaïque de culture/jachère. Le site de Nalohou est alors plus sensible au déficit de pression de vapeur que celui de Bellefougou.

La tendance observée entre EF_{10-14h} et Ga est différente sur les deux sites. A Nalohou, la fraction évaporative n'est pas affectée par la conductance aérodynamique qui a un cycle saisonnier peu marqué (Figure 6.9). A Bellefougou par contre, une relation linéaire s'observe entre la fraction évaporative et la conductance aérodynamique avec une corrélation ($r^2 = 0,77$). Les variations saisonnières de Ga affectent EF_{10-14h} reflétant ainsi la sensibilité de l'évapotranspiration réelle à la rugosité et à la vitesse de friction sur le site de forêt en zone soudanienne.

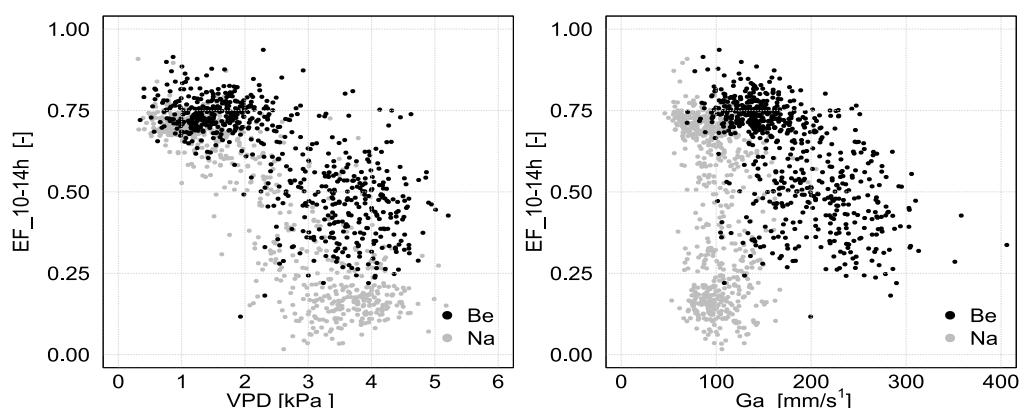


FIGURE 6.9 – Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et le déficit de pression de vapeur saturante (gauche) et la conductance aérodynamique (droite) à Nalohou (points gris) et Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10.

6.4. Etude comparative des cycles diurnes des flux d'énergie à la surface

Après avoir étudié les différences saisonnières des comportements des surfaces entre le site de Nalohou et Bellefougou nous nous intéressons dans cette partie à des échelles de temps plus courtes. Cette partie traite en premier lieu de la réponse de la surface à des événements pluvieux et ensuite des cycles diurnes moyens des différents termes du bilan d'énergie. Les échanges d'énergie et de masse entre la surface et l'atmosphère s'effectuent à des échelles de temps variables. Parmi elles, le cycle diurne apparaît comme un mode de variabilité fondamental dans les tropiques [YANG & SLINGO, 2001] et spécialement en Afrique de l'Ouest [PARKER et al., 2005], qui affecte fortement la couche limite atmosphérique [GOUNOU et al., 2012]. A cause du manque de données d'observations,

peu d'études se sont focalisées sur les cycles diurnes des flux d'énergie dans cette région. Or plusieurs études ont montré l'inaptitude des modèles numériques à reproduire les caractéristiques diurnes des processus [YANG & SLINGO, 2001; SVENSSON et al., 2011]. Par conséquent, documenter et caractériser les flux d'énergie à la surface à l'échelle diurne apparaît comme une étape importante pour fournir un cadre d'amélioration de la prédictibilité du système de la mousson ouest africaine [GOUNOU et al., 2012].

6.4.1. Réponse de la surface à des événements pluvieux

Nous analysons ici la réponse de la surface à des événements pluvieux pendant les phases de transition entre les saisons, phases au cours desquelles ont lieu des pluies isolées, qui nous permettent d'étudier le comportement des flux d'énergie sur les deux couverts pendant la phase de vidange du stock d'eau dans les premiers mètres de la surface du sol. Deux séquences contrastées en début (15/03 - 25/03/09) et en fin de saison (16/10 - 26/10/09) sont considérées. En plus de celles-ci, nous avons identifié deux autres périodes situées juste avant le saut de mousson (01/06 - 11/06/09) et une au cœur de la saison des pluies (01/08 - 11/08/09). De telles conditions de surface associées à celles atmosphériques permettent d'étudier la variabilité spatio-temporelle à fine échelle, des flux d'énergie échangés entre les surfaces soudaniennes et l'atmosphère. L'étude se focalise en particulier, sur la dynamique de ces flux et de leur partition 2 à 3 jours avant l'apparition des événements pluvieux et quelques jours après ceux-ci.

La première séquence $S1$ étudiée se situe dans la phase d'humidification de l'atmosphère et comporte deux événements pluvieux les 18 et 19 mars de 10 et 12 mm à Nalohou; 14 et 11 mm à Bellefoungou. Ceux-ci succèdent à une période de quatre mois sans aucune précipitation (la dernière pluie de l'année 2008 a eu lieu le 20 novembre). Pendant $S1$, l'énergie disponible en surface ($R_n - G$) est relativement faible (Figure 6.10) et le sol est sec. La surface du sol est nue à Nalohou et le VPD est assez important sur les deux sites (maximum journalier allant jusqu'à 5 kPa).

La seconde séquence $S2$ se situe à la fin de la saison humide. Elle est très différente de $S1$: l'énergie disponible est plus importante (600 à 700 $W.m^{-2}$); la végétation est bien développée (en phase de sénescence à Nalohou) et le sol est humide et la variation du stock d'eau dans les premiers mètres est particulièrement différente sur les deux sites (Figure 6.11). Le VPD est moindre comparativement à $S1$ (maximum journalier d'environ ~ 2 kPa).

Les deux séquences $S3$ et $S4$ ont été choisies en juin et en août pour illustrer les comportements différents qui peuvent exister dans les réponses de la surface au sein même de la saison humide. La particularité de $S3$ est qu'elle comporte des journées pendant lesquelles le couvert forestier et la zone de mosaïque de culture/jachère ont presque les mêmes stocks d'eau. Bien que l'occurrence des précipitations soit accrue pendant $S4$, la disponibilité en eau des premières couches est plus importante à Bellefoungou qu'à Nalohou (voir annexe C).

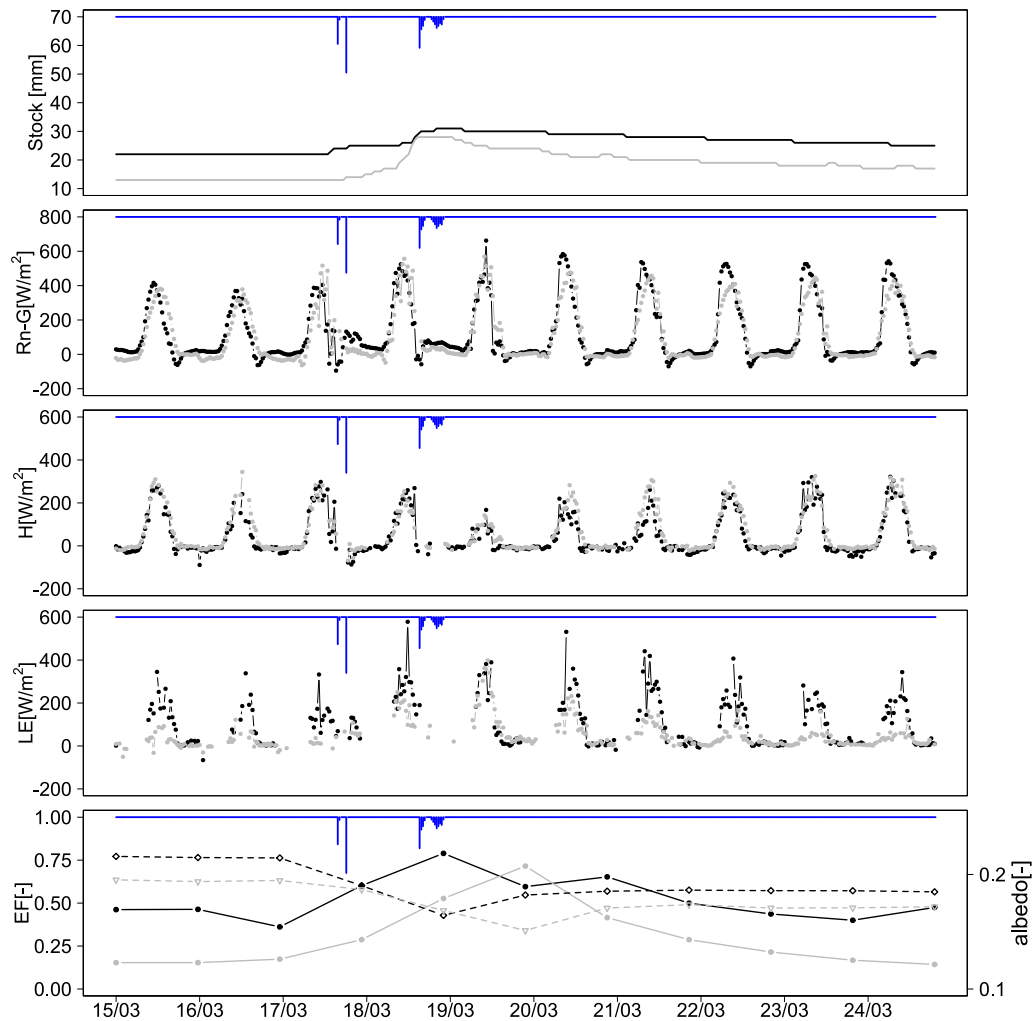


FIGURE 6.10 – Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau entre 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative (trait plein) et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence *S1* (période du 15 au 25 mars 2009) sur les sites de Bellefoungou (points noirs) et de Nalohou (points gris).

6.4.1.1. Variabilité spatio-temporelle des flux H & LE , des conditions atmosphérique et surfacique au cours des séquences étudiées

La diminution de la température de l'air et l'augmentation de l'humidité du sol après les précipitations affecte le rayonnement net et, la partition de l'énergie disponible à la surface en flux turbulents. Quand le sol est nu, cas de la *S1* à Nalohou, l'humidification de la surface entraîne systématiquement la réduction de l'albédo (0,18 avant la pluie et 0,15 après). Avant les précipitations les flux de chaleur sensible observés sur les deux sites sont presque les mêmes. Le flux de chaleur sensible diminue brusquement le jour suivant, le maximum journalier a baissé de 200 W.m^{-2} . Au fil des jours suivant l'événement pluvieux, le flux de chaleur sensible augmente sur les deux sites. La dynamique de la forêt est plus lente. Les deux chroniques sont de nouveau superposées cinq jours après l'événement pluvieux du 18/03.

Les dynamiques du flux de chaleur latente sont distinctes sur les deux sites. Avant les événements pluvieux, le maximum journalier de LE est d'environ 250 W.m^{-2} à Bellefoungou alors qu'à Nalohou, il est faible ($< 50 \text{ W.m}^{-2}$). Juste après ceux-ci, les deux couverts se comportent de façon similaire et on observe des taux d'évapotranspiration réelle de près de 400 W.m^{-2} . Mais ce comportement ne dure qu'une journée car à Nalohou, il est contraint par l'humidité du sol disponible pour l'évaporation. A Bellefoungou, les arbres ont accès à des réserves plus profondes. Ainsi, on observe quelques jours après la pluie une diminution du flux LE et ainsi de la fraction évaporative avec une dynamique moins rapide à Bellefoungou qu'à Nalohou. Il est à noter que cette séquence présente une importante variabilité intra-journalière des flux H et LE .

$S2$ se situe à la fin de la saison des pluies, avec un effet des précipitations qui semble faible sur le flux de chaleur sensible. De même pour le flux de chaleur latente, les variations inter-journalières sont plus grandes que l'effet des pluies sur les deux sites. Le comportement des surfaces semble donc très différent pour les deux autres périodes. $S3$ est similaire à $S1$ et $S4$ à $S2$ (voir annexe C, figures 19 et 20). Comparativement à $S1$, le flux de chaleur sensible présente les mêmes dynamiques journalières sur les deux sites pendant toute la séquence $S2$. Par contre, une variation différente de celle observée en $S1$ s'observe dans les variations temporelles de LE . Tout le temps, la forêt évapotranspire plus que la mosaïque de culture/jachère. Le jour suivant l'événement pluvieux du jour 19/10, LE observé à Bellefoungou diffère de celui de Nalohou ce qui reflète un comportement différent de celui observé en $S1$ (Figure 6.10). Les fractions évaporatives se rejoignent au cœur de la saison humide ($S4$) quand la surface du sol est saturée en humidité.

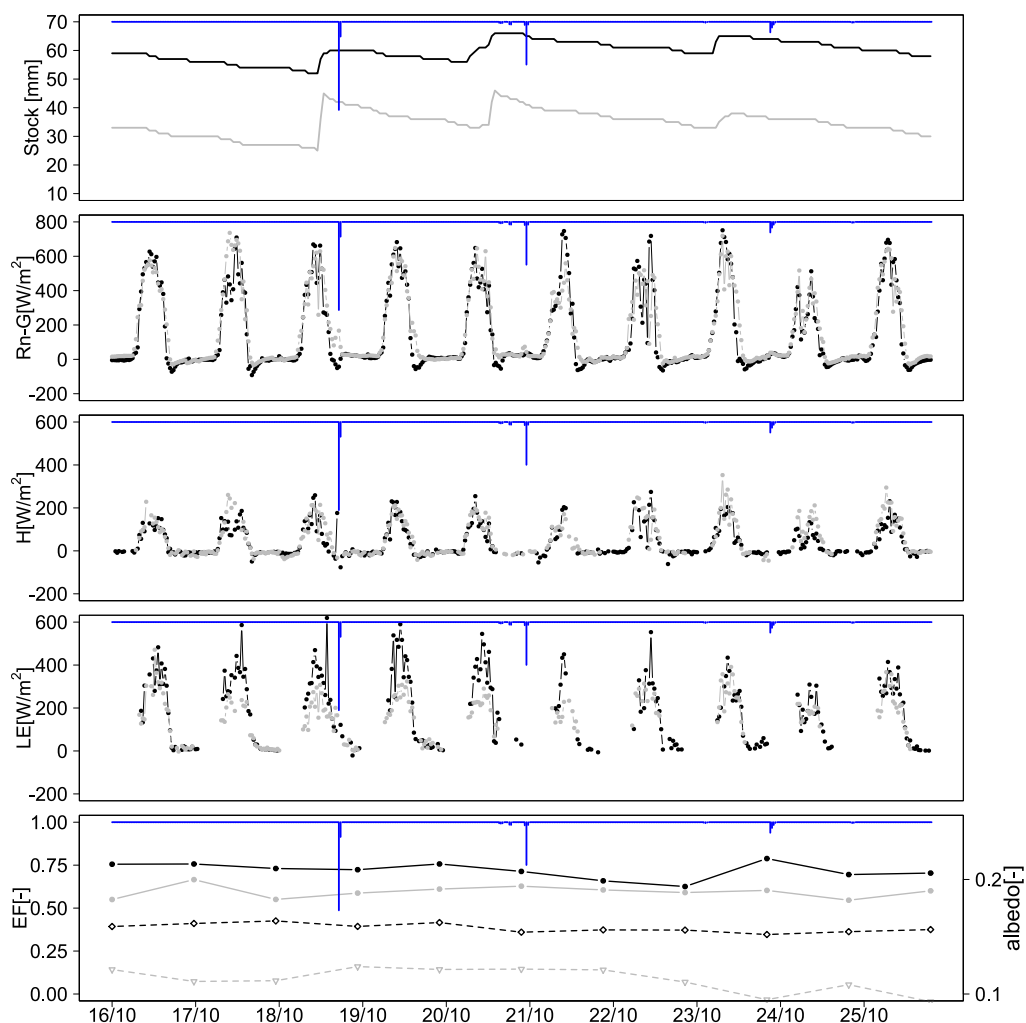


FIGURE 6.11 – Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau entre 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative (trait plein) et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence *S2* (période du 16 au 26 octobre 2009) sur les sites de Bellefoungou (points noirs) et de Nalohou (points gris).

6.4.1.2. Relations entre les variables intégrées et l'humidité du sol

La fraction d'énergie disponible à la surface est répartie principalement selon deux processus d'échange : le flux de chaleur latente et le flux de chaleur sensible. Cette répartition dépend du stock d'eau dans le sol et du développement du couvert végétal. Il s'agit ici d'examiner les relations qui lient les moyennes entre 10 h et 14 h des variables intégrées à savoir la fraction évaporative et le rapport de Bowen avec le stock d'eau entre 0-30 cm. La figure (6.12) illustre les relations obtenues pendant chaque séquence.

Au début de *S1* avant l'apparition des événements pluvieux, quand le stock d'eau est faible, un important flux de chaleur sensible et un faible flux de chaleur latente conduisent à un fort rapport de Bowen de (9) et une faible fraction évaporative de ($\sim 0,20$) à Nalohou. A Bellefoungou, les valeurs des variables intégrées sont inversées c'est-à-dire, un rapport de Bowen plus faible (2) qu'à Nalohou et une fraction évaporative plus élevée ($\sim 0,5$) liée aux valeurs élevées du flux de chaleur

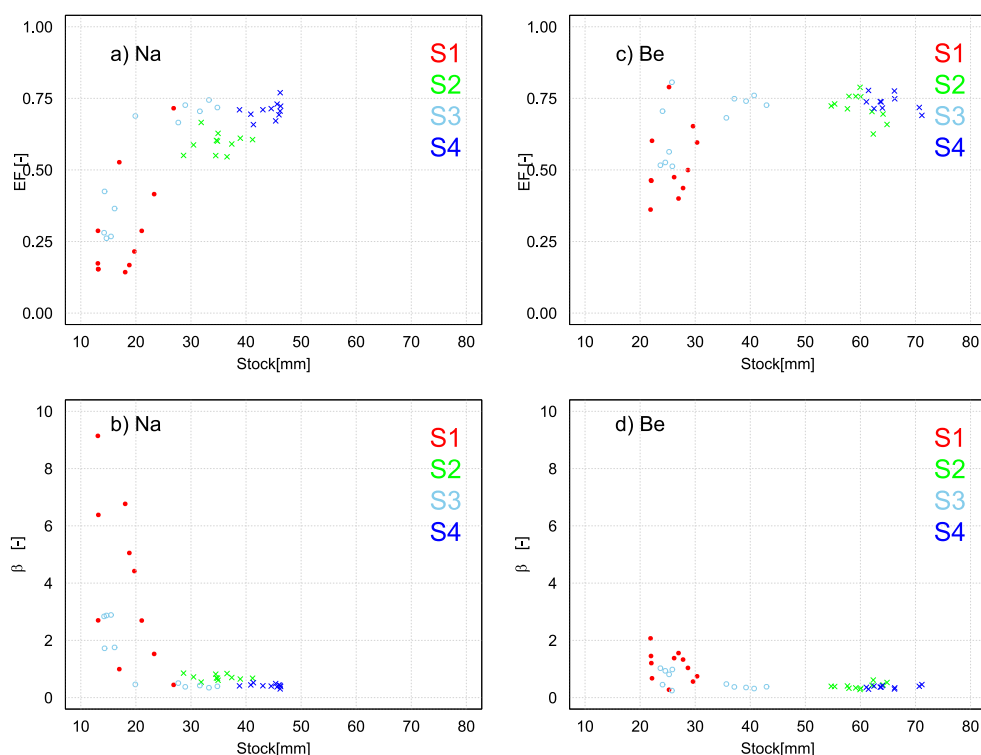


FIGURE 6.12 – Relations entre les moyennes entre 10 h et 14 h de la fraction évaporative, du rapport de Bowen et du stock d'eau entre 0-30 cm durant les différentes séquences étudiées à Nalohou et Bellefougou.

latente. En moyenne 60 à 75% de la quantité d'énergie disponible est dissipée en évapotranspiration réelle sur les deux sites après les précipitations (Figure 6.12 a et c). L'augmentation du stock d'eau conduit à une diminution (augmentation) quasi linéaire de β_{10-14h} (EF_{10-14h}) sur les deux sites. La même dynamique semble apparaître au début de la séquence $S3$. Pendant $S4$ et une partie de $S3$, le rapport de Bowen et la fraction évaporative restent moins sensibles à l'augmentation du stock d'eau dans le sol. En particulier sur le site de Nalohou, β_{10-14h} et EF_{10-14h} sont constants pour $30 \text{ mm} < S_{0-30\text{cm}} < 50 \text{ mm}$. Cela suggère qu'à cette période de l'année la surface n'influence pas la partition des flux d'énergie sur ce couvert. Sur le site de Bellefougou, les valeurs du stock d'eau pour lesquelles β_{10-14h} et EF_{10-14h} restent constants ($S_{0-30\text{cm}} > 40 \text{ mm}$) diffèrent.

6.4.1.3. Discussion : Implication de la dynamique de la partition des flux sur la couche limite atmosphérique

Les résultats obtenus sur les deux sites mettent en évidence l'existence d'une forte variabilité spatio - temporelle des flux d'énergie à la surface. L'existence de cette variabilité spatio - temporelle a été également observée en zone Sahélienne [GASH et al., 1997; KABAT et al., 1997; GUICHARD et al., 2012]. Les variations des flux et de leurs partitions à l'échelle événementielle dépendent de la répartition des événements pluvieux et des conditions de surface. L'apparition des premiers événements pluvieux change significativement l'état hydrique du sol conduisant ainsi à une forte augmentation (diminution) de la fraction évaporative (rapport de Bowen). En revanche, pour un sol humide proche de la saturation, la fraction évaporative (rapport de Bowen) varie peu après

les événements pluvieux. La variabilité de la réponse de la surface continentale aux événements pluvieux a été explicitement analysée par [LOHOU et al., 2013] à partir de la fraction évaporative sur tous les sites de l'observatoire AMMA-CATCH. La réponse de la surface se produit en deux étapes : la réponse immédiate et la phase de recouvrement. La réponse immédiate correspond à une augmentation de la fraction évaporative qui se produit juste après les événements pluvieux. Plus la surface du sol est sèche, plus forte est la réponse. La phase de recouvrement est caractérisée par une diminution de la fraction évaporative plusieurs jours après les événements pluvieux, suivant une relation exponentielle dont le taux de décroissance dépend du type du couvert végétal. Il est d'un jour sur un sol nu et de 70 jours sur une forêt [LOHOU et al., 2013].

Le faible intervalle de temps au cours duquel la surface est humide et EF (LE) est élevée pourrait influencer les interactions surface – atmosphère [CHARNEY, 1975 ; ZHENG & ELTAHIR, 1998 ; SMALL & KURC, 2001]. En effet, l'augmentation de l'humidité du sol entraîne une augmentation du flux de chaleur latente. Cette dernière s'accompagne d'une augmentation de l'énergie disponible à la surface ($R_n - G$), liée à l'influence de l'humidité du sol sur la température de surface et les rayonnements de grande longueur d'onde. Selon [SMALL & KURC, 2004], ces valeurs élevées du flux LE et de ($R_n - G$) devraient avoir une grande influence sur la couche limite atmosphérique quand les conditions atmosphériques sont favorables au développement de la convection. Sur les surfaces sahéliennes [TAYLOR et al., 2011 ; TAYLOR et al., 2012] ont montré que les hétérogénéités de l'humidité du sol provoquent un déclenchement préférentiel des orages sur les zones sèches. L'identification de tels processus met en évidence l'existence d'une rétroaction entre la surface et l'atmosphère dans cette région. Si le processus de rétroaction entre l'humidité du sol et précipitations a été bien documenté en zone sahélienne sèche, il n'en est pas de même pour les zones humides. Les travaux de [FINDELL & ELTAHIR, 2003] effectués en milieu humide dans l'Illinois (USA) et ayant porté sur l'étude du développement et de l'initiation de la convection dans différentes conditions atmosphériques ont montré que 22% des cas de convection se développent sur les zones humides contre seulement 13% sur les zones sèches. En zone soudanienne humide, des études restent à mener.

6.4.2. Etude comparative des cycles diurnes moyens

Dans cette étude, nous avons regroupé les données de flux de chaleur sensible, de flux de chaleur latente et de flux de chaleur dans le sol de chaque phase du cycle de la mousson définie dans le chapitre 4 pour élaborer des journées types composites représentatives de chaque phase. Une journée composite correspond pour chaque heure du jour, à la moyenne des flux à cette heure, pour tous les jours de la période considérée. De ces composites, les cycles diurnes moyens de chaque flux et sur chaque couvert sont représentés et analysés. Il s'agit ici mis à part la quantification des variations saisonnières diurnes de ces flux, de faire ressortir les différences entre couverts à cette échelle.

6.4.2.1. Variabilité saisonnière des termes du bilan d'énergie

La figure (6.13) représente les composites diurnes des termes du bilan d'énergie en 2009 sur les deux sites, pour les deux saisons et les deux phases de transition : saison sèche (jours n°1

à 26); saison humide (jours n° 103 à 304); phase d'humidification (jours n° 27 à 102) et phase d'assèchement de l'atmosphère (jours n° 305 à 359).

En saison sèche, le cycle diurne de R_n est symétrique par rapport à 12 h à Nalohou. R_n est légèrement déphasé à Bellefoungou. Ce déphasage s'observe pendant toutes les saisons sur ce site. Il est en partie dû à la position du capteur qui est affectée par l'ombre le matin (particulièrement visible sur la figure 6.13 d). En saison sèche, le cycle diurne du rayonnement net est légèrement plus fort à Bellefoungou. C'est le résultat d'un albédo plus faible et d'une température de surface également plus faible.

Pour ces conditions sèches, H et G sont les termes prépondérants du bilan et atteignent le jour respectivement des valeurs maximales de : $215 \pm 46 \text{ W.m}^{-2}$; $130 \pm 13 \text{ W.m}^{-2}$ à Nalohou et $183 \pm 44 \text{ W.m}^{-2}$; $210 \pm 52 \text{ W.m}^{-2}$ à Bellefoungou. A Bellefoungou, les maxima de ces deux flux sont déphasés par rapport à ceux de Nalohou particulièrement pour G . Le déstockage de la chaleur emmagasinée par la surface du sol durant la journée commence environ 1 h plus tard sur le site de la forêt comparativement au site de culture/jachère. Pour les deux sites H change de signe pratiquement à la même heure (environ 17 h). Ainsi, le déstockage d'énergie G alimente le flux de chaleur latente de fin d'après midi (non nul jusqu'à 18 h30). Les déphasages peuvent également être causés par le stockage d'énergie dans la canopée.

La figure (6.14) présente le stockage d'énergie pour les quatre saisons à Bellefoungou. En saison sèche, la canopée est ouverte et clairsemée et peut favoriser, sous l'effet du rayonnement solaire des ascendances thermiques purement locales générant ainsi des changements rapides de la température dans la canopée. Si le stockage d'énergie dans la canopée semble expliquer le déphasage matinal entre R_n , H et G lors de la mise en place de la convection, ce terme n'explique pas les déphasages de fin d'après midi. Enfin, le flux G de Bellefoungou est certainement surestimé (voir résidu nocturne ci-dessous). Le maximum diurne du flux LE à Bellefoungou ($150 \pm 33 \text{ W.m}^{-2}$) est 5 fois supérieur à celui de Nalohou ($40 \pm 11 \text{ W.m}^{-2}$). La nuit, les deux couverts évapotranspirent $\sim 12 \pm 5 \text{ W.m}^{-2}$ à Bellefoungou et $\sim 6 \pm 6 \text{ W.m}^{-2}$ à Nalohou.

Pendant la phase d'humidification de l'atmosphère, une importante quantité d'énergie radiative disponible favorise une augmentation des autres termes du bilan. Ainsi, on observe pour un R_n maximal diurne de $499 \pm 84 \text{ W.m}^{-2}$ à Nalohou et $520 \pm 99 \text{ W.m}^{-2}$ à Bellefoungou, des maxima des flux H , G et LE de : $252 \pm 55 \text{ W.m}^{-2}$; $163 \pm 33 \text{ W.m}^{-2}$; $83 \pm 76 \text{ W.m}^{-2}$ à Nalohou et $204 \pm 71 \text{ W.m}^{-2}$; $200 \pm 34 \text{ W.m}^{-2}$; $250 \pm 88 \text{ W.m}^{-2}$ à Bellefoungou. Le couvert végétal de Bellefoungou stocke de l'énergie en début de matinée qui est larguée en début d'après midi (Figure 6.14). Les intrusions d'air humides entraînent une variabilité importante des flux comme on peut le constater sur les valeurs des écart-types en particulier pour le flux LE . L'augmentation du flux LE s'explique par l'augmentation de la transpiration de la végétation à Bellefoungou et à Nalohou, par les fortes augmentations de LE après les événements pluvieux isolés au cours de cette période de l'année (Figure 6.1). Pendant cette période, le flux de chaleur sensible à Bellefoungou arrête de

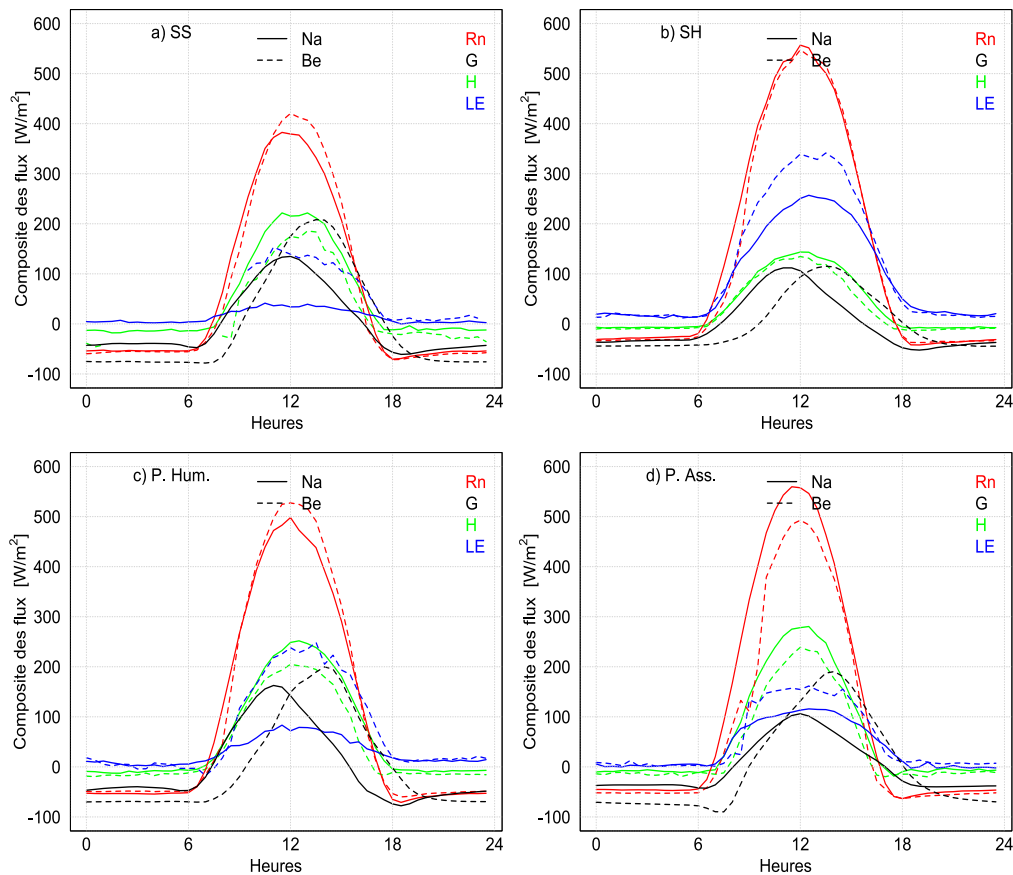


FIGURE 6.13 – Composites diurnes moyens du rayonnement net R_n (courbe rouge), du flux de chaleur sensible H (courbe verte), du flux de chaleur latente LE (courbe bleue) et du flux de chaleur dans le sol G (courbe noire) durant les différentes phases du cycle de la mousson : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère. Les traits pleins pour le site de Nalohou et les pointillés pour le site de Bellefougou.

croître avant celui de Nalohou au bénéfice du flux de chaleur latente.

En saison humide, LE représente le terme prépondérant du bilan sur les deux sites. Les maxima diurnes observés sont de $340 \pm 98 \text{ W.m}^{-2}$ (Bellefougou) et $257 \pm 78 \text{ W.m}^{-2}$ (Nalohou) ce qui représente à peu près 62 et 47 % de R_n . Malgré ces conditions humides, le flux de chaleur sensible reste non négligeable avec des variations diurnes assez similaires $130 \pm 60 \text{ W.m}^{-2}$ sur les deux sites. Ces deux flux sont en phase sur les deux sites (Figure 6.13 b). Le flux G est de $100 \pm 48 \text{ W.m}^{-2}$ mais toujours décalé temporellement à Bellefougou. Une partie de ce déphasage peut être expliquée par le stockage d'énergie dans la canopée. Pendant la nuit, le flux de chaleur latente est toujours positif ($\sim 20 \text{ W.m}^{-2}$).

Enfin, pendant la phase d'assèchement de l'atmosphère, le rayonnement net de Bellefougou est légèrement plus faible ($493 \pm 53 \text{ W.m}^{-2}$) que celui de Nalohou ($560 \pm 93 \text{ W.m}^{-2}$). Au cours de cette période, l'atmosphère et la surface du sol s'assèchent. Le flux de chaleur latente diminue sur

les deux sites. Le flux de chaleur sensible devient alors le terme prépondérant du bilan sur les deux sites (Figure 6.13 d).

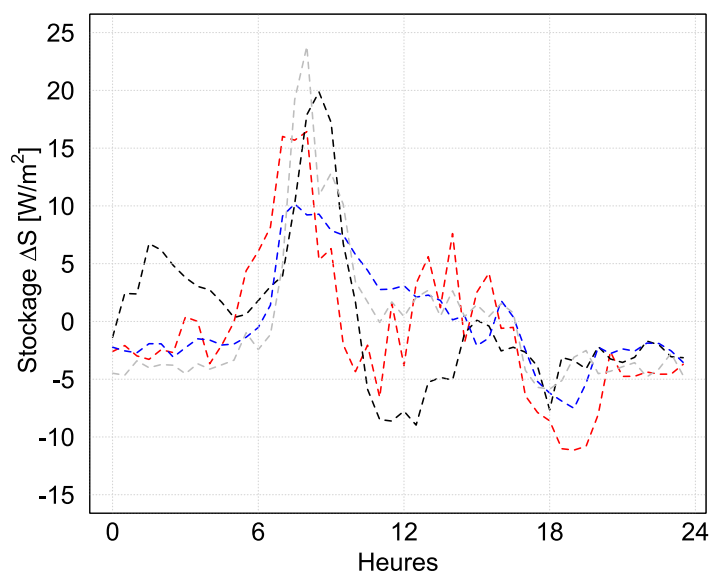


FIGURE 6.14 – Composites diurnes moyens du terme de stockage d'énergie à Bellefoungou pendant la saison sèche (courbe rouge), la saison humide (courbe bleue), la phase d'humidification de l'atmosphère (courbe noire) et la phase d'assèchement de l'atmosphère (courbe grise).

6.4.2.2. Variabilité saisonnière du terme résiduel

La figure (6.15) montre les composites diurnes de la fermeture du bilan en terme du résidu pendant les quatre saisons sur les deux sites. A Nalohou, le résidu du bilan ($R_n - G - H - LE$) montre une dynamique diurne caractérisée par des valeurs positives en moyenne entre 6 h et 12 h et négatives entre 12 h et 18 h pendant la saison sèche et la phase d'assèchement de l'atmosphère. La nuit le bilan est fermé sur ce site ($Res \sim 0 \text{ W.m}^{-2}$) témoignant d'une bonne estimation des différents termes du bilan (voir annexe D).

Sur le site de Bellefoungou, le résidu est fortement négatif (maximum à -150 W.m^{-2}) entre 12 h et 18 h et très peu positif entre 6 h et 12 h durant toutes les phases (Figure 6.15). Cela indique que le bilan d'énergie n'est pas fermé la nuit. Cette non fermeture du bilan peut être due à une sur-estimation du flux G de Bellefoungou car la méthode des harmoniques utilisée pour estimer ce flux donne des estimations de la diffusion thermique et donc de la conductivité thermique. Ces conductivités thermiques sont trois fois plus importante à Bellefoungou qu'à Nalohou. De plus, le rayonnement net est mesuré dans la canopée et impacté par les effets d'ombrages. Au regard de cela, nous pouvons dire que le terme de stockage d'énergie dans la fermeture semble jouer un rôle marginal dans le bilan d'énergie sur le site de Bellefoungou, alors que [WILSON et al., 2002a] ont montré que la prise en compte de celle-ci dans le bilan d'énergie l'améliorerait de près de 7%.

Les résultats montrent l'existence d'une variabilité intra-saisonnière de la fermeture du bilan d'énergie. Les valeurs positives du résidu suggèrent que l'énergie disponible en surface reste large-

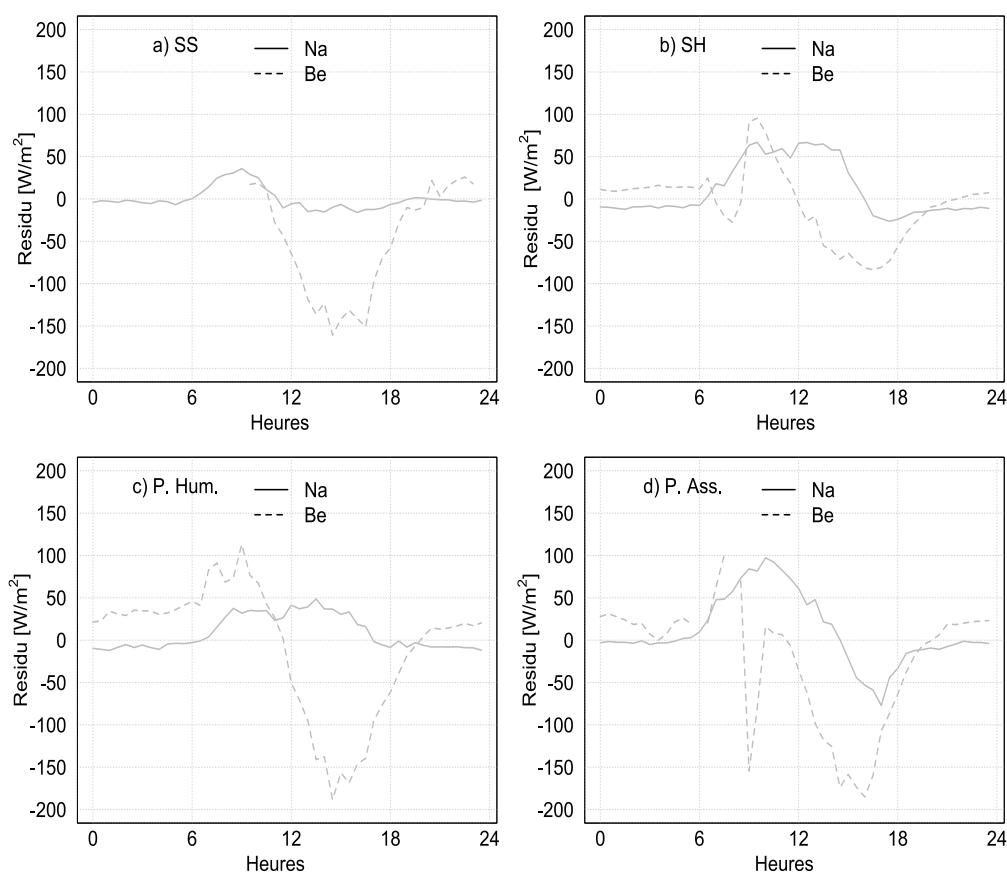


FIGURE 6.15 – Composites diurnes moyens du résidu du bilan ($R_n - G - H - LE$) durant les différentes phases du cycle de la mousson à Nalohou (trait plein) et à Bellefougou (pointillés).

ment supérieure aux flux turbulents et vice versa. L'augmentation du résidu de la saison sèche à la phase d'assèchement à Nalohou s'explique par l'augmentation de l'hétérogénéité de la surface [PANIN et al., 1998]. De même, si la non fermeture était liée uniquement à une mauvaise estimation du flux LE alors le faible taux de non fermeture devrait s'observer en saison humide où LE est majoritaire dans le bilan, ce qui n'est pas le cas (Tableau 6.3). La thèse de l'hétérogénéité du site semble être alors la plus plausible. En se référant aux résultats obtenus durant la saison sèche et la phase d'humidification à Nalohou où les conditions surfaciques restent assez proches des conditions requises pour la technique d'eddy covariance, on peut confirmer une bonne estimation des flux turbulents de l'atmosphère dans la région. Les coefficients obtenus sur ce site sont comparables à ceux obtenus par [MAUDER et al., 2006] (pente = 0,95 ; ordonnée à l'origine = 0,32 et $r^2 = 0,97$) en zone soudanienne sur un sol nu et pendant la phase de transition saison sèche – saison humide. Même si les taux de fermeture du bilan ne sont pas parfaits sur le site de Bellefougou, ils restent toutefois meilleurs à ceux observés dans la littérature (70 – 80%) [WILSON et al., 2002a ; SÁNCHEZ et al., 2010] en zone de forêt.

Tableau 6.3 – Coefficients de la droite de régression linéaire entre $(H + LE)$ et $(R_n - G)$, $(R_n - G - \Delta S)$ pendant les différentes phases du cycle de la mousson sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou. n est le nombre de données au pas de temps de 30 min ayant servi aux calculs.

Coefficients	Nalohou	Bellefoungou	Nalohou	Bellefoungou
	Saison sèche		Phase d'hum.	
pente	0,99	0,8	0,84	0,92
ord. à l'origine	1,33	108	8,42	44
r^2	0,96	0,64	0,94	0,73
n	934	364	2176	1896
	Saison humide		Phase d'ass.	
pente	0,8	0,91	0,77	0,91
ord. à l'origine	20,96	32,64	31,46	60,64
r^2	0,93	0,86	0,87	0,73
n	5032	4711	1182	922

6.4.2.3. Analyse de la sensibilité diurne de la fraction évaporative

Nous souhaitons ici vérifier la validité dans le contexte climatique soudanien de deux hypothèses. La première hypothèse émise par [ROWNTREE, 1991] stipule que la fraction évaporative (EF) est plus sensible à l'énergie disponible ($R_n - G$) quand cette dernière est faible ($< 200 \text{ W.m}^{-2}$). La seconde formulée par [FARAH et al., 2004] dans des conditions tropicales sur une savane au Kenya stipule que la fraction évaporative augmente de façon concomitante avec le déficit de vapeur saturante (VPD).

La figure (6.16) montre l'évolution diurne de EF en fonction de $(R_n - G)$ et du VPD entre $9h$ et $16h$. La fraction évaporative montre un hysteresis : pour une énergie disponible donnée, la fraction évaporative est plus importante l'après-midi que le matin. On observe également que la sensibilité augmente lorsque $(R_n - G)$ est faible : une faible variation de $(R_n - G)$ entraîne une plus forte variation de LE le matin et le soir qu'au cours de la journée. L'hypothèse de [ROWNTREE, 1991] est donc vérifiée.

Contrairement à l'hypothèse de [FARAH et al., 2004], la fraction évaporative diminue lorsque le VPD augmente. La seconde hypothèse n'est pas valide pour les conditions climatiques soudanaises à l'échelle diurne. On avait déjà identifié la diminution de la fraction évaporative EF_{10-14h} quand le VPD augmente (Figure 6.9). Après $14h$, le VPD ne varie plus mais EF augmente. Ce comportement s'observe pendant toutes les saisons et sur les deux sites. Cette dynamique est liée à une augmentation rapide du taux d'évapotranspiration réelle alors que le flux de chaleur sensible diminue [MAMADOU et al., 2014]. Au-delà de tout ce qui précède, les différentes relations montrent que les cycles diurnes de la fraction évaporative, de l'énergie disponible et du déficit de vapeur

saturante ne sont pas univoques au cours du cycle nyctéméral et présentent un hysteresis.

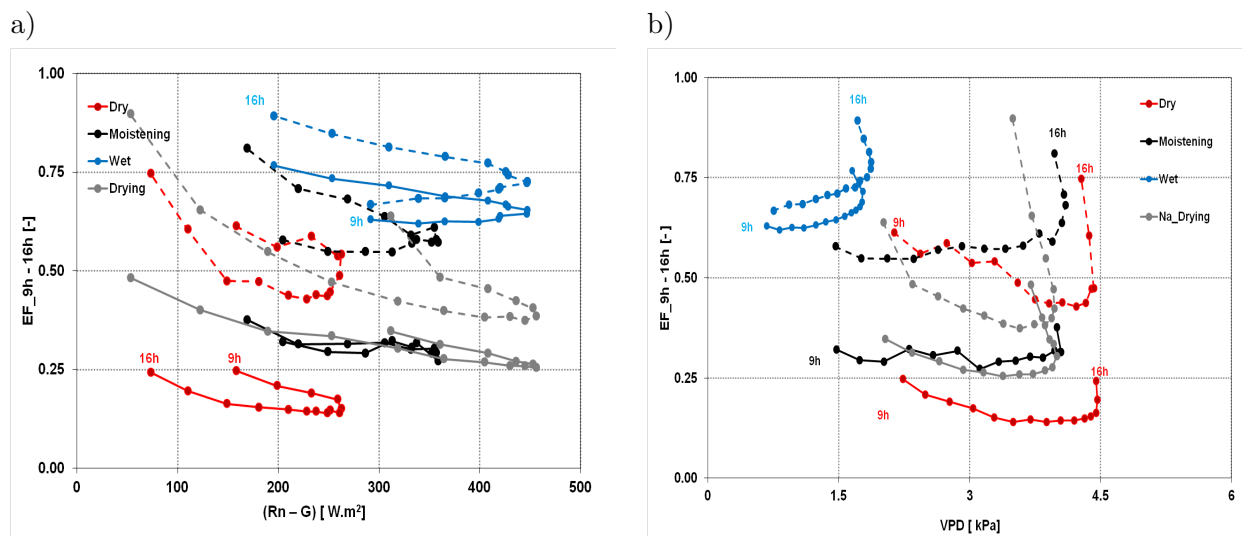


FIGURE 6.16 – Relation entre la fraction évaporative (EF) et (a) l'énergie disponible ($R_n - G$), (b) le déficit de vapeur saturante (VPD) durant les phases du cycle de la mousson : saison sèche (rouge), saison humide (bleue), phase d'humidification de l'atmosphère (noire) et phase de l'assèchement de l'atmosphère (grise). Les traits pleins pour le site de Nalohou et les pointillés pour le site de Bellefoungou.

6.5. Conclusion

Dans ce chapitre, trois études comparatives des cycles saisonnier et diurne des flux d'énergie à Nalohou et à Bellefoungou ont été effectuées. La première menée à l'échelle annuelle a permis d'identifier les variables qui contrôlent l'évapotranspiration réelle sur les deux sites. Ainsi, nous avons montré qu'à Nalohou, le stock d'eau des couches superficielles, l'indice foliaire de la végétation et la longueur de rugosité constituent les variables de surface qui expliquent la variabilité saisonnière de l'évapotranspiration réelle. Une sensibilité de l'évapotranspiration réelle de ce couvert à la température de l'air a été identifiée à partir des analyses statistiques. A Bellefoungou, le stock d'eau des couches superficielles explique la variabilité saisonnière de l'évapotranspiration réelle.

En saison humide, les deux couverts végétaux ont presque les mêmes flux de chaleur sensibles tandis qu'un écart d'environ $100 W.m^{-2}$ apparaît dans le flux de chaleur latente plus fort en forêt. Bien que faible en saison humide, les écarts de fraction évaporative sur les deux couverts sont significatifs et montrent que sur la forêt, la quantité d'énergie radiative qui est dissipée en évapotranspiration est supérieure à celle de la mosaïque de culture/jachère. En saison sèche, la forêt évapotranspire beaucoup plus que la zone de mosaïque de culture/jachère et aussi pendant les périodes intermédiaires. De l'analyse de la sensibilité de l'évapotranspiration réelle, il ressort que celle-ci est plus sensible à la conductance aérodynamique sur la forêt que sur la mosaïque de culture/jachère. Par contre la mosaïque de culture/jachère présente une sensibilité au déficit de vapeur d'eau, ce qui n'apparaît pas sur la forêt. Les différences reflètent un fonctionnement différent (à travers les stomates) des deux couverts végétaux et une différence de conductance

aérodynamique. Nous avons également montré que sur les deux couverts végétaux, pour $G_s > 10 \text{ mm.s}^{-1}$ l'évapotranspiration réelle semble uniquement contrôlée par la demande atmosphérique et l'énergie disponible. Enfin, nous avons montré avec le coefficient de découplage, que la surface et l'atmosphère restent toujours couplées dans la région, même en saison des pluies ($\Omega < 0,6$).

La seconde étude a été menée à l'échelle événementielle. Elle a permis de mettre en évidence la forte variabilité spatio-temporelle des flux d'énergie en zone soudanienne. Les différentes séquences investiguées montrent une réponse différente aux événements pluvieux puis une répartition similaire des flux H et LE sur les deux couverts quelques jours après les premiers événements pluvieux de l'année. Le même résultat a été obtenu pendant la saison humide, en particulier après le saut de mousson. A l'échelle diurne, les deux couverts évapotranspirent pendant la nuit même en saison sèche. Ce résultat novateur traduit que les stomates ne sont pas totalement fermées la nuit. En saison humide, un flux de chaleur sensible légèrement supérieur ($< 50 \text{ W.m}^{-2}$) à Nalohou par rapport à Bellefoungou tandis qu'un écart de $\sim 100 \text{ W.m}^2$ apparaît dans les maxima du flux de chaleur latente. L'analyse de la sensibilité diurne de la fraction évaporative à l'énergie disponible et au déficit de vapeur saturante a montré la validité de l'hypothèse de [ROWNTREE, 1991]. Par contre, celle de [FARAH et al., 2004] n'est pas vérifiée dans les conditions climatiques soudanaises.

Dans la suite, la variabilité inter-annuelle des flux sur les deux couverts végétaux est analysée. On va vérifier si l'augmentation des précipitations influence la partition de ces derniers.

Dynamique inter-annuelle de la partition énergétique

Les mesures micro-météorologiques mises en place depuis l'année 2007 offrent une opportunité unique pour examiner les flux en surface. Comme indiqué dans le chapitre 4, la période d'étude (2007 – 2010) englobe 4 années à pluviométrie variable. Elle varie de + 8% en 2008 à + 26% en 2010 rapport à la moyenne inter-annuelle sur 50 ans (1950 – 2002). L'objectif de ce chapitre est de quantifier l'impact de la variabilité inter-annuelle des précipitations et du rayonnement net sur les flux, en particulier la partition énergétique. Le chapitre est ainsi divisé en deux sections. La première section est focalisée sur la dynamique inter-annuelle des flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Dans la deuxième section, les résultats de la partition énergétique sur les deux couverts végétaux sont analysés et discutés.

7.1. Variabilité inter-annuelle des flux turbulents des deux couverts

Les figures (7.1) et (7.2) présentent la moyenne 10 - 14h des flux H et LE sur toute la période où les données sont disponibles sur les deux sites. On remarque d'abord une grande similarité des comportements en fonction des années (Figure 7.2). Les comportements de chacun des couverts identifiés en 2009 au chapitre précédent se retrouvent en 2008 et 2010 (Figure 7.1). Le flux de chaleur latente montre une amplitude annuelle plus importante que le flux de chaleur sensible (Figure 7.1 b). Pendant la saison humide, l'évapotranspiration réelle est affectée par l'enneuagement et l'occurrence des précipitations intenses. Ce qui engendre une importante variabilité intra-journalière. Les flux de chaleur latentes sont systématiquement plus importants sur la forêt que sur la mosaïque de culture/jachère. Ils sont systématiquement faibles mais non nuls à Nalohou en saison sèche avec une dynamique reproductible d'une année à l'autre. De même à Bellefoungou, le minimum du flux LE_{10-14h} concorde à quelques jours près avec le début de la saison sèche après une chute rapide pendant la phase de transition saison humide – saison sèche.

Les moyennes saisonnières ont été calculées et sont présentées dans le tableau (7.1) et sur la figure (7.3). Les saisons pour lesquelles le taux de lacune est supérieur à 25% sont surlignées en fond grisé. Bien que ces résultats ne soient pas complètement fiables pour les saisons avec un grand nombre de lacunes (Bellefoungou : saison humide et phases d'humidification et d'assèchement de

l'atmosphère de l'année 2010 et la saison humide de l'année 2008 ; à Nalohou saison humide de l'année 2007), nous les avons gardées car nous pensons, de part la distribution des données disponibles (Figure 7.1), qu'elles sont représentatives de la saison correspondante.

En saison sèche, le flux de chaleur sensible est le terme prépondérant du bilan d'énergie. A Nalohou, on note que le contraste le plus important pour H_{10-14h} est obtenu pour les deux années 2008 (263 W.m^{-2}) et 2009 (202 W.m^{-2}) pour lesquelles les rayonnements nets moyens observés sont respectivement de : 400 W.m^{-2} en 2008 et 352 W.m^{-2} en 2009 (Tableau 7.1). Ainsi, la variabilité inter-annuelle du flux de chaleur sensible sur la mosaïque de culture/jachère semble être liée à la variabilité inter-annuelle des apports radiatifs. Le flux de chaleur latente de Nalohou ne montre pas de tendance claire sur la base des trois années disponibles. De même pour le site de Bellefougou, les deux années disponibles ne sont pas assez contrastées en rayonnement net (376 et 392 W.m^{-2}) pour avancer des hypothèses sur le comportement moyen de la forêt en saison sèche. En phase d'humidification de l'atmosphère, les tendances observées pendant la saison sèche perdurent. En particulier, le flux de chaleur sensible moyen garde à peu près les mêmes valeurs qu'en saison sèche indépendamment des changements dans les apports radiatifs (Figures 7.2 et 7.3).

En saison humide, les flux de chaleur sensible semblent encore répondre aux apports radiatifs (Figure 7.3). Le plus faible H_{10-14h} est observé en 2008, 114 W.m^{-2} (Nalohou) et 110 W.m^{-2} (Bellefougou) pour le rayonnement moyen le plus faible de 477 W.m^{-2} à Nalohou et 454 W.m^{-2} à Bellefougou. Pour ce qui concerne le flux de chaleur latente, à Nalohou, la même tendance moyenne est observée autour de 234 W.m^{-2} quelle que soient les apports radiatifs et quelle que soit la pluviométrie (Tableau 7.2). Par contre à Bellefougou, on note une différence visible entre les années. L'année la moins pluvieuse (2008) est aussi l'année avec le moins d'apport radiatif et elle présente le taux d'évapotranspiration le plus faible (285 W.m^{-2}). Les années 2009 et 2010 présentent des apports radiatifs similaires ($\sim 500 \text{ W.m}^{-2}$) et des excédents pluviométriques également similaires (Tableau 7.2) mais montrent des taux d'évapotranspiration légèrement croissants de 2008 à 2010. Cela pourrait suggérer que d'autres termes expliquent cette variabilité inter-annuelle comme par exemple la distribution temporelle des pluies. En effet, la saison des pluies de 2009 s'étale sur une plus longue période et on voit (Figure 7.1) que le flux de chaleur latente garde plus longtemps des valeurs élevées. Outre le cumul pluviométrique, il faut alors aussi considérer sa distribution temporelle car la précocité de la saison humide de 2009 par rapport à 2010 permet de garder une plus longue période d'évapotranspiration réelle. Ces résultats sont particulièrement visibles sur la figure (7.2) où on observe des valeurs moyennes de flux de chaleur sensible et latente très similaires en saison humide après le saut de mousson quelle que soit l'année. Inversement, pendant les saisons intermédiaires on observe des différences très importantes dues aux différences de mise en place de la mousson (date de départ, durée).

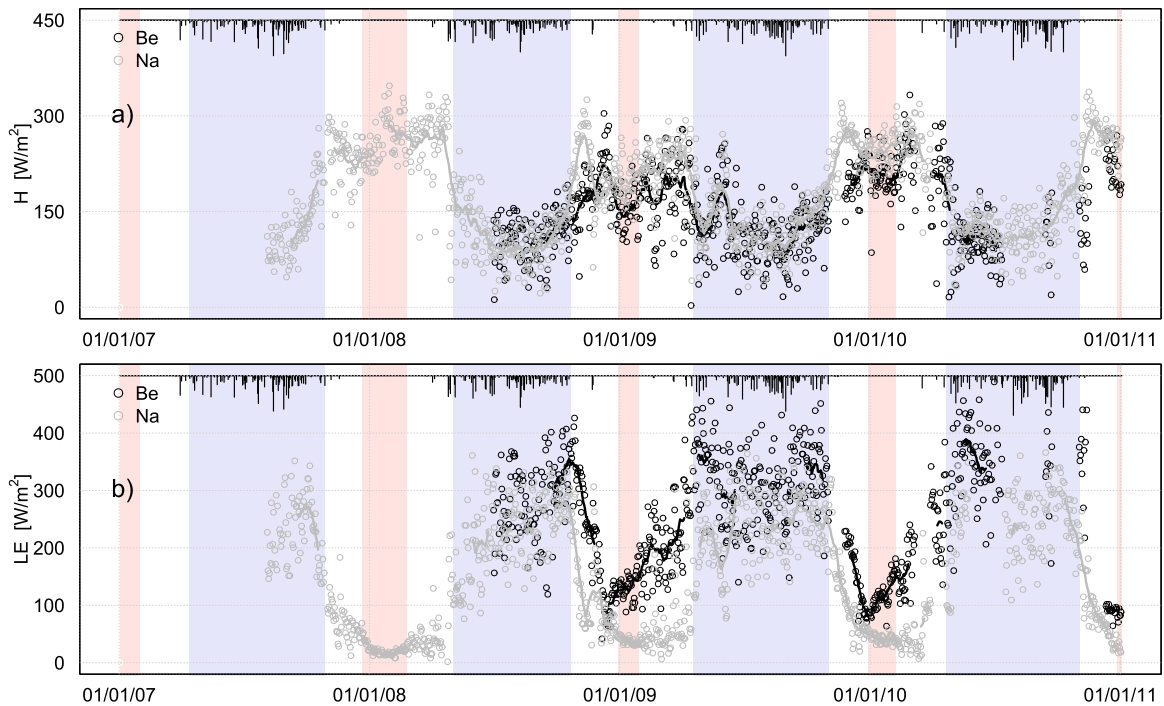


FIGURE 7.1 – Variations saisonnière et inter-annuelle des moyennes 10 - 14 h des flux de : (a) chaleur sensible et (b) chaleur latente à Nalohou (points gris) et à Bellefoungou (points noirs). Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide.

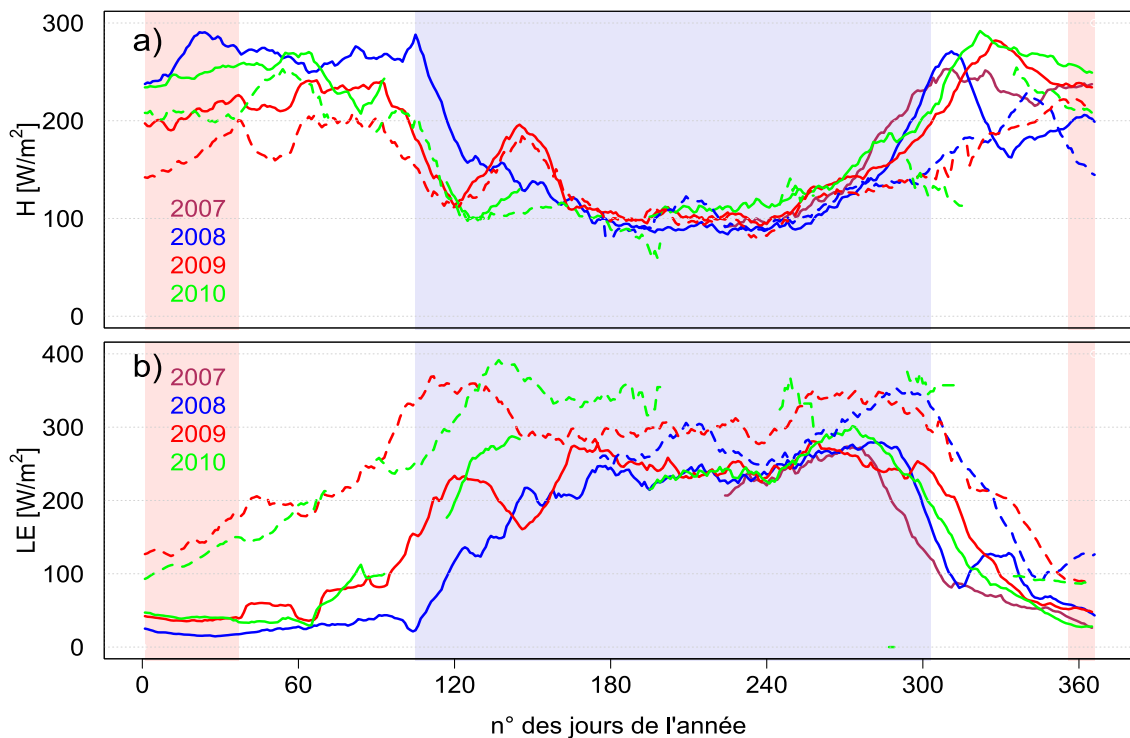


FIGURE 7.2 – Moyenne glissante sur 20 jours de (a) flux de chaleur sensible et (b) flux de chaleur latente à Nalohou (trait plein) et à Bellefoungou (pointillé) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide.

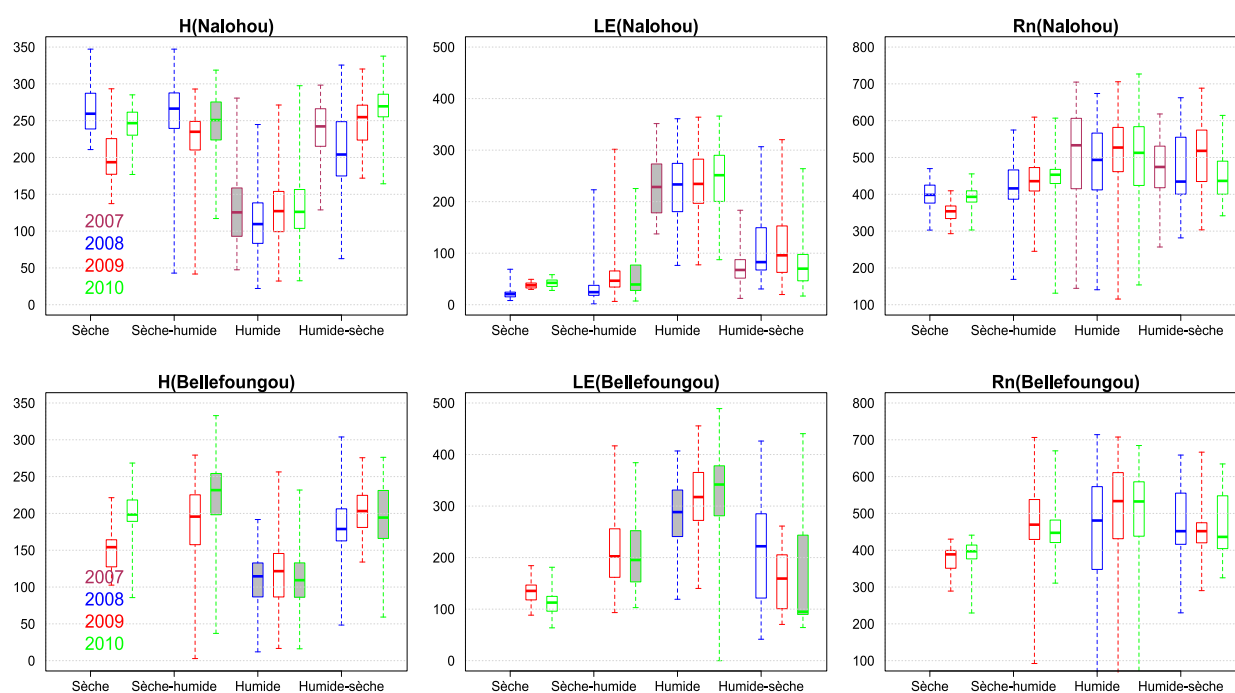


FIGURE 7.3 – Boxplots des moyennes 10-14 h des flux de chaleur sensible et de chaleur latente pendant chaque phase du cycle de la mousson à Nalohou et à Bellefougou. Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires.

Tableau 7.1 – Moyennes et (écart - types) des moyennes entre 10 h et 14 h des variables H , LE , G , R_n saison par saison sur les deux sites étudiés. Les fonds gris indiquent les valeurs pour lesquelles les saisons sont incomplètes.

Saisons & Variables		Nalohou					Bellefoungou				
		2007	2008	2009	2010	moy.inter	2007	2008	2009	2010	moy.inter
Saison sèche	H	-	263(34)	202(37)	244(25)	236(32)	-	-	151(31)	204(31)	177(31)
	LE	-	22(10)	38(6)	42(8)	34(8)	-	-	132(22)	116(27)	124(25)
	G	-	131(31)	116(9)	137(11)	128(17)	-	-	144(52)	117(22)	131(37)
	R_n	-	400(33)	352(28)	395(30)	382(30)	-	-	376(35)	392(35)	384(35)
Phase d'hum	H	-	260(48)	224(42)	249(40)	244(43)	-	-	187(55)	221(54)	204(54)
	LE	-	35(36)	64(55)	56(45)	52(45)	-	-	212(64)	204(69)	208(66)
	G	-	138(30)	125(21)	140(17)	135(23)	-	-	129(29)	68(17)	99(23)
	R_n	-	423(60)	446(62)	447(63)	439(61)	-	-	487(89)	458(64)	472(79)
Saison humide	H	130(51)	114(42)	131(45)	130(43)	126(45)	-	110(35)	121(46)	111(43)	114(41)
	LE	230(56)	226(65)	235(59)	244(61)	234(60)	-	285(64)	316(64)	342(66)	314(65)
	G	77(29)	89(37)	91(38)	84(39)	85(36)	-	67(29)	81(38)	51(24)	66(31)
	R_n	500(131)	477(117)	509(112)	493(122)	487(126)	-	454(153)	504(143)	495(143)	484 (147)
Phase d'ass	H	237(38)	210(51)	248(34)	265(35)	240(40)	-	182(44)	203(30)	189(57)	191(44)
	LE	70(31)	114(72)	119(77)	79(51)	96(58)	-	210(100)	155(57)	164(127)	176(95)
	G	83(16)	107(30)	86(18)	123(30)	100(23)	-	115(26)	128(37)	116(32)	119(32)
	R_n	475(82)	468(96)	515(85)	452(71)	478(84)	-	474(94)	447(62)	464(88)	461(81)

Les moyennes saisonnières présentées dans le tableau (7.1) permettent d'estimer des moyennes annuelles en pondérant les valeurs moyennes de chaque saison par la durée de la saison. Dans le tableau (7.2), nous avons calculé les valeurs moyennes sur une année en commençant au début d'une saison humide pour finir à la fin de la phase de transition saison sèche – saison humide de l'année suivante. Ce découpage est hydrologiquement plus pertinent dans le sens où l'eau tombée lors d'une saison humide permet d'alimenter les différents flux pendant les 3 saisons suivantes.

On note dans ces moyennes annuelles des valeurs croissantes du flux de chaleur latente entre 2008 et 2009, mais aussi du rayonnement net (Tableau 7.2). Ainsi, les rapports LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} moyens annuels sont constants à Nalohou ($LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} = 0,33$) et à Bellefoungou ($LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} = 0,53$). Ce résultat semble confirmer le rôle prépondérant que joue Rn_{10-14h} pour les flux de chaleur latentes à l'échelle annuelle. Inversement les rapports LE_{10-14h}/Pluie diminuent d'environ 2% entre 2008 et 2009 (de 0,25 à 0,24 à Nalohou et de 0,37 à 0,34 à Bellefoungou) alors que la pluviométrie a augmenté de 13%. Ainsi les excédents de pluie n'ont pas été évaporés dans les mêmes proportions ni pendant la saison des pluies, ni pendant les saisons suivantes. Il faut noter que la manière dont les mesures de rayonnement net ont été effectuées à Bellefoungou ne permet pas de conclure quantitativement pour ce site. Toutefois, les mesures montrent que pour les années étudiées, l'évapotranspiration réelle semble peu sensible au cumul pluviométrique annuel, et que les conditions climatiques, en particulier Rn_{10-14h} expliquent les variations inter-annuelles du flux LE_{10-14h} .

Tableau 7.2 – Moyennes sur les années hydrologiques : de la saison humide de l'année ($n-1$) à la fin de la phase d'humidification de l'atmosphère de l'année n du flux de chaleur sensible, de chaleur latente, du rayonnement net et du cumul de la pluie sur les deux sites étudiés.

Nalohou			
Variables	2007 – 2008	2008 – 2009	2009 – 2010
H_{10-14h} (W.m ⁻²)	199	158	179
LE_{10-14h} (W.m ⁻²)	150	148	164
Rn_{10-14h} (W.m ⁻²)	495	442	480
LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} (-)	0,30	0,33	0,34
Cumul Pluie (mm)	1412	1272	1452
Cumul LE_{10-14h} (mm)	322	316	350
LE_{10-14h}/Pluie (-)	0,23	0,25	0,24
Bellefoungou			
H_{10-14h} (W.m ⁻²)	-	139	157
LE_{10-14h} (W.m ⁻²)	-	233	248
Rn_{10-14h} (W.m ⁻²)	-	442	470
LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} (-)	-	0,53	0,53
Cumul Pluie (mm)	1456	1365	1544
Cumul LE_{10-14h} (mm)	-	499	532
LE_{10-14h}/Pluie (-)	-	0,37	0,34

7.2. Caractéristiques inter-annuelles de la partition énergétique

7.2.1. Fraction évaporative EF et rapport de Bowen β

Les figures (7.4 et 7.6) présentent l'évolution temporelle de la fraction évaporative et du rapport de Bowen sur les deux sites et sur toute la période étudiée. On remarque une grande similarité entre les années par rapport à l'année 2009 décrite au chapitre 6. En particulier, le régime de EF_{10-14h} pendant les saisons humides est particulièrement reproductible d'une année à l'autre (Figure 7.6). Cela confirme le rôle prépondérant de l'énergie disponible pour expliquer la variabilité temporelle des flux turbulents de l'atmosphère en saison humide.

On note toutefois quelques légères différences pendant les saisons sèches à Bellefoungou où les fractions évaporatives sont plus importantes en 2009 qu'en 2010. D'autre part, pendant les phases de transition entre la saison humide à la saison sèche, et de la saison sèche à la saison humide, les dynamiques de la partition énergétique diffèrent. La variabilité inter-annuelle de la dynamique de EF_{10-14h} varie essentiellement avec la présence et la distribution des événements pluvieux durant ces phases de transition. Si on compare les deux types de couverts végétaux, on constate que pour toutes les années, EF_{10-14h} chute plus vite à Nalohou qu'à Bellefoungou après la saison des pluies et reprend plus lentement après la saison sèche.

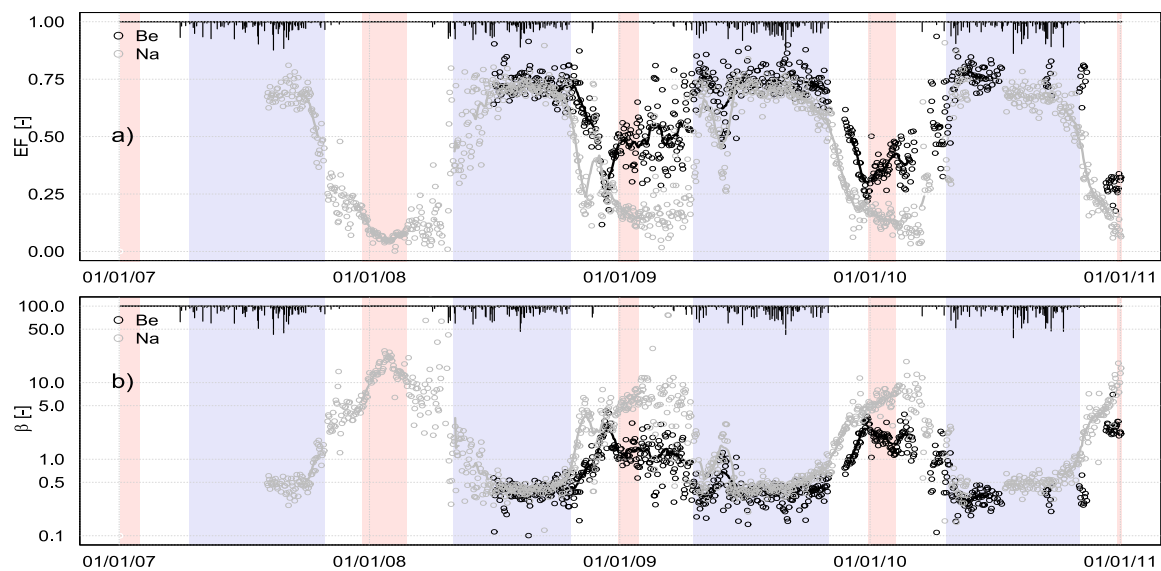


FIGURE 7.4 – Variations saisonnière et inter-annuelle des moyennes 10 - 14 h de : (a) la fraction évaporative et du (b) rapport de Bowen de 2007 à 2010 à Nalohou (points gris) et à Bellefoungou (points noirs). Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide.

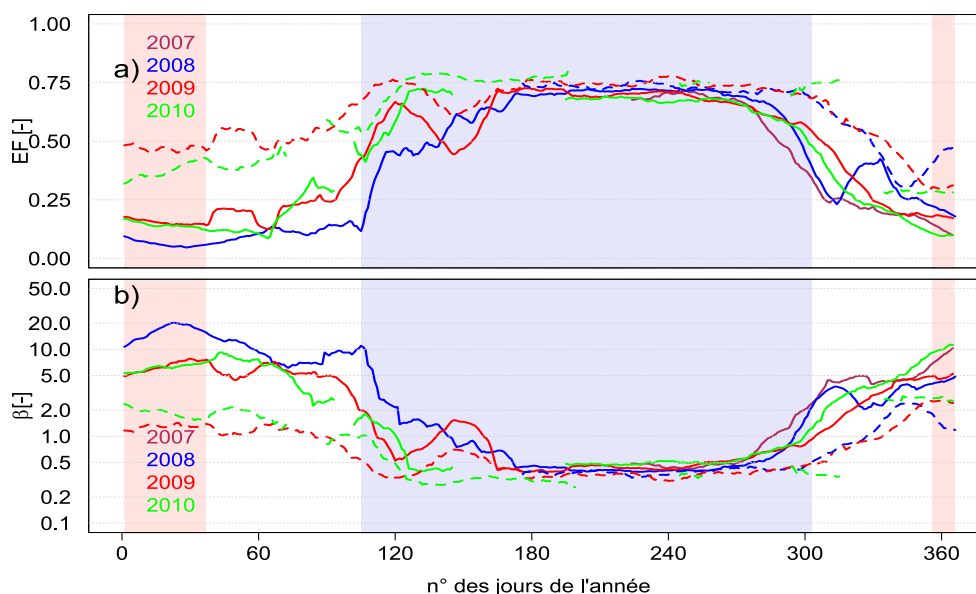


FIGURE 7.5 – Moyenne glissante sur 20 jours de (a) la fraction évaporative et (b) du rapport de Bowen à Nalohou (trait plein) et à Bellefoungou (pointillé) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide.

Pour mieux analyser les écarts entre les saisons sur chaque site, nous avons calculé les statistiques de EF_{10-14h} et β_{10-14h} de chaque saison. Elles sont présentées sous forme de boîtes à moustaches (Figures 7.6 et 7.7). Pour éviter de considérer des séquences sèches à l'intérieur de la saison humide, les saisons dites "saisons humides" se limitent à la période entre la date du saut de mousson et la fin de la saison humide.

Comme souligné précédemment, on constate que les différences entre les couverts sont plus importantes en saison sèche et intermédiaires. En périodes intermédiaires, les variations importantes des variables se traduisent dans l'amplitude de la dispersion et les valeurs médianes ne peuvent pas être interprétées. Comme cela a été évoqué ci-dessus, il est bien difficile de trouver un lien avec la pluviométrie. En effet, pour un différentiel de pluviométrie important (+ 25%) entre 2008 et 2009, aucune saison humide ne semble montrer d'augmentation de la fraction évaporative, au contraire les médianes restent stationnaires à 0,70 ($\pm 2,75\%$) à Nalohou et 0,75($\pm 0,66\%$) à Bellefoungou. De même, il n'est pas possible d'identifier un effet retard simple sur les régimes de fraction évaporative qui pourrait confirmer l'hypothèse de [PHILIPPON et al., 2007]. Les mêmes comportements se retrouvent dans la variabilité inter-annuelle du rapport de Bowen (Figure 7.7).

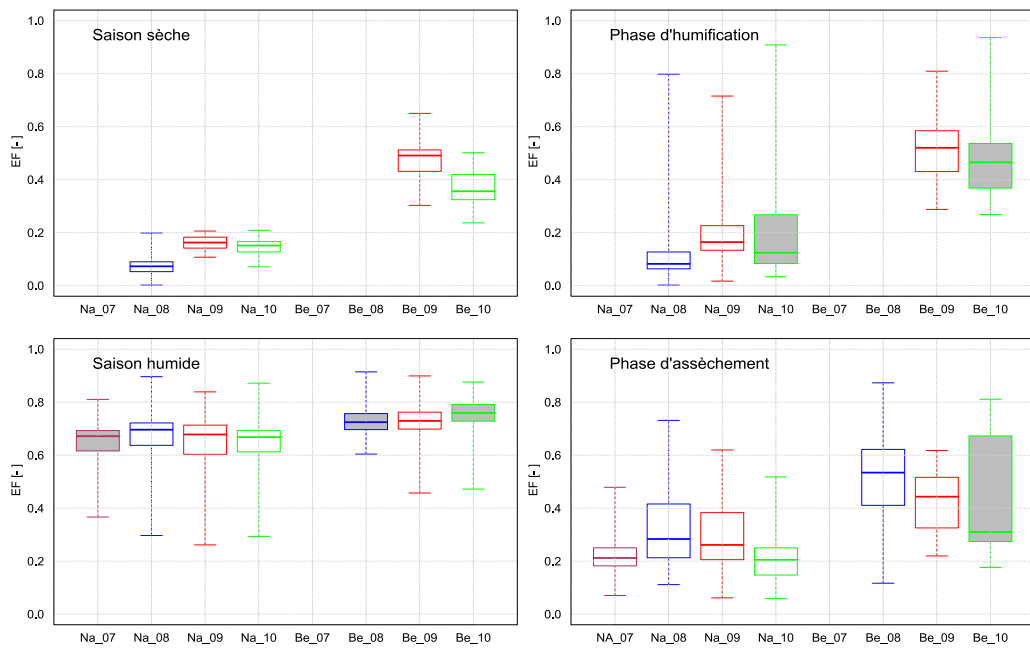


FIGURE 7.6 – Boxplot de la fraction évaporative saison par saison sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou en 2007 (marron), 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Chaque boxplot représente la médiane (trait horizontal), les quartiles 1/4 et 3/4. Les traits verticaux indiquent les maximum et minimum de EF_{10-14h} . Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires.

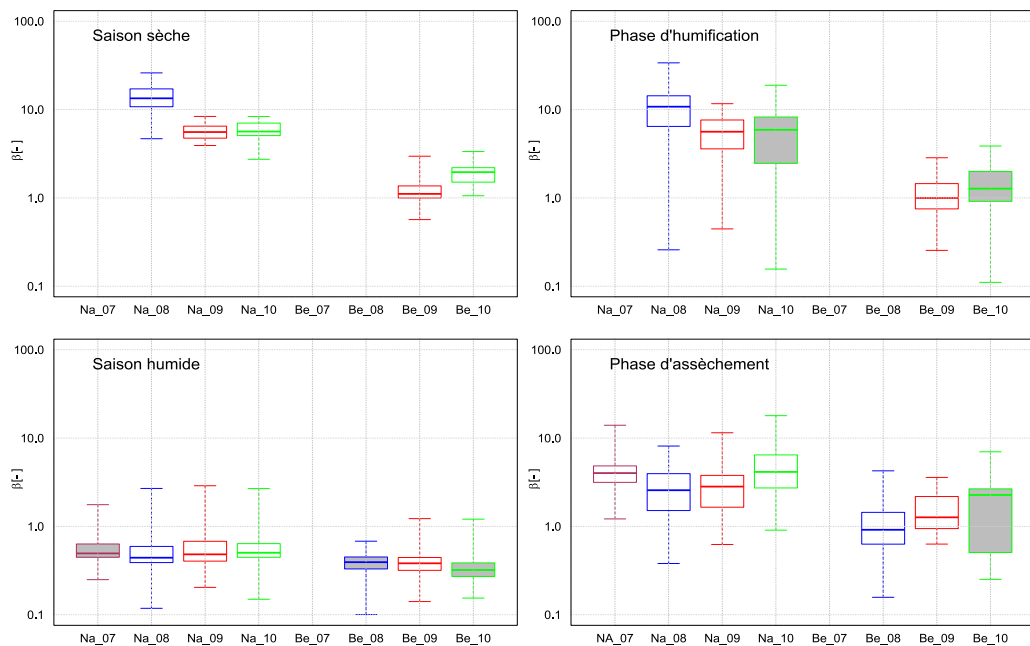


FIGURE 7.7 – Boxplot du rapport de Bowen saison par saison sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou en 2007 (marron), 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Chaque boxplot représente la médiane (trait horizontal), les quartiles 1/4 et 3/4. Les traits verticaux indiquent les maximum et minimum de β_{10-14h} . Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires.

Les valeurs moyennes de la fraction évaporative obtenues en saison des pluies à Nalohou sont comparables à celles obtenues par [BAGAYOKO et al., 2007 ; BRÜMMER et al., 2008] (0,73 & 0,80)

en zone soudanienne. A proximité du site de Nalohou, [GUYOT et al., 2012] avaient trouvé une moyenne légèrement inférieure de 0,67 en analysant trois années de données (2006 à 2008) de flux obtenues avec un scintillomètre à large ouverture. Pourtant, ces auteurs ont étudié une zone plus large s'étendant sur 2,4 km et comprenant une savane arborée ce qui devrait augmenter le taux de la fraction évaporative. La différence peut être due à deux raisons. Tout d'abord, il ne s'agit pas des mêmes années mais on a vu que la variabilité inter-annuelle est faible, ensuite la technique de mesure est différente. Avec le scintillomètre, le flux d'évapotranspiration est déduit du bilan d'énergie ce qui introduit une incertitude supplémentaire à la mesure.

Les ordres de grandeurs du rapport de Bowen à Nalohou (0,60) se rapprochent également de celles de [BAGAYOKO et al., 2007] ($\sim 0,5$ pour $VPD < 1$ kPa), de [BRÜMMER et al., 2008] (0,70). Les valeurs plus faibles de β_{10-14h} à Bellefoungou (0,40) restent également cohérentes avec celles obtenues par [WILSON et al., 2002b] : 0,25 - 0,50 pour les forêts décidues.

7.3. Conclusion

Les séries de mesures d'eddy covariance disponibles de 2007 à 2010 sur les sites de Nalohou et Bellefoungou ont permis d'analyser les dynamiques saisonnière et inter-annuelle de la partition des flux d'énergie en chaleur sensible et chaleur latente. Elle dépend fortement du couvert végétal en saison sèche et en périodes intermédiaires mais moins en saison humide. La variabilité inter-annuelle est importante pendant les périodes intermédiaires où elle est liée à la répartition des événements pluvieux. Pendant ces périodes, un événement pluvieux isolé modifie fortement l'équilibre radiatif de surface. Les valeurs moyennes des quatre années obtenues en saison sèche sont de : 0,1 et 0,4 pour EF_{10-14h} ; 10,5 et 1,2 pour β_{10-14h} respectivement à Nalohou et Bellefoungou. En saison humide, après le saut de mousson elles valent : 0,7 et 0,75 (EF_{10-14h}) ; 0,6 et 0,4 (β_{10-14h}). Pendant les quatre années, EF_{10-14h} varie en saison sèche de 0,08 (2008) à 0,16 (2009) et β_{10-14h} de 13,86 (2008) à 5,9 (2010) à Nalohou. A Bellefoungou, EF_{10-14h} varie de 0,47 à 0,37 ; et 1,24 et 1,91 respectivement pour β_{10-14h} pendant les saisons sèches des années 2009 et 2010. Les valeurs moyennes de la saison humide de EF_{10-14h} et β_{10-14h} sont peu variables. A Bellefoungou, EF_{10-14h} oscille entre 0,73 (2008) et 0,75 (2010) et β_{10-14h} entre 0,36 (2010) et 0,41 (2009). A Nalohou on note 0,66 (2008) à 0,64(2009) pour EF_{10-14h} et 0,66 (2009) et 0,62 (2010) pour β_{10-14h} .

Cette étude a également mis en évidence que dans la zone soudanienne, l'évapotranspiration réelle de la forêt en saison sèche est variable suivant les années. Cette variabilité peut être reliée à la variabilité du rayonnement net disponible. Cependant, le lien avec la pluviométrie de l'année antérieure n'est pas clair. En effet, le faible nombre d'années disponibles et leur pluviosité peu variable ne permet pas de tirer des conclusions générales définitives. Nous ne pouvons donc pas confirmer ni infirmer l'existence de la mémoire inter-annuelle de la végétation soulignée par [PHILIPPON et al., 2007] dans la région soudanienne.

Conclusion générale

Dans un contexte de variabilité climatique et de forte pression anthropique, qui ont accentué le remplacement de la végétation naturelle au profit des zones de cultures, il est indispensable d'étudier les processus de surface, en particulier les échanges d'énergie et de vapeur d'eau car ceux-ci ont un rôle avéré dans le système de la mousson ouest africaine. L'objectif principal de cette thèse est d'étudier **les flux de vapeur d'eau (évapotranspiration réelle) et d'énergie (flux de chaleur sensible) échangés entre deux couverts végétaux contrastés et l'atmosphère en vue d'une meilleure compréhension du fonctionnement de l'interface surface-atmosphère en zone soudanienne**. Cet objectif principal est décliné en trois objectifs spécifiques pour lesquels nous rappelons les principaux résultats obtenus d'une part sur une mosaïque de culture/jachère (site de Nalohou) et d'autre part sur une forêt claire (site de Bellefoungou).

Objectif n°1 : documenter la variabilité des flux de vapeur d'eau et d'énergie aux échelles événementielle, diurne, saisonnière et inter-annuelle sur deux couverts localisés en zone soudanienne au Nord du Bénin.

Qualification des mesures

Le premier enjeu était d'obtenir les premières données d'eddy covariance au Bénin. Les sites d'étude, situés en milieu naturel et agricole, localisés à 450 km de Cotonou sont en autonomie électrique et doivent garantir un niveau de qualité suffisant. La précision dans les termes du bilan d'énergie a été démontrée sur les deux couverts végétaux sur lesquels la fermeture du bilan d'énergie est supérieure à 82% sur le site de mosaïque de culture/jachère et 87% sur le site de forêt, ce qui est très satisfaisant pour ce type de mesure. Les autres critères de qualité concernent le respect des hypothèses de la théorie de Monin Obhukov et de stationnarité du flux, mais aussi la dérive des capteurs suite à leur salissure en saison sèche. En effet, il n'est pas possible de faire un passage quotidien étant donné leur implantation. Une méthodologie originale a été développée pour corriger la dérive et donne de bons résultats. Enfin, le dernier problème rencontré est lié à l'alimentation électrique qui est souvent défaillante la nuit et qui nous a obligé à travailler sur la période réduite 10h–14h pour étudier les variations journalières des termes du bilan d'énergie. Au terme de ces traitements, plus de 88% des données de Nalohou sont qualifiées pour H et 77% pour LE . A Bellefoungou le pourcentage est identique pour H et supérieur (82%) pour LE . Compte tenu des lacunes dans les enregistrements, le pourcentage de données disponibles par rapport à une année

complète est finalement de 75% (H) et 50% (LE) au pas de temps de 30 minutes pour la meilleure année (2009). On notera pour finir que le site de forêt (Bellefoungou) est homogène sur une grande superficie ce qui assure que le flux mesuré provient toujours de la forêt claire quelle que soit la direction du vent alors que sur le site de Nalohou, les parcelles agricoles sont petites et variables dans l'espace. Suivant la direction du vent, des arbustes ou des arbres entrent dans le footprint, et exceptionnellement une zone de *bas-fond*. Cette variabilité doit être prise en compte dans l'analyse des flux.

Le principal avantage du système d'eddy covariance est qu'il fournit des mesures directes sans dégrader l'environnement dans lequel il est installé. Son inconvénient est qu'il nécessite un suivi expérimental important. Le traitement de ces données est minutieux et nécessite un temps conséquent à chaque étape de ce dernier.

La variabilité inter-annuelle des conditions atmosphériques prime sur la variabilité inter-site.

Notre analyse a été faite sur la base d'une partition de l'année en 4 saisons définies à partir de l'humidité absolue de l'air. La saison sèche est courte (1 à 2 mois) et les conditions atmosphériques sont homogènes, caractérisées par un air sec et une absence totale de pluies. La saison des pluies est également homogène, caractérisée par un flux de mousson qui amène un air humide. Toutefois, les événements pluvieux sont plus réguliers après le saut de mousson, qui a lieu autour du 24 juin \pm 8 jours. Les deux autres saisons, ou phases de transition sont moins homogènes, avec des alternances d'air sec et de flux de mousson et des événements pluvieux isolés qui ont un impact significatif sur la partition énergétique. Sur les deux couverts végétaux, l'analyse des variables météorologiques et des composantes du bilan radiatif de surface pendant les quatre années à pluviométrie variable a montré que la variabilité des précipitations affecte peu ces conditions atmosphériques à l'échelle journalière pendant les saisons sèche et humide. Cependant, la variabilité inter-annuelle des précipitations et donc des conditions atmosphériques est importante pendant les phases de transition entre les saisons. Les différences inter-site des variables météorologiques sont du second ordre et apparaissent à l'échelle diurne pendant la nuit pour la température de l'air et durant le jour pour l'humidité absolue de l'air.

Analyse et comparaison des flux sur les deux couverts pendant les 4 saisons

Le cycle saisonnier du flux de chaleur sensible est similaire sur les deux sites mais celui de Nalohou reste toujours supérieur à celui de Bellefoungou avec un écart moyen minimal en saison humide (+12 $W.m^{-2}$). Le flux de chaleur latente à Nalohou est inférieur en moyenne de 100 $W.m^{-2}$ à celui de Bellefoungou. Les différences varient avec les saisons. En saison sèche le flux de chaleur latente n'est pas nul, LE_{10-14h} vaut en moyenne 34 $W.m^{-2}$ sur la mosaïque de culture/jachère et 124 $W.m^{-2}$ sur la forêt claire à *isoberlinia*. La forêt, dont les arbres ont des racines profondes, transpire des quantités d'eau importantes en saison sèche mais la mosaïque de culture/jachère, où les paysans laissent des arbres, transpire également. Intégrée sur une durée de 2 mois de saison sèche, l'évapotranspiration réelle entre 10h et 14h atteint 14 mm sur la mosaïque de culture/jachère et 50

mm sur la forêt. Les différences les plus importantes entre les couverts végétaux s'observent pendant les périodes intermédiaires. Pendant la période d'humidification à Nalohou, l'augmentation de LE_{10-14h} est directement liée à la pluviométrie, mais sur la forêt, LE_{10-14h} augmente avant les premières pluies dès que les nouvelles feuilles apparaissent, c'est-à-dire en février. Après la saison des pluies, la forêt garde un taux d'évapotranspiration élevé plus longtemps que la culture. L'ensemble de ces considérations entraîne une évapotranspiration réelle annuelle significativement plus importante en forêt que sur une zone cultivée quelle que soit la saison. **La disparition des forêts au profit des zones de cultures entraînerait donc une diminution des rétroactions, en terme de vapeur d'eau de la surface vers l'atmosphère quelle que soit la saison.**

Objectif n°2 : quantifier la partition énergétique et les caractéristiques de surface associées sur les deux couverts végétaux.

En saison humide, après le saut de mousson, seule la demande atmosphérique conditionne les flux et la fraction évaporative est pratiquement constante, égale à 0,75 ($\pm 0,6\%$) à Bellefougou et 0,70 ($\pm 2,5\%$) à Nalohou où le flux de chaleur sensible reste élevé. En saison sèche, le flux de chaleur sensible est prépondérant, le rapport de Bowen est supérieur à 1 sur la forêt et à 5 à Nalohou. Il a été également montré à partir des analyses statistiques que l'humidité du sol, l'indice foliaire de la végétation et la longueur de rugosité expliquent la variabilité saisonnière de la fraction évaporative à Nalohou et à Bellefougou. La sensibilité de EF_{10-14h} à la température de l'air a été identifiée à Nalohou dont les plantes sont des (C4) mais pas à Bellefougou (C3).

Caractéristiques de surface (G_a , G_s et Ω)

La conductance aérodynamique de la forêt est toujours supérieure à celle de la mosaïque de culture/jachère. En saison humide, la mosaïque de culture/jachère est plus efficace en transpiration que la forêt où on a obtenu des valeurs de conductance de surface de l'ordre de 30 mm.s^{-1} à Nalohou et 20 mm.s^{-1} à Bellefougou. Par contre en saison sèche, la conductance de surface de la forêt est trois fois plus grande que celle de la mosaïque de culture/jachère.

Nous avons également montré que les modèles de conductance de Zeng & Sakaguchi pour le sol nu et Ball & Berry pour la canopée, permettaient de bien reproduire les conductances observées sur le site de Nalohou en climat soudanien, dès lors que la température de surface est correctement simulée.

Enfin, nous avons montré avec le coefficient de découplage, que la surface et l'atmosphère restent toujours couplées dans la région, même en saison des pluies ($\Omega < 0,6$). **Les conditions de surface jouent par conséquent un rôle important dans la variabilité des flux d'énergie et de vapeur d'eau de la région.**

Objectif n°3 : quantifier l'impact de la variabilité pluviométrique sur les flux de vapeur d'eau et d'énergie des deux couverts.

Les quatre années étudiées montrent une faible variabilité pluviométrique et sont plutôt pluvieuses par rapport à la moyenne inter-annuelle de 1190 mm. De plus, d'importantes lacunes existent dans les données de flux. Les conclusions sur la variabilité inter-annuelle demandent à être complétées par des séries plus longues, cependant on retiendra que le rapport LE_{10-14h}/Rn_{10-14h} est peu variable avec les années, quelle que soient les cumuls de pluies observés pour ces quatre années. Ainsi, les variations de fraction évaporative observées pour les saisons sèches et les phases de transition sont compensées par des variations de la durée des saisons. Ce n'est donc pas seulement le cumul pluviométrique annuel, mais sa répartition temporelle qu'il faut considérer pour évaluer son impact sur l'évapotranspiration réelle.

Perspectives

La mise en place de l'observatoire AMMA – CATCH et du projet Ouémé – 2025 ont permis d'acquérir de longues séries de données météorologiques et de flux turbulents de l'atmosphère en zone soudanienne au Nord du Bénin. Ces longues séries de données de cette zone climatique sont uniques actuellement en Afrique de l'Ouest et offrent ainsi la possibilité d'étudier les processus régulateurs des échanges de vapeur d'eau et de façon concomitante, la sensibilité des écosystèmes au changement climatique. Elles sont utiles tant pour la communauté des hydrologues, des écologues que celle des atmosphériciens.

(1) Aspects qualité des données de flux turbulents de l'atmosphère

L'une des recommandations faites dans l'analyse de la fermeture du bilan d'énergie à Belle-foungou est qu'elle pourrait sans doute être améliorée si les mesures du rayonnement net étaient faites au-dessus de la canopée. Il serait donc intéressant d'analyser le bilan d'énergie sur ce site avec les mesures du rayonnement net échantillonnées au-dessus de la forêt. On peut également penser à faire une analyse détaillée en fonction de la direction et de la vitesse du vent sur les deux couverts végétaux pour voir comment se comporte la fermeture du bilan d'énergie pour différentes situations venteuses.

(2) Sensibilité saisonnière de l'évapotranspiration réelle aux conditions de surface

Les données d'indice foliaire de la végétation utilisées tout au long de ce manuscrit proviennent des satellites. Leur résolution spatiale est bien plus grande que celle des données de flux. De plus, beaucoup de lacunes existent dans ces données lorsque la région est ennuagée. Les différentes analyses effectuées avec celle-ci nécessitent alors d'être renforcées avec des mesures *in situ* de *LAI*. Par rapport à cela, un financement du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat qui vient d'être acquis pour acheter des capteurs *in situ* de mesures de *LAI*. Les mesures

démarreront dès que l'on recevra le matériel. Il serait également intéressant d'analyser la dynamique saisonnière et inter-annuelle des échanges surface – atmosphère en lien avec les types de culture.

(3) Bilan d'eau et Bilan Carbone

Les données d'eddy covariance échantillonnées comprennent également des données du flux de CO₂. Une thèse est actuellement en cours pour analyser les flux de CO₂ des sites de Nalohou et de Bellefoungou. D'autre part des études éco-physiologiques de la végétation ligneuse du Bénin sont en cours, en particulier sur la base des mesures du flux de sève et de conductance stomatique. L'analyse conjointe de ces données permettra de comprendre le fonctionnement de la végétation dans la région.

(4) Bilan d'eau l'échelle du bassin versant de la Donga

Pour faire face à l'augmentation de la demande en produits agricoles, accompagnée d'une diminution de l'eau disponible pour l'irrigation, les agriculteurs doivent adopter des mesures pour augmenter leurs productions, en utilisant moins d'eau qu'auparavant. A cet égard, une connaissance précise de l'évapotranspiration réelle est d'une importance primordiale pour une meilleure planification et gestion de la ressource en eau. La quantification de l'évapotranspiration réelle effectuée dans cette étude est capitale pour les études de bilan d'eau. Toutefois, il est nécessaire de développer une stratégie de "gap filling" pour combler les lacunes et obtenir des séries complètes d'ETR. Cette étape passe notamment par l'estimation des incertitudes liées à chaque méthode. Dans un second temps, les données d'ETR doivent être spatialisées à l'échelle du bassin versant de la Donga. On peut toutefois se baser sur la répartition du couvert végétal pour en extraire les évapotranspirations réelles correspondantes à chaque type de végétation. Ensuite, les données de pluies, d'écoulement, d'infiltration et d'ETR seront combinées ensemble pour évaluer le bilan hydrologique à l'échelle du bassin versant.

(5) Utilisation des données de flux turbulents pour valider les bilans d'eau et d'énergie dans les modèles de surface

A l'heure actuelle, de nombreuses questions se posent sur le fonctionnement des surfaces continentales ouest africaines. Les réponses existantes ne reposent que sur les résultats des modèles dont on ignore la précision. Nos jeux de données viennent alors à point nommé et peuvent être utilisés pour évaluer la capacité de ces modèles à représenter les bilans d'énergie et d'eau de la région soudanienne par exemple. A l'échelle locale, des études de modélisation hydrologique sont en cours pour comprendre les couplages entre les différents réservoirs et leur rôle dans le fonctionnement hydrologique des bassins à différentes échelles. D'autre part, des tentatives sont en cours actuellement dans le cadre de la phase 2 du projet ALMIP dans lequel les LSMs et les produits d'évapotranspiration satellites sont évalués en utilisant les données de l'observatoire AMMA – CATCH avec un focus sur les processus de surface et hydrologiques.

(6) Effet mémoire de la végétation en zone soudanienne

Le lien entre les taux d'évapotranspiration réelle et la pluviométrie ainsi que la faible disponibilité des données ne nous ont pas permis de trancher s'il existe ou non un effet mémoire de la végétation dans la zone soudanienne. Il est donc primordial d'analyser le cycle saisonnier des flux de vapeur d'eau et d'énergie d'une année sèche (2011 par exemple) pour examiner le fonctionnement de la végétation au regard de la pluviométrie.

Au-delà des études réalisées aux échelles locales et méso-, les données de flux analysées dans le cadre de cette thèse contribuent au réseau de mesure AMMA-CATCH et ouvrent ainsi des perspectives régionales pour l'utilisation de ces données. En particulier les données AMMA-CATCH au Bénin, au Niger et au Mali devraient permettre de comprendre les différences de fonctionnement entre zone soudanienne et zone sahélienne. Enfin ces données devraient intégrer les bases de données FluxNet et ainsi contribuer aux études globales réalisées avec ce réseau.

Bibliographie

- ALLEN, R. G., PRUITT, W. O., WRIGHT, J. L., HOWELL, T. A., VENTURA, F., SNYDER, R., ITENFISU, D., STEDUTO, P., BERENGENA, J., YRISARRY J. B. and Smith, M., PEREIRA, L. S., RAES, D., PERRIER, A., ALVES, I., WALTER, I. & ELLIOTT, R. mar. 2006. A recommendation on standardized surface resistance for hourly calculation of reference ETo by the FAO56 Penman-Monteith method. *Agricultural Water Management*. Vol. 81. No. 1-2, p. 1–22.
- ALLEN, R.G., L.S., Pereira, RAES, D. & SMITH, M. 1998. Crop Evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. United Nations FAO, Irrigation and Drainage Paper 56, FAO, Rome, Italy.
- ANDRE, J.-C., GOUTORBE, J.P., PERRIER, A., BECKER, F., BESSLEMOULIN, P., BOUGEALT, P., BRUNET, P., BRUTSAERT, W. et al. 1988. HAPEX MOBILHY : first results from the special observing period. *Annales Geophysic*. No. 6, p. 477–492.
- AUBINET, M. 1997. Comparison between different methods of measurement of momentum and sensible heat fluxes over canopies. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*. Vol. 1. No. 1.
- AUBINET, M., GRELE, A., IBROM, A., RANNIK, Ü, MONCRIEFF, J., FOKEN, T., KOWALSKI, A. S., MARTIN, P. H., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C. et al. 1999. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests : the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecology and Research*. Vol. 30, 113–175.
- AUBINET, M., CHERMANNE, B., VANDENHAUTE, M., LONGDOZ, B., YERNAUX, M. & LAITAT, E. 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 108, p. 293–315.
- AUBREVILLE, A. 1949. Flore forestière Soudano-Guinéenne. AOF.-Cameroun-A.E.F. Éditions, Géographiques, Maritimes et Coloniales, Paris.
- AWESSOU, B.G.K. 2011. Facteurs influençant la transpiration ligneuse en bioclimat soudanien (Nord - Bénin). Mém.de mast. Université Montpellier 2.
- BAGAYOKO, F., YONKEU, S., ELBERS, J. & GIESEN, N. van de 2007. Energy partitioning over the West African savanna : Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso. *Journal of Hydrology*. Vol. 334. No. 3-4, 545–559.
- BALDOCCHI, D., OLSON, R., ANTHONI, P., AUBINET, M., BERNHOFER, C., BURBA, G., CEULEMANS, R., CLEMENT, R., DOLMAN H. and Grainer, A., GRUNWALD T. and Hollinger, D., JENSEN, N.-O., KATUL, G., KERONEN, P., KOWALSKI A. and Lai, C. T., LAW, B. E., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MOORS, E., MUNGER, J. W., PILEGAARD, K., RANNIK, U., REBMAN, C., SUYKER, A. E., TENHUNEN, J., TU, K., VERMA, S.i, VESALA, T., WILSON, K., WOFYSY, S. & FALGE, E. fév. 2001. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. *Natural Resources*.
- BALDOCCHI, D. D & MEYERS, T. P 1988. Turbulence structure in a deciduous forest. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 43. No. 4, 345–364.
- BALDOCCHI, D.D., VERMA, S., ROSENBERG, N., BLAD, B., GARAY, A. & SPECHT, Je. 1983. Influence of Water-Stress on the Diurnal Exchange of Mass and Energy Between the Atmosphere and a Soybean Canopy. *Agronomy Journal*. Vol. 75. No. 3, p. 543–548.
- BALME, M., GALLE, S. & LEBEL, T. 2005. Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT - Niger. *Sécheresse*. Vol. 16. No. 1, p. 15–22.
- BARR, A.G., MORGENSTERN, K., BLACK, T.A., MCCAUGHEY, J.H. & NESIC, Z. nov. 2006. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO2 flux. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 140. No. 1–4, p. 322–337.

- BATIONO, B. A., OUEDRAOGO, S. J., ALEXANDRE, D.I-Y. & GUINKO, S. juil. 2001. Statut hydrique de quatre espèces ligneuses soudaniennes dans la forêt de Nazinon, Burkina Faso. *Secheresse*. Vol. 12. No. 2, p. 87–94.
- BEL, C. 2010. Carte de l'occupation du sol de l'Ouémé supérieur, Bénin. Rapp. tech.
- BENJAMIN SULTAN Christian Baron, Michael Dingkuhn Benoît Sarr Serge Janicot 2005. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 128. No. 1-2, p. 93–110.
- BLANCHARD, M., PEUGEOT, C. & SEGHERI, J. 2007. Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre faciès du bassin versant de la Donga. Rapp. tech., pp 58.
- BOKO, M., NIANG, I., NYONG, A., VOGEL, C., GITHEKO, A., MEDANY M. and Osman-Elasha, B., TABO, R. & YANDA, P. 2007. Africa : Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assesment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
- BOONE, A., DECHARME, B., GUICHARD, F., ROSNAY, P. de, BALSAMO, G., BELJAARS, A., CHOPIN, F., ORGEVAL, T., POLCHER J. and Delire, C., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., GRIPPA, M., JARLAN, L., KERGOAT, L., MOUGIN, E., GUSEV, Y., NASONOVA, O., HARRIS, P., TAYLOR, C., NORGAARD, A., SANDHOLT, I., OTTLÉ, C., POCCARD-LECLERCQ, I., SAUX-PICART, S. & XUE, Y. déc. 2009. The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of American Meteorology and Society*. Vol. 90. No. 12, p. 1865–1880.
- BOWEN, I.S. 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*. Vol. 27, p. 779 –787.
- BRAUD, I., NOILHAN, J., BESSEMOULIN, P., MASCART, P., HAVERKAMP, R. & VAUCLIN, M. 1993. Bare-Ground Surface Heat and Water Exchanges under dry conditions : Observations and parametrization. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 66, 173–200.
- BRÜMMER, C., FALK, U., PAPEN, H., SZARZYNSKI, J., WASSMANN, R. & BRÜGGEMANN, N. juin 2008. Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso (West Africa). *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113. No. G2.
- BRUTSAERT, W. 1982. Evaporation into the atmosphere. D. Reidel.
- BUSINGER, J. A., WYNGAARD, J. C., IZUMI, Y. & BRADLEY, E. F. mar. 1971. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of Atmospheric Science*. Vol. 28. No. 2, p. 181–189.
- CHALLINOR Andrew, Tim Wheeler Chris Garforth Peter Craufurd et Amir Kassam 2007. Assessing the Vulnerability of Food Crop Systems in Africa to Climate Change. *Climatic Change*. Vol. 83. No. 3, p. 381–399.
- CHARNEY, J. G. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quaternely Meteorology Society*. Vol. 101. No. 428, 193–202.
- CHEVALLIER, P. 1983. L'indice des précipitations antérieures : Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cahier Ostrom, Séries Hydrologiques*. Vol. XX. No. 3 - 4.
- COLLATZ, G. J., RIBAS-CARBO, M. & BERRY, J. A. 1992. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants. *Functional Plant Biology*. Vol. 19. No. 5, 519–538.
- COLLINS, D. B. G. & BRAS, R. L. 2007. Plant rooting strategies in water-limited ecosystems. *Water Resources Research*. Vol. 43. No. 6. DOI : 10.1029/2006WR005541.
- CRUMEYROLLE, S., GOMES, L., TULET, P., MATSUKI, A., SCHWARZENBOECK, A. & CRAHAN, K. 2008. Increase of the aerosol hygroscopicity by cloud processing in a mesoscale convective system : a case study from the AMMA campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*. Vol. 8. No. 23, 6907–6924.
- CSAO 2012. Compte rendu du forum du club du sahel et de l'Afrique de l'Ouest, Peuplement, marché et sécurité alimentaire, Ouagadougou, 4 - 8 décembre 2012, Available on. Rapp. tech., p. 16. URL : <http://www.oecd.org/fr/csao/publications/FR-Compte%20rendu%20forum.pdf>.
- CULF, A. D., FOKEN, T. & GASH, J.H.C. 2004. The energy balance closure problem in Kabat et al. : Vegetation, water, humans and the climate. A new perspective on an interactive system. P. 159–166.
- DE BRUIN, H. A. R., KOHSIEK, W. & HURK, B. J. J. M Van den 1993. A Verification of Some Methods to Determine the Fluxes of Momentum, Sensible Heat and Water Vapour Using Standard Deviation and Structure Parameter of Scalar Meteorological Quantities. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 63, p. 231 –257.

- DE CONDAPPA, D., GALLE, S., DEWANDEL, B. & HAVERKAMP., R. 2008. Bimodal zone of the soil textural triangle : Common in tropical and subtropical regions. en. *Soil Sci. Soc. of America Journal*. Vol. 72. No. 1, p. 33–40.
- DESCROIX L. and Mahé, G., LEBEL, Thierry, FAVREAU, G., GALLE, Sylvie, GAUTIER, E., OLIVRY, J.-C., ALBERGEL, J., AMOGU, Okechukwu, CAPPELAERE, B., DESSOUASSI, R., DIEDHIOU, Arona, LE BRETON, E., MAMADOU, I. & SIGHOMNOU F, D. 2009. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa : A synthesis. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, p. 90–102.
- DESCROIX, L., NOUVELOT, J.F. & VAUCLIN, M. 2002. Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western Sierra Madre (North – west Mexico). *Journal of Hydrology*. Vol. 263, 114–130.
- DESCROIX, L., GENTHON, P., AMOGU, O., RAJOT, J.-L., SIGHOMNOU, D. & VAUCLIN, M. 2012. Change in Sahelian Rivers Hydrograph : The Case of Recent Red Floods of the Niger River in the Niamey Region. *Global and Planetary Change*. Vol. 98-99, p. 18–30. DOI : 10.1016/j.gloplacha.2012.07.009..
- DETTO, M., MONTALDO, N., ALBERTSON, J. D., MANCINI, M. & KATUL, G. août 2006. Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia, Italy. *Water Resources Research*. Vol. 42. No. 8. DOI : 10.1029/2005WR004693.
- DIRMEYER, P.A. & SHUKLA, J. 1996. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. *Quarterly Journal of Royal Meteorology and Society*. No. 122.
- DOLMAN, A. J., MOORS, Eduardus J., ELBERS, Jan A. & SNIJDERS, Wim 1998. Evaporation and surface conductance of three temperate forests in the Netherlands. *Annales des Sciences Forestières*. Vol. 55. No. 1-2, p. 255–270.
- DOUKOURE, M. 2011. Variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d'Ara au Bénin. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- DOUVILLE, H., CONIL, S., TYTECA, S. & VOLDOIRE, A. 2006. Soil moisture memory and West African monsoon predictability : artefact or reality ? : *Climate Dynamics*. Vol. 28. No. 7-8, 723–742.
- DYER, A. J. 1974. A review of flux-profile relationships. *Boundary Layer Meteorology*. 363–372.
- ECKMAN, R. M. 1994. Re-examination of empirically derived formulas for horizontal diffusion from surface sources. *Atmospheric Environments*. Vol. 28. No. 2, 265–272.
- EK, B.M. 2005. Interactions of the land surface with the atmospheric boundary layer. Thèse de doct. Wageningen University, pp 226.
- EVA, H.D., BRINK, A. & SIMONETTI, D. 2006. Monitoring Land Cover Dynamic in Sub-Saharan Africa : A pilot study using Earth observing satellite data from 1975 and 2000. Rapp. tech. Institute for Environment & Sustainability Joint Research Centre of the European Commission.
- EYMARD, L., BARON, C., CANIAUX, G., FLAMANT, C., KERGOAT, L., KARBOU., F., NDIONE, J.A., PEL-LARIN, T., MARTINY, N., RAMAROHETRA, J., VINTROU, E. & ROCA, R. 2012. L'observation spatiale dans le programme. *La Météorologie*. Vol. 8, p. 80–89.
- FARAH, H. O., BASTIAANSEN, W. G. M. & FEDDESC, R.A. 2004. Evaluation of the temporal variability of the evaporative fraction in a tropical watershed. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. Vol. 5, 129–140.
- FAURE, P. & VOLKOFF, B. 1998. Some factors affecting regional differentiation of the soils in the Republic of Benin (West Africa). en. *Catena*. P. 281–306.
- FEDDES, R. A., HOFF, H., BRUEN, M., DAWSON, T., DE ROSNAY, P., DIRMEYER, P., JACKSON, R. B., KABAT, P., KLEIDON, A. & LILLY, A. 2001. Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 82. No. 12, 2797–2810.
- FINDELL, K. L. & ELTAHIR, E. AB 2003. Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part I : Framework development. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 4. No. 3, 552–569.
- FOKEN, T. 2008. The energy balance closure problem : an overview. Vol. 18. No. 6, 1351–1367.
- FOKEN, T. 2009. Micrometeorology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp 320.
- FOKEN, T. & FALKE, H 2012. Technical Note : Calibration instrument for the krypton hygrometer KH20. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*. Vol. 5. No. 1, 1695–1715.
- FOKEN, T. & WICHURA, B. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 123, p. 83–105.

- FOKEN, T., AUBINET, M., FINNIGAN, J. J., LECLERC, M. Y., MAUDER, M. & PAW U, Kyaw T. avr. 2011. Results Of A Panel Discussion About The Energy Balance Closure Correction For Trace Gases. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 92. No. 4, ES13–ES18.
- FOLLAND, C.K., PALMER, T.N. & PARKER, D.E. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*. No. 320.
- FUCHS, M.I. & HADAS, A. déc. 1972. The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 3. No. 2, p. 191–200.
- GAO, Z. & BIAN, L. 2004. Estimation of aerodynamic roughness length and displacement height of an urban surface from single-level sonic anemometer data. Vol. 53. No. 1.
- GARRATT, J. R. 1975. Limitations of the eddy-correlation technique for the determination of turbulent fluxes near the surface. Vol. 8. No. 3, 255–259.
- GASH, J.H.C., KABAT, P., MONTENY, B.A., AMADOU, M., BESSEMOULIN, P., BILLING, H., BLYTH, E.M., DEBRUIN, H.A.R., ELBERS, J.A., FRIBORG, T., HARRISON, G., HOLWILL, C.J., LLOYD, C.R., LHOMME, J.P., MONCRIEFF, J.B., PUECH, D., SOEGAARD, H., TAUPIN, A., TUZET, A. & VERHOEF, A. 1997. The variability of evaporation during the HAPEX - Sahel Intensive Observation Period. *Journal of Hydrology*. No. 188-189, p. 385–399.
- GENTINE, P., ENTEKHABI, D. & POLCHER, J. déc. 2011. The Diurnal Behavior of Evaporative Fraction in the Soil–Vegetation–Atmospheric Boundary Layer Continuum. *Journal of Hydrometeorology*. Vol. 12. No. 6, p. 1530–1546.
- GIEC 2013. Alexander, L. and Simon Allen and Nathaniel L. Bindoff : Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Rapp. tech.
- GIESEN, N. van de, KUNSTMANN, H., JUNG, G., LIEBE, J., ANDREINI, M. & VLEK, P.L.G. 2003. The GLOWA Volta project : Integrated assessment of feedback mechanisms between climate, landuse, and hydrology. *Advances in Global Change Research*. Vol. 10, p. 151–170.
- GLICKMAN, T.S. 2000. (Editor) Glossary of Meteorology. *American Meteorology and Society, Boston, MA*. P. 855.
- GOUNOU, A., GUICHARD, F. & COUVREUX, F. avr. 2012. Observations of Diurnal Cycles Over a West African Meridional Transect : Pre-Monsoon and Full-Monsoon Seasons. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 144. No. 3, p. 329–357.
- GOUTORBE, J. P., LEBEL, T., TINGA, A., BESSEMOULIN, P., BROUWER, J., DOLMAN, A. J., ENGMAN, E. T., GASH, J. H. C., HOEPFFNER, M., KABAT, P., KERR, Y. H., MONTENY, B., PRINCE, S., SAID, F., SELLERS, P. & WALLACE, J.S. 1994. HAPEX-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae*. Vol. 12. No. 1, 53–64.
- GRANIER, A., HUC, R. & BARIGAH, S. T. 1996. Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 78. No. 1, 19–29.
- GUICHARD, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., TIMOUK, F., BAUP, F., HIERNAUX, P. & LAVENU, F. août 2009. Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma : Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, p. 161–177.
- GUICHARD, F., KERGOAT, L., TAYLOR, C. M., CAPPELAERE, B., CHONG, M., COUVREUX, F., COHARD, J.-M., DIONE, C., GOUNOU, A. & LOHOU, F. 2012. Interactions entre surface et convection au Sahel. *La météorologie*. No. 1, 25–32.
- GUYOT, A. 2010. Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillométrie infrarouge : Application à un bassin versant de zone soudano-sahélienne (Bénin). Thèse de doct. Université de Grenoble, France, pp 243.
- GUYOT, A., COHARD, J.-M., ANQUETIN, S., GALLE, S. & LLOYD, C. R. août 2009. Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, p. 227–240.
- GUYOT, A., COHARD, J.-M., ANQUETIN, S. & GALLE, S. 2012. Long-term observations of turbulent fluxes over heterogeneous vegetation using scintillometry and additional observations : A contribution to AMMA under Sudano-Sahelian climate. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 154-155, p. 84–98.
- HASTENRATH, S. 1985. Interannual Variability and Annual Cycle : Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic Sector. *Monthly Weather Review*. Vol. 112, p. 1097–1107.

- HELDMANN, M., DOEVEN SPECK, M. & MENZ, G. 2009. "Démographie : Disparités spatiales et taux de croissance élevés. IMPETUS Atlas du Bénin. Résultats de recherche 2000-2007. Rapp. tech. No. Troisième édition. Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne. Sous la dir. de M. Judex, H.-P. Thamm, J. Röhrig et O. Schulz, 103–104.
- HEUSINKVELD, B.G., JACOBS, A.F.G., HOLTSLAG, A.A.M. & BERKOWICZ, S.M. 2004. Surface energy balance closure in an arid region : role of soil heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*. P. 771.
- HILLEL, D. 1998. Environmental soil physics. *Academic Press, San Diego*. P. 771.
- HORST, T. W. 1997. A simple formula for attenuation of eddy fluxes measured with first-order-response scalar sensors. Vol. 82. No. 2, 219–233.
- HORST, T. W. & WEIL, J.C. 1992. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 59. No. 3, 279–296.
- HORTON, R. & WIERENGA, P. J. 1983. Estimating the Soil Heat Flux from Observations of Soil Temperature Near the Surface. *Soil Sci Soc Am J*. Vol. 47, 14–20.
- HOVEN, I. Van der 1957. Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour. *Journal of Meteorology*. Vol. 14, p. 160–164.
- HSIEH, C.-I., KATUL, G.G., SCHIEDGE, J., SIGMON, J. T. & KNOERR, K. K. 1997. The Lagrangian Stochastic Model for fetch and latent heat flux estimation above uniform and nonuniform terrain. *Water Resources Research*. Vol. 33. No. 3, 427–438.
- HSIEH, C.-I., KATUL, G. & CHI, T.W. 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows. *Advances in Water Research*. Vol. 23. No. 7, 765–772.
- IDSO, S. B., AASE, J. K. & JACKSON, R. D. août 1975. Net radiation soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 9. No. 1, p. 113–122.
- INAGAKI, A., LETZEL, M. O., RAASCH, S. & KANDA, M. 2006. The impact of the surface heterogeneity on the energy imbalance problem using LES. *Journal of Meteorology Society Japan*. Vol. 84, 187–198.
- IWATA, H., HARAZONO, Y. & UEYAMA, M. 2012. Sensitivity and offset changes of a fast-response open-path infrared gas analyzer during long-term observations in an Arctic environment. *Journal of Agricultural and Meteorology*. Vol. 68. No. 3, p. 175–181.
- JABOT-ROBERT, D. 2012. Caractérisation et modélisation de la dynamique de l'évapotranspiration en Afrique soudanienne en zone de socle Interaction entre les aquifères et la végétation. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- JARVIS, P. G. & MCNAUGHTON, K. G. 1986. Stomatal control of transpiration : scaling up from leaf to region. *Adv.Eco.Res*. Vol. 15. No. 1, p. 49.
- JOON, K. & YU, G. 2003. AsiaFlux - sustaining ecosystems and people through resilience thinking. *Observing, Prediction and Projecting Climate Conditions*. P. 165–168.
- JUDEX, M., THAMM, H-P., RÖHRIG, J. & SCHULZ, O. 2009. IMPETUS Atlas du Bénin Résultats de recherche 2000 - 2007. Rapp. tech. No. Troisième édition. Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne : Département de Géographie, Université de Bonn, Allemagne, p. 144.
- KABAT, P., DOLMAN, A. J. & ELBERS, J. A. 1997. Evaporation, sensible heat and canopy conductance of fallow savannah and patterned woodland in the Sahel. *Journal of Hydrology*. Vol. 188, 494–515.
- KAIMAL, J., WYNGAARD, J., HAUGEN, D., COTÉ, O., IZUMI, Y., CAUGHEY, S. & READINGS, C. 1976. Turbulence structure in the convective boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*. Vol. 33, p. 2152–2169.
- KAIMAL, J. C. & FINNIGAN, John J. 1994. Atmospheric boundary layer flows : their structure and measurement. Oxford University Press. ISBN : 9780195062397.
- KAMAGATÉ, B. 2006. Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga(haute vallée de l'Ouémé. Thèse de doct. Université Montpellier II.
- KANDA, M., INAGAKI, A., LETZEL, M. O., RAASCH, S. & WATANABE, T. mar. 2004. LES Study of the Energy Imbalance Problem with Eddy Covariance Fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 110. No. 3, p. 381–404.
- KANEMASU, E. T., VERMA, S. B., SMITH, E. A., FRITSCHEN, L. J., WESELY, M., FIELD, R. T., KUSTAS, W. P., WEAVER, H., STEWART, J. B., GURNEY, R., PANIN, G. & MONCRIEFF, J. B. 1992. Surface

- flux measurements in FIFE : an overview. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97. No. D7, p. 18.547–18.555.
- KIMBALL, B.A. & JACKSON, R.D. 1979. Soil heat flux. In : Barfield, B.J. and Gerber, J.F. (Editors), Modification of the aerial environment of plants. *American Society of Agricultural Engineers, Michigan*. P. 211–229.
- KLJUN, N., CALANCA, P., ROTACH, M. W. & SCHMID, H. P. sept. 2004. A Simple Parameterisation for Flux Footprint Predictions. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 112. No. 3, p. 503–523.
- KOHLER, M.A. & LINSLEY, R.K. 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. *Weather Bureau, U.S. Department of commerce, Washington*. No. 34, p. 9.
- KOHSIEK, W., LIEBETHAL, C., FOKEN, T., VOGT, R., ONCLEY, S.P., BERNHOFER, C., & DEBRUIN, H.A.R. 2006. Scintillometer-based Energy Balance Experiment EBEX-2000. Part III : Behaviour and quality of radiation measurements. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 123, p. 55–75.
- KOSTER, R. D. août 2004. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*. Vol. 305. No. 5687, p. 1138–1140. DOI : 10.1126/science.1100217.
- LAMB, P. J. 1983. West African water vapor variations between recent contrasting Subsaharan rainy seasons. *Tellus*. Vol. 35. No. 3, 198–212.
- LAWIN, A. E. 2007. Analyse climatologique et statistique du régime pluviométrique de la haute vallée de l'Ouémé à partir des données pluviographiques AMMA-CATCH Bénin. Thèse de doct. Institut National Polytechnique de Grenoble et d'Abomey-Calavi, pp 231.
- LE BARBÉ, L., LEBEL, T. & TAPSOBA, D. 2002. Rainfall variability in west africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate*. Vol. 15. No. 2, 187–202.
- LE LAY, M. 2006. Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin. Thèse de doct. Institut National Polytechnique de Grenoble, p. 264.
- LE LAY, M., SAULNIER, G.-M., GALLE, S., SEGUI, L., METADIER, M. & PEUGEOT, C. 2008. Model representation of the sudanian hydrological processes : Application on the donga catchment (Benin). *Journal of Hydrology*. Vol. 363. No. 1-4, 32–41.
- LEBEL, T. & ALI, A. 2009. Recent trends in the central and western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*. DOI : 10.1016/j.jhydro1.2008.11.030.
- LEBEL, T., DIEDHIOU, A. & LAURENT, H. 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 108, p. D8.
- LEBEL, T., CAPPELAERE, B., GALLE, S., HANAN, Niall, KERGOAT, L., LEVIS, S., VIEUX, B., DESCROIX, L., GOSSET, M., MOUGIN, E., PEUGEOT, C. & SEGUI, L. 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : An overview. *Journal of Hydrology*. Vol. 375, p. 3–13.
- LEE, T. J. & PIELKE, R. A. 1992. Estimating the Soil Surface Specific Humidity. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 31. No. 5, 480–484.
- LELAY, M. & GALLE, S. 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques. La mousson ouest-africaine en climat soudanien. *Hydrological Sciences Journal*. Vol. 50. No. 3, 1–524.
- LEROUX, L. 2012. Analyse diachronique de la dynamique paysagère sur le bassin supérieur de l'Ouémé (Bénin) à partir de l'imagerie Landsat et MODIS– Cas d'étude du communal de Djougou. Rapp. tech.
- LIEBETHAL, C., HUWE, B. & FOKEN, T. 2005. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 132, p. 253–262.
- LINDROTH, A. 1985. Canopy Conductance of Coniferous Forests Related to Climate. en. *Water Resources Research*. Vol. 21. No. 3, 297–304.
- LINDROTH, A. nov. 1993. Aerodynamic and canopy resistance of short-rotation forest in relation to leaf area index and climate. en. *Boundary-Layer Meteorol.* Vol. 66. No. 3, p. 265–279.
- LLOYD, C.R. 1995. The effect of heterogeneous terrain on micrometeorological flux measurements : a case study from HAPEX-SAHEL. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 73, p. 209–216.
- LLOYD, C.R., GASH, J.H.C. & SIVAKUMAR, M. V. K. 1992. Derivation of the aerodynamic roughness parameters for a Sahelian savannah site using the eddy correlation technique. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 58, 261–271.

- LOHOU, F., SAÏD, F., LOTHON, M., DURAND, P. & SERÇA, D. 2010. Impact of Boundary-Layer Processes on Near-Surface Turbulence Within the West African Monsoon. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 136. No. 1, p. 1–23.
- LOHOU, F., GUICHARD, F., KERGOAT, L., BOONE, A., CAPPELAERE, B., COHARD, J.M., DEMARTY, J., GALLE, S., RAMIER, D., TAYLOR, C.M. & TIMOUK, F. 2013. Surface response to rain event during the monsoon season over west Africa. en. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*. No. 13, p. 18581–18620.
- LOTHON, M., SAÏD, F., LOHOU, F. & CAMPISTRON, B. sept. 2008. Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review*. Vol. 136. No. 9, p. 3477–3500.
- MAHÉ, G., PATUREL, J.E., SERVAT, E., CONWAY, D. & DEZETTER, A. 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe river Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*. Vol. 300, p. 33–43.
- MAHÉ, G., LIENOU, G., DESCROIX, L., BAMBA, F., PATUREL, J.-E., LARAQUE, A., MEDDI, M., HABAIEB, H., ADEAGA, O., DIEULIN, C., KOTTI, F. C. & KHOMSI, K 2013. The rivers of Africa : witness of climate change and human impact on the environment. *Hydrological Processes*. Vol. 27. No. 15, p. 2105–2114.
- MAMADOU, O., GALLE, S., COHARD, J. M., KOUNOUHEWA, B., DIEDHIOU, A., BIRON, R., BOUBKRAOUI, S. & AWANOU, C. N. 2012. Quality control of eddy covariance measurements in Benin (West Africa) - poster. *International Workshop on Land Atmosphere Interactions at Regional Scale*. 8–10 October 2012, Madrid, Spain.
- MAMADOU, O., COHARD, J. M., GALLE, S., AWANOU, C. N., DIEDHIOU, A., KOUNOUHEWA, B. & PEUGEOT, C. 2014. Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin : daily and seasonal dynamics. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 18. No. 1–22. DOI : 10.5194/hess-18-1-2014.
- MARTANO, P. 2000. Estimation of Surface Roughness Length and Displacement Height from Single-Level Sonic Anemometer Data. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 39. No. 5, p. 708–715.
- MARTEAU, R., MORON, V. & PHILIPPON, N. 2009. Spatial Coherence of Monsoon Onset over Western and Central Sahel (1950-2000). *Journal of Climate*. Vol. 22. No. 5, p. 1313–1324.
- MAUDER, M. & FOKEN, T. 2004. Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2. Vol. 26. Univ., Abt. Mikrometeorologie Bayreuth.
- MAUDER, M. & FOKEN, T. 2006. Impact of post-field data processing on eddy covariance flux estimates and energy balance closure. Vol. 15. No. 6, 597–609.
- MAUDER, M., JEGEDE, O. O., OKOGBUE, E. C., WIMMER, F. & FOKEN, T. déc. 2006. Surface energy balance measurements at a tropical site in West Africa during the transition from dry to wet season. *Theoretical and Applied Climatology*. Vol. 89. No. 3-4, p. 171–183.
- MBOUROU, G. N. T., BERTRAND, J. J. & NICHOLSON, S. E. 1997. The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the equator. Vol. 36. No. 7, 868–882.
- MENDUCCINI, M., GRACE, J., MONCRIEFF, J. & MCNAUGHTON, K.G. 2004. Forests at the Land - Atmosphere Interface. CABI Publishing.
- MONCRIEFF, J.B., VALENTINI, R., GRECO, S., SEUFERT, G. & CICCIOLO, P. 1997b. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems : methods and perspectives in micrometeorology. *Journal of Experimental Botany*. Vol. 48, p. 1133–1142.
- MONIN, A.S. & OBUKHOV, A.M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Trudy geofiz inst AN SSSR*. Vol. 24, 163–187.
- MOORE, C. J. oct. 1986. Frequency response corrections for eddy correlation systems. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 37. No. 1-2, p. 17–35.
- NICHOLSON, S. E., TUCKER, C. J. & BA, M.B. 1998. Desertification, drought, and surface vegetation : An example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 79, p. 815–829.
- NICHOLSON, S.E. 1981. Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in west africa. *Monthly Weather Review*. Vol. 117, p. 2191–2208.
- OKE, T. R. jan. 1988. Boundary layer climates. Routledge, pp 406.
- PANIN, G. N., TETZLAFF, G. & RAABE, A. 1998. Inhomogeneity of the Land Surface and Problems in the Parameterization of Surface Fluxes in Natural Conditions. *Theoretical and Applied Climatology*. Vol. 60. No. 1, p. 163–178.
- PANOFSKY, H. A. & DUTTON, J. A. 1984. Atmospheric turbulence : models and methods for engineering applications. Wiley. ISBN : 9780471057147.

- PANTHOU, G. 2013. Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leur évolution au cours des 60 dernières années. Thèse de doct. Université de Grenoble.
- PARKER, D. J., BURTON, R. R., DIONGUE-NIANG, A., ELLIS, R. J., FELTON, M., TAYLOR, C. M., THORNCROFT, C. D., BESSEMOULIN, P. & TOMPKINS, A. M. oct. 2005. The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of Royal Meteorology and Society*. Vol. 131. No. 611, p. 2839–2860. DOI : 10.1256/qj.04.52.
- PELLARIN, T., TRAN, T., COHARD, J. M., GALLE, S., LAURENT, J. P., ROSNAY, P. & VISCHÉL, T. 2009. Soil moisture mapping over West Africa with a 30-min temporal resolution using AMSR-E observations and a satellite-based rainfall product. *Hydrology and Earth System Sciences*. Vol. 13. No. 10, 1887–1896.
- PERRIN, C. 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de doct. Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- PEUGEOT, C., GUICHARD, F., BOCK, O., BOUNIOL, D., CHONG, M., BOONE, A., CAPPELAERE, B., GOSSET, M., BESSON, L., LEMAÎTRE, Y., SÉGUI, L., ZANNOU, A., GALLE, S. & REDELSPERGER, J-L. jan. 2011. Mesoscale water cycle within the West African Monsoon. *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. No. 1, p. 45–50.
- PEYRILLÉ, P. 2006. Étude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel. Thèse de doct. Université Toulouse III.
- PHILIPPON, N. & FONTAINE, B. 2002. The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons : a monsoon regulation by soil wetness ? : *Annales Geophysicae*. Vol. 20. No. 4, p. 575–582.
- PHILIPPON, N., JARLAN, L., MARTINY, N., CAMBERLIN, P. & MOUGIN, E. 2007. Characterization of the Interannual and Intraseasonal Variability of West African Vegetation between 1982 and 2002 by Means of NOAA AVHRR NDVI Data. *Journal of Climate*. Vol. 20. No. 7, 1202–1218. DOI : 10.1175/JCLI4067.1.
- PIELKE, R. A., AVISSAR, R., RAUPACH, M., A.J., Dolman, ZEND, X. & DENNING, S. 1998. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate. *Global Change Biology*. Vol. 4, p. 461–475.
- POLCHER, J., DOUGLAS, J. P. & GAYE, A. T. jan. 2011. African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An Integrated Project for Understanding of the West African Climate System and Its Human Dimension. *Atmospheric Science Letters*. Vol. 12. No. 1. DOI : 10.1002/as1.331.
- POSPICHAL, B., KARAM, D., CREWELL, S., FLAMANT, C., HÜNERBEIN, A., BOCK, O. & SAÏD, F. jan. 2010. Diurnal cycle of the intertropical discontinuity over West Africa analysed by remote sensing and mesoscale modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 136. No. S1, p. 92–106.
- PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*. Vol. 100. No. 2, p. 81–92.
- RAMIER, D., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., TIMOUK, F., RABANIT, M., LLOYD, C. R., BOUBKRAOUI, S., MÉTAYER, F., DESCROIX, L. & WAWRZYNIAK, V. 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel-1. Energy and water. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, 204–216.
- RAMIREZ-VILLEGAS, J. & CHALLINOR, A. 2005. Assessing relevant climate data for agricultural applications. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 161. No. 1-2, p. 26–45.
- RAMSAY, J.O., HOOKER, G. & GRAVES, S. 2009. Functional Data Analysis with R and MATLAB. Springer, pp 213.
- RIOU, C. 1984. Simplified calculation of the zero-plane displacement from wind-speed profiles. *Journal of Hydrology*. Vol. 69. No. 1-4, 351–357.
- ROBAIN, H. & WUBDA, M. 2004. Rapport de mission au Bénin du 12 octobre au 22 novembre 2004. Rapp. tech. Institut de Recherche Pour le Développement, p. 31.
- ROKO, F. 2007. Evolution des variables météorologiques sur le haut bassin versant de l'Ouémé et leurs influences sur l'évapotranspiration de référence. Mém.de mast. CIFRED/UAC, Abomey-Calavi (Bénin).
- ROWELL, D.P., FOLLAND, C.K., MASKELL, K. & WARD, M.N. 1995. Variability of summer rainfall over tropical North Africa 1906-1992, Observations and modelling. *Quarterly Journal of Royal Meteorology and Society*. Vol. 121, p. 669–704.
- ROWNTREE, P. R. jan. 1991. Atmospheric Parameterization Schemes for Evaporation over Land : Basic Concepts and Climate Modeling Aspects. Land Surface Evaporation. Sous la dir. de Thomas J. SCHMUGGE & Jean-Claude ANDRÉ. Springer New York, p. 5–29.

- SAKAGUCHI, K. & ZENG, X. 2009. Effects of soil wetness, plant litter, and under-canopy atmospheric stability on ground evaporation in the Community Land Model (CLM3.5). *Journal of Geophysical Research*. Vol. 114. No. D1.
- SAMAIN, O., KERGOAT, L., HIERNAUX, P., GUICHARD, F., MOUGIN, E., TIMOUK, F. & LAVENU, F. juil. 2008. Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 113. No. D14.
- SANTANELLO, J. A. & FRIEDL, M. A. juin 2003. Diurnal Covariation in Soil Heat Flux and Net Radiation. *Journal of Applied Meteorology*. Vol. 42. No. 6, p. 851–862.
- SCHMID, H. P. 2002. Footprint modeling for vegetation atmosphere exchange studies : a review and perspective. Vol. 113. No. 1-4, 159–183.
- SCHOTANUS, P., NIEUWSTADT, F. T. M. & DE BRUIN, H. A. R. 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 26. No. 1, 81–93.
- SCHÜTTEMAYER, D., MOENE, A. F., HOLTSLAG, A. A. M., BRUIN, H. A. R. & GIESEN, N. van jan. 2006. Surface Fluxes and Characteristics of Drying Semi-Arid Terrain in West Africa. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 118. No. 3, p. 583–612.
- SEGHIERI, J. 1995. The rooting patterns of woody and herbaceous plants in a savanna : are they complementary or in competition ? : *African Journal of Ecology*. Vol. 33, p. 358–365.
- SEGHIERI, J., VESCOVO, A., PADEL, K., SOUBIE, R., ARJOUNIN, M., BOULAIN, N., ROSNAY, P. de, GALLE, S., GOSSET, M., MOUCTAR, A. H., PEUGEOT, C. & TIMOUK, F. 2009. Relationships between climate, soil moisture and phenology of the woody cover in two sites located along the West African latitudinal gradient. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, p. 78–89.
- SÉGUIS, L., CAPPELAERE, B., MILÉSI, G., PEUGEOT, C., MASSUEL, S. & FAVREAU, G. 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes*. Vol. 18. No. 17, p. 3401–3413.
- SÉGUIS, L., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., COHARD, J.M., FAVREAU, G., GALLE, S., GUYOT, A., HIERNAUX, P., MOUGIN, é., PEUGEOT, C., RAMIER, D., SEGHIERI, J., TIMOUK, F., DEMAREZ, V., DEMARTY, J., DESCROIX, L., DESCLOITRES, M., GRIPPA, M., GUICHARD, F., KAMAGATÉ, B., KERGOAT, L., LEBEL, T., LE DANTEC, V., LE LAY, M., MASSUEL, S. & TRICHON, V. jan. 2011. Contrasted land-surface processes along the West African rainfall gradient. *Atmospheric Sciences Letter*. Vol. 12. No. 1, p. 31–37.
- SELLERS, P. J., HEISER, M. D. & HALL, F. G. 1992. Relations between surface conductance and spectral vegetation indices at intermediate (100 m² to 15 km²) length scales. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 97. No. D17, 19033–19059.
- SERVIÈRE, M. 2010. Les variations de la transpiration de la strate ligneuse en environnement soudanoguinéen. Mém.de mast. Polytech'Montpellier.
- SHUTTLEWORTH, W. J. & WALLACE, J. S. 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Vol. 111. No. 469, p. 839–855.
- SITTNER, W., SCHAUSS, C. & MONRO, J. 1969. Continuous hydrograph synthesis with an API-type hydrologic model. *Water Resources Research*. Vol. 5. No. 5, 1007–1022.
- SIVAKUMAR, MVK. 1988. Predicting rainy season potential from the onset of rains in southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 42, p. 295–305.
- SMALL, E. E. & KURC, S. 2001. The influence of soil moisture on the surface energy balance in semiarid environments. New Mexico Water Resources Research Institute, New Mexico State University.
- SMALL, E. E. & KURC, S. A. 2004. Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico. *Water Resources Research*. Vol. 40. No. 9. DOI : 10.1029/2004WR003068.
- SÁNCHEZ, J. M., CASELLES, V. & RUBIO, E. M. 2010. Analysis of the energy balance closure over a FLUXNET boreal forest in Finland. *Hydrology and Earth Systems Science*. Vol. 14. No. 8, 1487–1497.
- STEINFELD, G., LETZEL, M. O., RAASCH, S., KANDA, M. & INAGAKI, A. 2007. Spatial representativeness of single tower measurements and the imbalance problem with eddy-covariance fluxes : Results of a large-eddy simulation study. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 123, 77–98.
- STEWART, J.B. 1988. Modelling surface conductance of pine forest. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 43, p. 19–35.

- STULL, R. B. juil. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. Springer. ISBN : 9789027727688.
- SULTAN, B. & JANICOT, S. 2003. The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*. Vol. 16. No. 21, 3407–3427.
- SULTAN, B., JANICOT, S. & DROBINSKI, P. août 2007. Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset. *Journal of Climate*. Vol. 20. No. 15, p. 4014–4032.
- SVENSSON, G., HOLTSLAG, A.A.M., KUMAR, V., MAURITSEN, T., STEENEVELD, G.J., ANGEVINE, W.M., BAZILE, E., BELJAARS, A., BRUIJN, E.I.F. de, CHENG, A., CONANGLA, L., CUXART, J., EK, M., FALK, M.J., FREEDMAN, F., KITAGAWA, H., LARSON, V.E., LOCK, A., MAILHOT, J., MASSON, V., PARK, S., PLEIM, J., SÖDERBERG, S., WENG, W. & ZAMPIERI, M. 2011. Evaluation of the Diurnal Cycle in the Atmospheric Boundary Layer Over Land as Represented by a Variety of Single-Column Models : The Second GABLS Experiment. *Boundary-Layer Meteorology*. Vol. 140. No. 2, 177–206.
- SWINBANK, W. 1951. The measurement of vertical transfer of heat and water vapor by eddies in the lower atmosphere. *Journal of Meteorology*. Vol. 8. No. 3.
- TATTARI, S., IKONEN, J. P. & SUCKSDORF, Y. 1995. A comparison of evapotranspiration above a barley field on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modeling. *Journal of hydrology*. Vol. 170, 1–14.
- TAYLOR, C. M., GOUNOU A. and Guichard, F., HARRIS, P. P., ELLIS, R. J., COUVREUX, F. & DE KAUWE, M. juin 2011. Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*. Vol. 4. No. 7, p. 430–433.
- TAYLOR, C. M., JEU, R. A. M. de, GUICHARD, F., HARRIS, P. P. & DORIGO, W. A. sept. 2012. Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*. Vol. 489. No. 7416, p. 423–426.
- THORNTON, E. 2010. Technical Description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM). URL : <http://nldr.library.ucar.edu/repository/assets/technotes/asset-000-000-000-847.pdf>.
- TIMOUK, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., LLOYD, C. R., CESCIA, E., COHARD, J. M., ROSNAY, P., HIERNAUX, P., DEMAREZ, V. & TAYLOR, C. M. 2009. Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*. Vol. 375. No. 1-2, 178–189.
- TRENBERTH, Kevin E., FASULLO, John T. & KIEHL, Jeffrey 2009. Earth’s Global Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 90. No. 3, p. 311–323.
- TUZET, A., CASTELL, J-F., PERRIER, A. & ZURFLUH, O. 1997. Flux heterogeneity and evapotranspiration partitioning in a sparse canopy : the fallow savanna. *Journal of Hydrology*. Vol. 188-189, 482–493.
- U.N., United Nations 2011. Department of Economic and Social Affairs, Population Division, World Population Prospects : The 2010 Revision, Press Release (3 May 2011) : World Population to reach 10 billion by 2100 if fertility in all countries converges to replacement Level, 2011. Available on. Rapp. tech. URL : http://esa.un.org/unpd/wpp/other-information/press_release_wpp2010.pdf.
- VALENTINI, R., MATTEUCCI, G., DOLMAN, A. J., SCHULZE, E. D., REBMANN, C., MOORS, E. J., GRANIER, A., GROSS, P., JENSEN, N. O., PILEGAARD, K. et al. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. Vol. 404. No. 6780, 861–865.
- VAN DIJK, A. I.J.M., BRUIJNZEEL, L.A.S. & SCHELLEKENS, J. juil. 2004. Micrometeorology and water use of mixed crops in upland West Java, Indonesia. *Journal of*. Vol. 124. No. 1-2, p. 31–49.
- VAUCLIN M., Lagouarde J. P., THONY, J. L., HAMBURGER, J. & CRAUSSE, P. 1978. Détermination du flux thermique conductif dans un sol non saturé à partir des mesures in-situ. *VI Congrès International sur les "Transferts de Chaleur", Toronto*. 14–20.
- VERHOEF, A. 2004. Remote estimation of thermal inertia and soil heat flux for bare soil. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 123, 221–236.
- VERMA, S. B., BALDOCCHI, D. D., ANDERSON, D. E., MATT, D. R. & CLEMENT, R.J. 1986. Eddy fluxes of CO₂, water vapor, and sensible heat over a deciduous forest. *Boundary Layer Meteorology*. Vol. 36. No. 1-2, 71–91.
- VOURLITIS, G. L., SOUZA NOGUEIRA, J. de, ALMEIDA LOBO, F. de, SENDALL, K. M., PAULO, S. R. de, ANTUNES DIAS, C. A., PINTO, O. B. & ANDRADE, N. L. R. de 2008. Energy balance and canopy conductance of a tropical semi-deciduous forest of the southern Amazon Basin. *Water Resources Research*. Vol. 44. No. 3, na/na. DOI : 10.1029/2006WR005526.
- WEBB, E. K., PEARMAN, G. I. & LEUNING, R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* Vol. 106. No. 447, 85–100.

- WEISS, M., BARET, F., SMITH, G. J., JONCKHEERE, I. & COPPIN, P. 2004. Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination : Part II. Estimation of LAI, errors and sampling. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 121. No. 37-53.
- WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C. et al. 2002a. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 113. No. 1-4, 223–243.
- WILSON, K. B & BALDOCCHI, D. D 2000. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. *Agricultural Forest Meteorology*. Vol. 100. No. 1, p. 1–18.
- WILSON, K. B., BALDOCCHI, D. D., AUBINET, M., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., DOLMAN, H., FALGE, E., FIELD, C., GOLDSTEIN, A., GRANIER, A., GRELE, A., HALLDOR, T., HOLLINGER, D., KATUL, G., LAW, B. E., LINDROTH, A., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MONSON, R., OECHEL, W., TENHUNEN, J., VALENTINI, R., VERMA, S.i, VESALA, T. & WOPSY, S. déc. 2002b. Energy partitioning between latent and sensible heat flux during the warm season at FLUXNET sites. *Water Resources Research*. Vol. 38, 11 PP.
- WUBDA, M. 2003. Reconnaissance géophysique du bassin versant d'Ara (Djougou, Nord Bénin). Mém.de mast. Université Pierre et Marie Curie.
- WULLSCHLEGER, S. D, WILSON, K. B & HANSON, P. J 2000. Environmental control of whole-plant transpiration, canopy conductance and estimates of the decoupling coefficient for large red maple trees. *Agricultural and Forest Meteorology*. Vol. 104. No. 2, p. 157–168.
- XUE, Y. & SHUKLA, J. 1993. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I : Desertification. *Journal of Climate*. Vol. 6, 2232–2245.
- YANG, G.-Y. & SLINGO, J. 2001. The diurnal cycle in the tropics. *Monthly Weather Review*. Vol. 129. No. 4, 784–801.
- YU, G., ZHANG, L., X., Sun, FU, Y. & LI, Z. 2005. Advances in carbon flux observation and research in Asia. *Sciences in China Ser. D Earth Sciences*. Vol. 48, p. 11–16.
- ZANNOU, A. B. Y. 2011. Analyse et modélisation du cycle hydrologique continental pour la gestion intégrée des ressources en eau au Bénin : Cas du Bassin de l'Ouémé à Bétérou. Thèse de doct. Faculté des Sciences et Techniques, CIPMA, Université d'Abomey-Calavi (Bénin).
- ZHANG, X., JIN, C., GUAN, D., WANG, A., WU, J. & YUAN, F. 2012. Long-Term Eddy Covariance Monitoring of Evapotranspiration and Its Environmental Factors in a Temperate Mixed Forest in Northeast China. *Journal of Hydrologic Engineering*. Vol. 17. No. 9, p. 965–974.
- ZHENG, X. & ELTAHIR, E.A.B. 1998. The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons. *Journal of Climate*. Vol. 11.

Table des figures

1.1	Schéma de (a) la circulation atmosphérique globale et (b) l'amplitude annuelle du déplacement de la ZCIT.	6
1.2	Répartition des types de climat et de végétation en Afrique de l'Ouest d'après [JABOT-ROBERT, 2012].	7
1.3	Série temporelle des indices de précipitation standardisés calculés sur le Sahel central (9.5 °N – 15.5 °N; 5 °W – 7°E) (a) et (b) sur les sites de Bétérou et de Djougou (Nord du Bénin) (9.5 °N – 10°N; 1.5° – 2°E) pour 1950 – 2010 d'après [PANTHOU, 2013]. L'indice SPI est la valeur centrée réduite du cumul de précipitations annuelles.	8
1.4	Comparaison du bilan annuel d'eau simulé par le modèle TOPAMMA et l'ensemble des simulations ALMIP d'après [PEUGEOT et al., 2011].	9
1.5	Situation du bassin de la Donga (fond gris) et ses équipements sur le haut bassin de l'Ouémé d'après le programme AMMA – CATCH (http://www.amma-catch.org/).	13
1.6	(a) Cumul annuel des précipitations de 2000 à 2012 à Djougou. Les courbes rouge et bleue représentent respectivement la moyenne sur les périodes 1950 - 1970 et 1970 - 1990 à Djougou; (b) Moyenne et écart-type mensuelle de la température de l'air de 2007 à 2011; et rose des vents de avril à octobre (c) et d'octobre à avril (d) d'après [GUYOT, 2010].	14
1.7	Carte de l'occupation du sol du bassin versant de la Donga (Bénin) réalisée à partir d'images SPOT/HRV [BEL, 2010].	15
1.8	Localisation des trois stations de flux installées sur le bassin versant de la Donga d'après le service d'observation AMMA – CATCH (http://www.amma-catch.org/).	16
2.1	Représentation des différentes couches de la troposphère et leurs altitudes caractéristiques.	28
2.2	Les échanges d'énergie entre la surface et l'atmosphère pour des conditions diurnes. Figure extraite de [EK, 2005].	31
2.3	Cascades des structures turbulentes d'après [FOKEN, 2009].	34
2.4	Spectre schématique de la vitesse du vent près de la surface estimée dans l'étude menée par [HOVEN, 1957]. Figure extraite de [STULL, 1988].	35
2.5	Organigramme récapitulant les différentes étapes de traitement des données de flux d'après [MAMADOU et al., 2012].	44

2.6 Schéma illustrant le modèle "big-leaf" de résistance/conductance selon [SHUTTLEWORTH & WALLACE, 1985]. R_{net} , H , G et λE sont les termes du bilan d'énergie dans la couche limite; $R_{net_{soil}}$, λE_{soil} et H_{soil} sont les mêmes termes dans la canopée. T_{air} , T_o et T_{soil} sont les températures de l'air, de l'air dans la canopée et du sol; e_{air} , e_o , e_{soil} et $e_s(T_{soil})$ sont les pressions de vapeur de l'air, de l'air dans la canopée, de la surface du sol et du sol; et la température de la canopée; T_{sol} la température du sol; $R_{a,air}$ est la résistance aérodynamique de l'air; R_s est la résistance de surface (boîte rouge). R_s est composée des résistances entre la feuille et l'air dans la canopée ($R_{a, stom} + R_{a, c}$) et des résistances entre le sol et l'air dans la canopée ($R_{s, soil} + R_{a, soil}$). 52

2.7 Comparaison des lois de résistance de sol nu pour un sol limoneux sableux d'après [SAKAGUCHI & ZENG, 2009]. Lois de Sellers (courbe bleue), de Lee Pielke (courbe verte) et de Sakaguchi et Zeng (courbe rouge). 55

3.1 Evolution temporelle journalière de la pluie mesurée (bleu), de l'indice de précipitation journalière simulé pour Υ égale à 0,126 (courbe grise) et le stock d'eau entre 0 et 1 m (courbe noire) à Nalohou au cours de l'année 2008. 60

3.2 Evolution temporelle journalière de la hauteur de la végétation simulée et observée à Nalohou au cours de l'année 2008. 61

3.3 Valeurs décadaires de la longueur de rugosité estimée en fonction de la hauteur de la végétation à Nalohou durant les années de 2007 à 2010. Les relations ($0,17 + 0,097 \times h_{veg}$; courbe rouge), ($z_0 = 0,13 \times h_{veg}$; courbe rose en pointillé) et ($0,1 + 0,13 \times h_{veg}$; courbe rose en trait plein) y sont tracées. 63

3.4 Valeurs décadaires mensuelles de la longueur de rugosité estimée à Bellefoungou avec la méthode de Martano en 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Le trait horizontal noir correspond à $z_0 = 1,2$ m. 63

3.5 Evolution temporelle des valeurs mi-horaires de la pluie (haut), de la direction du vent (milieu) filtrée pour les vitesses de vent inférieures à 1m/s et de l'humidité absolue de l'air (bas) obtenue avec les capteurs météorologiques (points bleus, uniquement les valeurs du jour) et mesurée par le licor (points rouges) à Nalohou au cours de l'année 2008. 65

3.6 Organigramme récapitulatif des différentes étapes de la correction de la vapeur d'eau mesurée par l'hygromètre optique d'après [MAMADOU et al., 2012]. 66

3.7 Pente journalière (points noirs), coefficient de détermination (points rouges) entre q_a jour et q_t filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Nalohou au cours de l'année 2008. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide. 67

3.8 Evolution temporelle de l'offset et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Nalohou pendant l'année 2008. La courbe noire est la moyenne journalière. 68

3.9	(a) Evolution temporelle de l'écart entre l'humidité absolue du licor corrigé et l'humidité absolue de la météo (uniquement le jour) normalisé par l'humidité absolue de la météo (a) et (b) corrélation entre l'humidité absolue de l'air de la météo et celle du licor corrigée. . .	69
3.10	Cycles diurnes annuels des indices de qualité des données de flux de chaleur sensible de 2007 à 2010 (a-d) et de flux de chaleur latente de 2007 à 2010 (e-h) à Nalohou.	70
3.11	Cycles diurnes annuels des indices de qualité des données de flux de chaleur sensible de 2008 à 2010 (a-c) et de flux de chaleur latente de 2008 à 2010 (d-f) à Bellefougou.	71
3.12	Evolution temporelle de la pluie (haut), du flux de chaleur latente avant filtrage (milieu) et après filtrages (bas) pour le mois de juillet 2008 à Nalohou.	72
3.13	Disponibilité des données de flux de chaleur sensible (gauche) et de chaleur latente (droite) sur les sites de Nalohou (haut) et Bellefougou (bas). Le taux a été calculé par rapport au nombre total de données attendues par mois (si il n'y avait pas de lacunes ni de valeurs filtrées).	74
3.14	Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie à Nalohou pendant les années étudiées.	75
3.15	Evolution temporelle des termes du bilan d'énergie à Bellefougou pendant les années étudiées.	76
3.16	Fermeture du bilan d'énergie respectivement à Nalohou en : (a) 2007 , (b) 2008 , (c) 2009 et (d) 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.	79
3.17	Fermeture du bilan d'énergie à Bellefougou en (b) 2008 , (c) 2009 et (d) 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.	80
3.18	Footprint instantané 6h (a, c) et 12h30 (b, d) le 24 janvier 2008 à Nalohou. Les isocontours représentent respectivement les 25, 50 et 75% de la contribution des surfaces aux flux observés. En (a) et (b) les footprints ont été projetés sur une image de Google Earth (version 2010); en (c) et (d), les footprints ont été superposés à la classification de l'occupation des sols.	82
3.19	Superficie de la surface et de la contribution du type de la surface aux flux mesurés sur le site de Nalohou pour les isocontours de 25, 50 et 75% du footprint pendant les conditions stable et instable.	82
3.20	Footprint cumulé sur 15 jours en saison humide (du 07/07 au 21/07/08; a & b) et en période intermédiaire (du 21/10 au 07/11/08; c & d) à Bellefougou. Les isocontours représentent respectivement les 25, 50 et 75% de la contribution des surfaces aux flux observés. En (a) et (c) les footprints ont été projetés sur une image de Google Earth (version 2010); en (b) et (d), les footprints ont été superposés à la classification de l'occupation des sols.	83
3.21	Répartition diurne des données de flux de chaleur sensible et de chaleur latente disponibles à Nalohou et à Bellefougou de 2007 à 2010.	84

3.22	Corrélation entre les moyennes des flux de chaleur sensible (gauche) et flux de chaleur latente (droite) entre 10h - 14h et toute la journée à Nalohou et à Bellefoungou. Les moyennes entre 10 h et 14h ont été calculées que si l'on dispose de toutes les données dans cette tranche horaire. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.	85
4.1	Direction moyenne journalière du vent (pour des vitesses du moyennes journalières > à 1 m.s ⁻¹) en fonction de la moyenne journalière de l'humidité absolue de l'air (période de 2007 à 2010) à Nalohou. Les points rouges indiquent la saison sèche, les bleus la saison humide, les noirs et gris représentent respectivement les transitions entre saison sèche – saison humide et saison humide – saison sèche. Les traits verticaux rouge et bleu indiquent respectivement les seuils de 6 et 16 g.m ⁻³	89
4.2	Pluie journalière et son cumul annuel au cours de l'année 2008 à Nalohou. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide. Le trait vertical rouge indique la date du saut de mousson de l'année 2008.	90
4.3	Direction instantanée du vent (haut) pour des vitesses des vents supérieures à 1 m.s ⁻¹ et vitesse du vent (bas). Les bandes grisées représentent les amplitudes journalières.	91
4.4	Moyenne journalière de la température et de l'humidité absolue de l'air. Les bandes grisées et bleutées représentent les amplitudes journalières.	91
4.5	Moyenne journalière de l'indice foliaire de la végétation (<i>LAI</i>) (ordonnée de droite) et de l'humidité du sol sur la profondeur 0 - 1 m (ordonnée de gauche).	92
4.6	Moyenne journalière des rayonnements incident (a, <i>SW_{in}</i>) et réfléchi (b, <i>SW_{out}</i>) de courte longueur d'onde; du rayonnement potentiel par ciel clair (a, <i>R_{so}</i> - ordonnée de droite) et de l'albédo de surface (c). Les bandes grisées représentent les amplitudes journalières.	93
4.7	Moyenne journalière des rayonnements incident (a, <i>LW_{in}</i>) et sortant (b, <i>LW_{out}</i>) de grande longueur d'onde; (c) de la température de surface modélisée. Les bandes grisées représentent les min et max journaliers.	94
4.8	Moyenne journalière du rayonnement net (courbe noire). Les bandes grisées représentent les min et max journaliers.	95
4.9	Cumul des précipitations moyens (1950–2010) et cumul annuel des précipitations des 4 années étudiées. Les valeurs min et max observées pendant la décennie (2000–2010) sont indiquées en pointillé.	97
4.10	Variations saisonnière et inter-annuelle des variables météorologiques : (a et b) moyenne journalière de la pluie à Nalohou et à Bellefoungou, (c) moyenne journalière de l'humidité absolue de l'air, (d) direction instantanée de l'air pour des vitesses du vent supérieures à 1 m.s ⁻¹ , (e) vitesse moyenne journalière du vent, (f) température moyenne journalière de l'air et (g) déficit moyen de vapeur saturante. Les points noirs pour Bellefoungou et les gris pour Nalohou. Les traits verticaux rouges sur (a) et (b) représentent les dates du saut de mousson. 100	

4.11	Moyenne glissante sur 20 jours de (a) l'humidité absolue de l'air et (b) la température de l'air à Nalohou (gris) et Bellefoungou pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide.	101
4.12	(a) Date de démarrage de la saison en (DOY) et (b) durée en jour des quatre saisons pendant les quatre années.	101
4.13	Variation saisonnière et inter-annuelle de (a) l'indice foliaire (<i>LAI</i>) et (b) du stock d'eau du sol entre 0–1 m (mm) à Nalohou (gris) et Bellefoungou (noir) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010).	102
4.14	Variations saisonnière et inter-annuelle des composantes du bilan radiatif à Nalohou (points gris) et Bellefoungou (points noirs) : (a) moyenne journalière du rayonnement incident de courte longueur d'onde et du rayonnement potentiel par ciel clair ; (b) moyenne journalière du rayonnement réfléchi de courte longueur d'onde ; (c) moyenne journalière de l'albédo de surface ; (d) moyenne journalière du rayonnement incident de grande longueur d'onde ; (e) moyenne journalière du rayonnement sortant de grande longueur d'onde ; (f) moyenne journalière du rayonnement net.	103
4.15	Moyenne glissante sur 20 jours du rayonnement net à Nalohou (gris) et à Bellefoungou (noir) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010).	104
4.16	Cycles diurnes moyens de : (a) température de l'air, (b) humidité absolue de l'air, (c) déficit de vapeur saturante, (d) température de surface modélisée à Nalohou (trait plein) et à Bellefoungou (pointillé) pendant la saison sèche (rouge), phase d'humidification de l'atmosphère (noire), saison humide (bleue) et phase assèchement de l'atmosphère (grise) de l'année 2009.	107
4.17	Cycles diurnes moyens des rayonnements incident (a) et réfléchi (b) de courte longueur d'onde et des rayonnements incident (c) et sortant (d) de grande longueur d'onde pendant la saison sèche (rouge), phase d'humidification de l'atmosphère (noire), saison humide (bleue) et phase assèchement de l'atmosphère (grise) de l'année 2009 à Nalohou (trait plein) et Bellefoungou (pointillé).	108
6.1	Cycle annuel des moyennes 10-14h du : (a) flux de chaleur sensible et (b) flux de chaleur latente pendant l'année 2009. Les saisons sont indiquées en trame de fond : rouge pour la saison sèche et bleue pour la saison humide. Les points gris pour Nalohou et noirs Bellefoungou. Les courbes noire et grise représentent les moyennes glissantes sur 20 jours des flux moyennés entre 10 - 14h.	136

6.2 Cycle annuel des moyennes 10-14h du : (a) fraction évaporative, (b) rapport de Bowen, (c) rapport entre le flux de chaleur sensible et le rayonnement net, (d) le stock d'eau entre 0 - 30 cm (trait plein) et 30 cm - 1 m (pointillé) et (e) l'indice foliaire de la végétation pendant l'année 2009. Les saisons sont indiquées en trame de fond : rouge pour la saison sèche et bleue pour la saison humide. Les points gris pour Nalohou et noirs pour Bellefougou. Les courbes noire (Bellefougou) et grise (Nalohou) en a), b) et c) représentent les moyennes glissantes sur 20 jours des flux moyennés entre 10 - 14h. 137

6.3 Répartition des variables sur le cercle unité : ~ 86 et 85% sur les composantes 1 et 2 respectivement pour le site de Bellefougou et Nalohou pendant l'année 2009. S-1 pour le stock d'eau entre 0 et 30 cm et S-2 pour la profondeur 30 cm - 1 m. 142

6.4 Relations entre la conductance aérodynamique et la longueur de rugosité (a), la vitesse de friction (b) et la vitesse du vent mesurée par l'anémomètre sonique (c) et (d) le rapport entre les fonctions de stabilité pour le flux de chaleur sensible et celle de la quantité de mouvement à Nalohou (points gris) et Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. 145

6.5 Cycle annuel des moyennes 10-14 h de (a) la conductance aérodynamique, (b) la vitesse du vent mesurée par l'anémomètre sonique, (c) la vitesse de friction, (d) du rapport entre les fonctions de stabilité pour le flux de chaleur sensible et celle de la quantité de mouvement et (e) la longueur de rugosité à Nalohou (gris) et à Bellefougou (noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. Les traits gris et noirs représentent les moyennes glissantes sur 20 jours. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche. 146

6.6 Cycle annuel des moyennes 10 - 14 h de : (a) la conductance de surface et (b) du coefficient de découplage à Nalohou (points gris) et à Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide. 147

6.7 Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et (gauche) la fraction d'eau journalière disponible entre 0 - 30 cm et l'indice foliaire de la végétation (droite) à Nalohou (points gris) et à Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. 149

6.8 Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et la conductance de surface à Nalohou (points gris) et à Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. 149

6.9 Relations entre la moyenne 10 – 14h de la fraction évaporative et le déficit de pression de vapeur saturante (gauche) et la conductance aérodynamique (droite) à Nalohou (points gris) et Bellefougou (points noirs) de 01/07/08 à 01/07/10. 150

6.10 Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau entre 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative (trait plein) et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence S1 (période du 15 au 25 mars 2009) sur les sites de Bellefougou (points noirs) et de Nalohou (points gris). 152

6.11 Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau entre 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative (trait plein) et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence S2 (période du 16 au 26 octobre 2009) sur les sites de Bellefougou (points noirs) et de Nalohou (points gris). 154

6.12 Relations entre les moyennes entre 10 h et 14 h de la fraction évaporative, du rapport de Bowen et du stock d'eau entre 0-30 cm durant les différentes séquences étudiées à Nalohou et Bellefougou. 155

6.13 Composites diurnes moyens du rayonnement net R_n (courbe rouge), du flux de chaleur sensible H (courbe verte), du flux de chaleur latente LE (courbe bleue) et du flux de chaleur dans le sol G (courbe noire) durant les différentes phases du cycle de la mousson : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère. Les traits pleins pour le site de Nalohou et les pointillés pour le site de Bellefougou. 158

6.14 Composites diurnes moyens du terme de stockage d'énergie à Bellefougou pendant la saison sèche (courbe rouge), la saison humide (courbe bleue), la phase d'humidification de l'atmosphère (courbe noire) et la phase d'assèchement de l'atmosphère (courbe grise). . . . 159

6.15 Composites diurnes moyens du résidu du bilan ($R_n - G - H - LE$) durant les différentes phases du cycle de la mousson à Nalohou (trait plein) et à Bellefougou (pointillés). . . . 160

6.16 Relation entre la fraction évaporative (EF) et (a) l'énergie disponible ($R_n - G$), (b) le déficit de vapeur saturante (VPD) durant les phases du cycle de la mousson : saison sèche (rouge), saison humide (bleue), phase d'humidification de l'atmosphère (noire) et phase de l'assèchement de l'atmosphère (grise). Les traits pleins pour le site de Nalohou et les pointillés pour le site de Bellefougou. 162

7.1 Variations saisonnière et inter-annuelle des moyennes 10 - 14 h des flux de : (a) chaleur sensible et (b) chaleur latente à Nalohou (points gris) et à Bellefougou (points noirs). Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide. 167

7.2 Moyenne glissante sur 20 jours de (a) flux de chaleur sensible et (b) flux de chaleur latente à Nalohou (trait plein) et à Bellefougou (pointillé) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide. 167

7.3 Boxplots des moyennes 10-14 h des flux de chaleur sensible et de chaleur latente pendant chaque phase du cycle de la mousson à Nalohou et à Bellefougou. Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires. 168

7.4 Variations saisonnière et inter-annuelle des moyennes 10 - 14 h de : (a) la fraction évaporative et du (b) rapport de Bowen de 2007 à 2010 à Nalohou (points gris) et à Bellefougou (points noirs). Les fonds rose et bleu indiquent les saisons sèche et humide. 171

7.5	Moyenne glissante sur 20 jours de (a) la fraction évaporative et (b) du rapport de Bowen à Nalohou (trait plein) et à Bellefoungou (pointillé) pour les quatre années étudiées (2007 à 2010). Les fonds rose et bleu indiquent les dates moyennes sur quatre ans de la longueur des saisons sèche et humide.	172
7.6	Boxplot de la fraction évaporative saison par saison sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou en 2007 (marron), 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Chaque boxplot représente la médiane (trait horizontal), les quartiles 1/4 et 3/4. Les traits verticaux indiquent les maximum et minimum de EF_{10-14h} . Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires.	173
7.7	Boxplot du rapport de Bowen saison par saison sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou en 2007 (marron), 2008 (bleu), 2009 (rouge) et 2010 (vert). Chaque boxplot représente la médiane (trait horizontal), les quartiles 1/4 et 3/4. Les traits verticaux indiquent les maximum et minimum de β_{10-14h} . Les fonds gris indiquent les saisons lacunaires.	173
8	Evolution temporelle journalière de la pluie (traits verticaux bleus), de l'indice de précipitation journalière simulé pour Υ égale à 0,126 (courbe grise) et le stock d'eau entre 0 et 1 m (courbe noire) à Nalohou de 2007 à 2010.	i
9	Evolution temporelle journalière de la hauteur de la végétation simulée et observée à Nalohou de 2007 à 2010.	ii
10	Corrélation entre les observations et les valeurs simulées (2007 à 2010).	ii
11	Pente journalière (points noirs), le coefficient de détermination (points rouges) entre q_m jour et q_i filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide.	iii
12	Evolution temporelle de l'offsetq et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010. La courbe noire est la moyenne journalière.	iv
13	Corrélation entre le bilan radiatif des grandes longueurs d'onde ($LWnet$), le bilan radiatif des courtes longueurs d'onde ($SWnet$), le rayonnement net (Rn), l'amplitude journalière de la température de l'air (DTR) et le gainq à Nalohou de 2007 à 2010.	v
14	Corrélation entre l'humidité absolue de l'air de la météo et celle du licor corrigée en (a) 2007, (b) 2009 et (c) 2010 à Nalohou.	v
15	Pente journalière (points noirs), le coefficient de détermination (points rouges) entre q_m jour et q_i filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide.	vi
16	Evolution temporelle de l'offsetq et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010. La courbe noire est la moyenne journalière.	vii

17	Corrélation entre le bilan radiatif des grandes longueurs d'onde (<i>LWnet</i>), le bilan radiatif des courtes longueurs d'onde (<i>SWnet</i>), le rayonnement net (<i>Rn</i>), l'amplitude journalière de la température de l'air (<i>DTR</i>) et le gain à Bellefoungou de 2008 à 2010. Le rayonnement <i>LWnet</i> a été tiré à partir de différence entre <i>Rn</i> et <i>SWnet</i>	viii
18	Corrélation entre l'humidité absolue de l'air de la météo et celle du licor corrigée en (a) 2008, (b) 2009 et (c) 2010 à Bellefoungou.	viii
19	Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau à 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence <i>S3</i> (période du 01 au 11 juin 2009) sur les sites de Bellefoungou (points noirs) et de Nalohou (points gris)	ix
20	Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau à 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence <i>S4</i> (période du 01 au 11 août 2009) sur les sites de Bellefoungou (points noirs) et de Nalohou (points gris).	x
21	Fermeture du bilan durant les différentes phases du cycle de la mousson en 2009 : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère à Nalohou.	xi
22	Fermeture du bilan durant les différentes phases du cycle de la mousson en 2009 : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère à Bellefoungou.	xii

Liste des tableaux

1.1	Liste des différents capteurs de la station de Nalohou avec leurs spécificités. moyj désigne les moyennes journalières.	22
1.2	Liste des différents capteurs de la station de Bellefoungou avec leurs spécificités. moyj désigne les moyennes journalières.	23
2.1	Tableau montrant les seuils des deux critères qui permettent d’attribuer un indice de qualité aux données de flux.	48
3.1	Valeurs de la pente à l’origine, du coefficient de détermination et de la racine carrée du résidu moyen entre les stocks simulés et ceux observés pour les années 2007 à 2010.	60
3.2	Pourcentages annuels des données des flux de chaleur sensible et de chaleur latente appartenant aux classes 1 et 2. Les pourcentages ont été calculés par rapport aux totaux des données qualifiables (classes 1, 2 et 3).	71
3.3	Pourcentages annuels des données disponibles (après filtrages) des flux de chaleur sensible et de chaleur latente à Nalohou et à Bellefoungou. Ces pourcentages ont été calculés par rapport au nombre de jours de mesures disponibles.	73
4.1	Dates et durées des saisons sèche et humide définies à partir des seuils de l’humidité absolue de l’air pour les quatre années étudiées.	89
4.2	Cumul annuel des précipitations enregistrées à Nalohou et Bellefoungou. Les écarts moyens entre les sites sont calculés par rapport à la moyenne inter-annuelle (1190 mm).	97
4.3	Nalohou : moyenne annuelle des différentes variables météorologiques pour les quatre années étudiées ainsi que leur moyenne inter-annuelle, leur écart-type et leur coefficient de variation (CV).	98
4.4	Coefficient de détermination, pente et ordonnée à l’origine de la droite de régression linéaire entre les sites de Nalohou et Bellefoungou pour les variables météorologiques et les composantes du bilan radiatif à l’échelle journalière sur la période 2007 à 2010. Les différents coefficients des droites de régression ont été calculés pour un intervalle de confiance égal à 95%.	105

-
- 6.1 Matrices de corrélations totales entre les variables physiques explicatives et leurs tests de significativité associés (mis entre parenthèse) : fraction évaporative (EF_{10-14h}), déficit de vapeur saturante (VPD), température de l'air (T), le stock d'eau S des couches superficielle et profonde, l'indice foliaire de la végétation (LAI) et la longueur de rugosité z_0 . Tests de significativité : hautement significatif $p < 0,0001$ (***) ; moyennement significatif $p < 0,001$ (**); faiblement significatif $p < 0,05$ (*) et non significatif $p > 0,05$ (NS). 141
- 6.2 Matrices de corrélations partielles entre les variables physiques explicatives et leurs tests de significativité associés (mis entre parenthèse) : fraction évaporative (EF_{10-14h}), déficit de vapeur saturante (VPD), température de l'air (T), le stock d'eau S des couches superficielle et profonde, l'indice foliaire de la végétation (LAI) et la longueur de rugosité z_0 143
- 6.3 Coefficients de la droite de régression linéaire entre ($H + LE$) et ($R_n - G$), ($R_n - G - \Delta S$) pendant les différentes phases du cycle de la mousson sur les sites de Nalohou et de Bellefoungou. n est le nombre de données au pas de temps de 30 min ayant servi aux calculs. 161
- 7.1 Moyennes et (écart - types) des moyennes entre 10 h et 14 h des variables H , LE , G , R_n saison par saison sur les deux sites étudiés. Les fonds gris indiquent les valeurs pour lesquelles les saisons sont incomplètes. 169
- 7.2 Moyennes sur les années hydrologiques : de la saison humide de l'année ($n-1$) à la fin de la phase d'humidification de l'atmosphère de l'année n du flux de chaleur sensible, de chaleur latente, du rayonnement net et du cumul de la pluie sur les deux sites étudiés. 170

Liste des photos

1. Site de Nalohou : Image Google Earth (04/02/2010) montrant la position de la tour de flux, les capteurs d'humidité du sol, le pluviomètre ainsi que le couvert végétal entourant le site : les ronds jaunes indiquent les arbres, les carrés oranges les champs de cultures dans la zone de mesure, le "bas-fond" est représenté par la couleur bleue; la rivière Ara et sa forêt galerie y sont également indiquées.
2. Photographies du site de Nalohou : (a) champ d'ignames en janvier 2012 (cliché E. Ago), (b) herbacées de couleur verte en juin 2008 et (c) herbacées en phase de sénescence autour de la station en fin de saison humide.
3. Site de Bellefougou : Image Google earth (04/02/2010) montrant la position de la tour de flux, les capteurs d'humidité du sol, le pluviomètre ainsi que la forêt entourant le site.
4. Photographies du site de Bellefougou : (a) tour de flux en septembre 2012, (b) vue de haut de la forêt en juin 2008 et (c) clairière du site en septembre 2010 (cliché E. Ago).
5. Système d'eddy covariance : (1) anémomètre sonique et (2) l'analyseur de gaz infrarouge à circuit ouvert.

Modélisation des stocks d'eau et de la hauteur de la végétation pendant les quatre années étudiées

Définition du RMSE

Le RMSE (Root Mean Square Error) est un score qui permet de juger de l'écart entre les observations et les résultats d'un modèle. Plus l'écart entre les observations et les résultats de simulation sont faibles, plus le modèle est performant. Pour une série de n données observées x_{obs} et simulées x_{sim} , on a :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_{sim}(n) - x_{obs}(n))^2}{n}} \quad (1)$$

Résultats de l'estimation de l'API à Nalohou

La figure (8) montre les variations temporelles journalières du stock d'eau dans le sol, de la pluie et de l'API simulé avec $\Upsilon = 0,126$ de 2007 à 2010 à Nalohou.

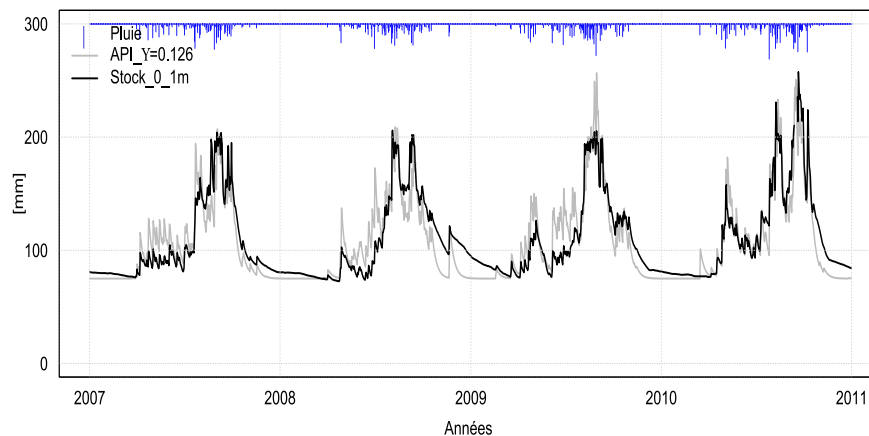


FIGURE 8 – Evolution temporelle journalière de la pluie (traits verticaux bleus), de l'indice de précipitation journalière simulé pour Υ égale à 0,126 (courbe grise) et le stock d'eau entre 0 et 1 m (courbe noire) à Nalohou de 2007 à 2010.

Résultats de l'estimation de la hauteur de la végétation à Nalohou

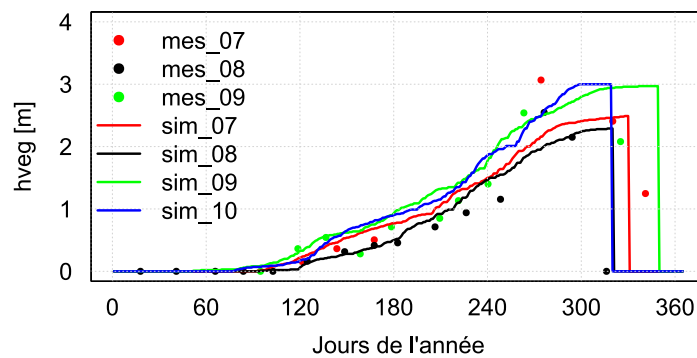


FIGURE 9 – Evolution temporelle journalière de la hauteur de la végétation simulée et observée à Nalohou de 2007 à 2010.

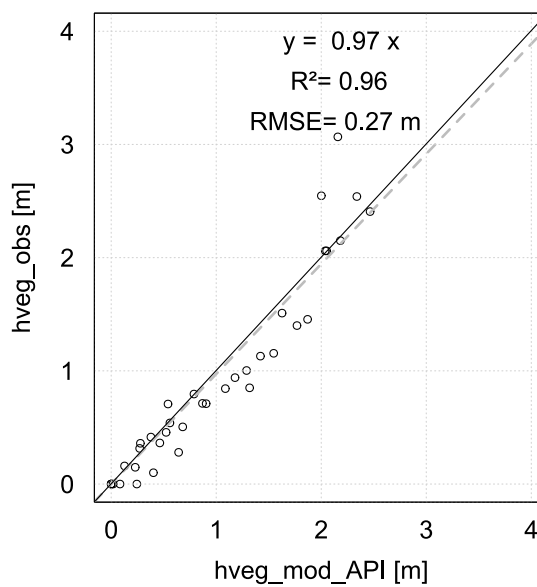


FIGURE 10 – Corrélation entre les observations et les valeurs simulées (2007 à 2010).

Correction de la dérive du licor

A Nalohou

Evolution temporelle du gainq à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010

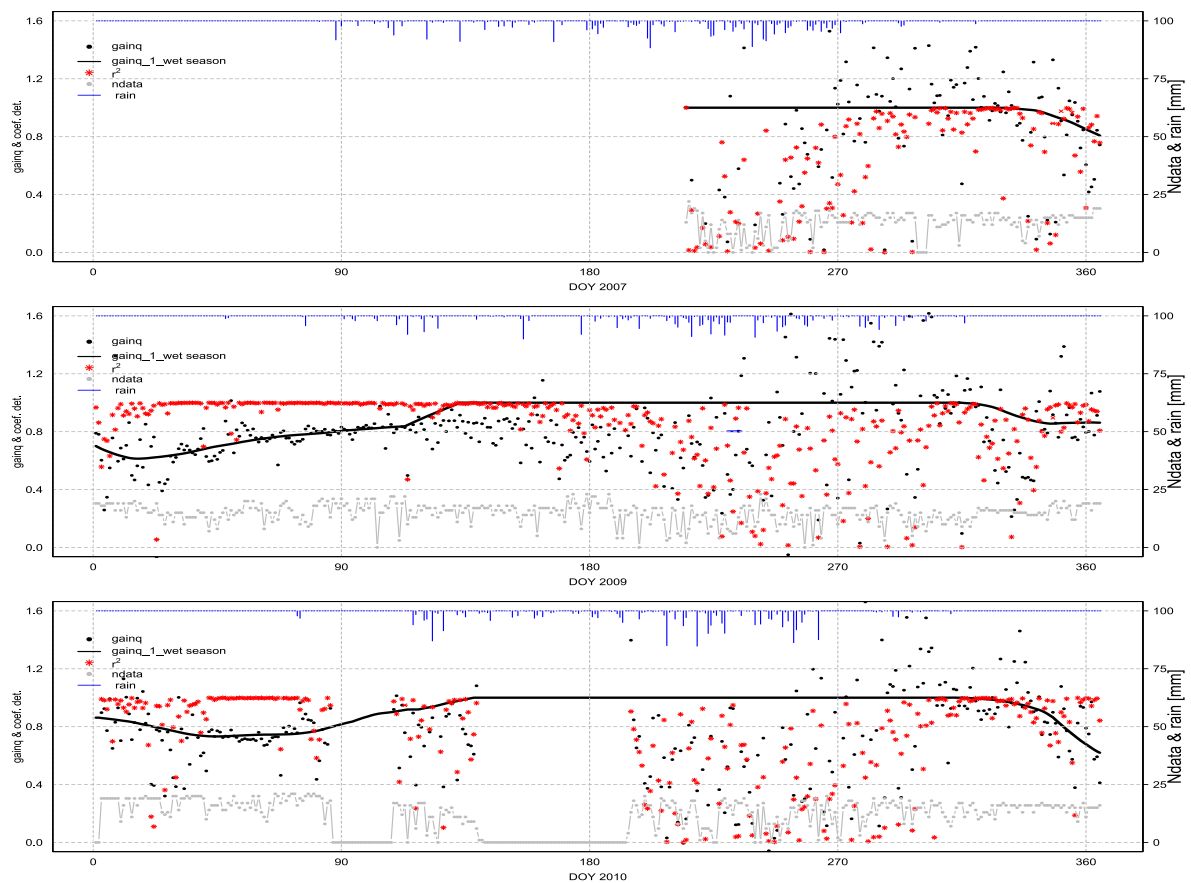


FIGURE 11 – Pente journalière (points noirs), le coefficient de détermination (points rouges) entre q_m jour et q_i filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide.

Evolution temporelle de l'offsetq à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010

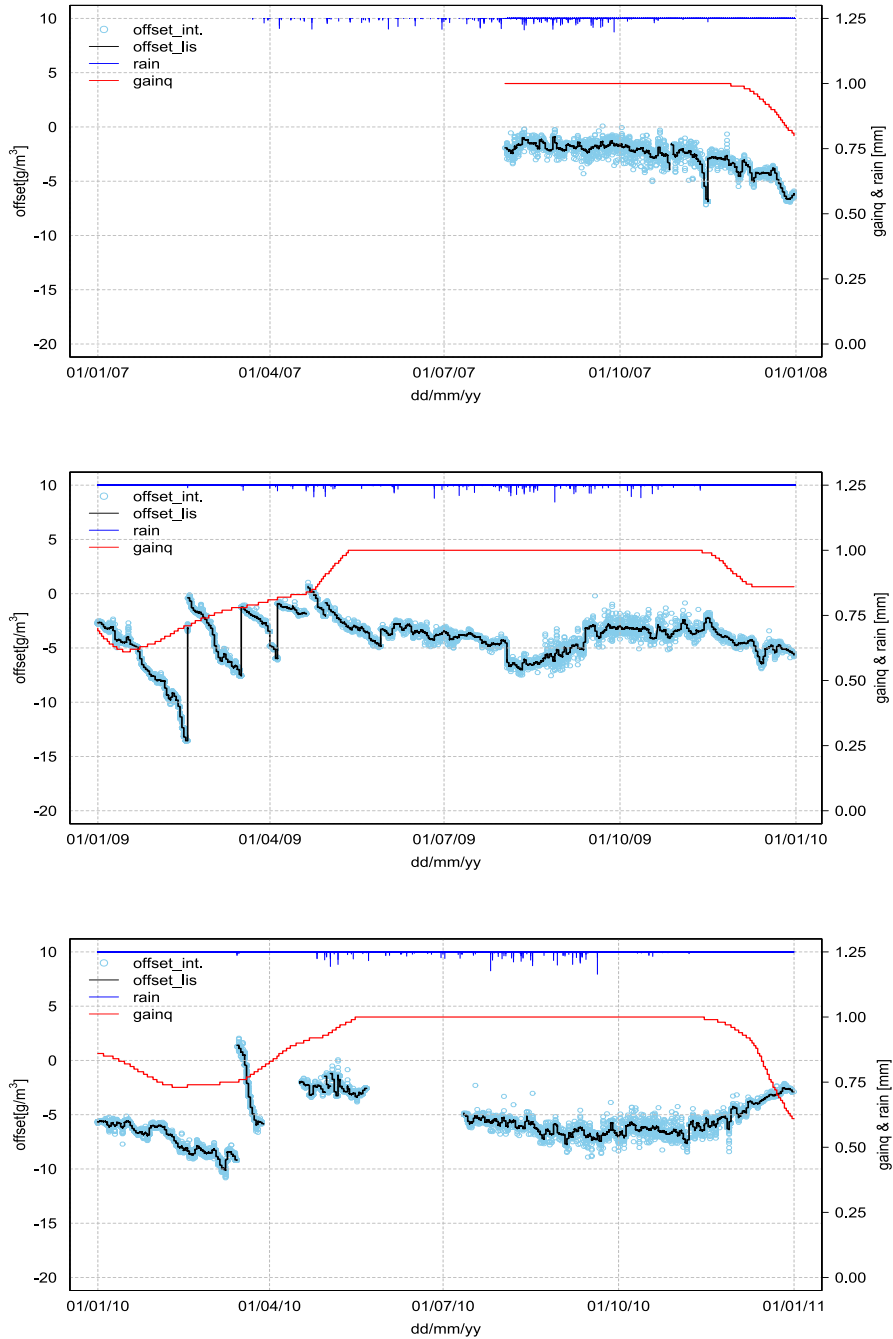


FIGURE 12 – Evolution temporelle de l'offsetq et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Nalohou pendant les années 2007, 2009 et 2010. La courbe noire est la moyenne journalière.

Corrélation entre le gainq et les composantes du bilan radiatif de surface

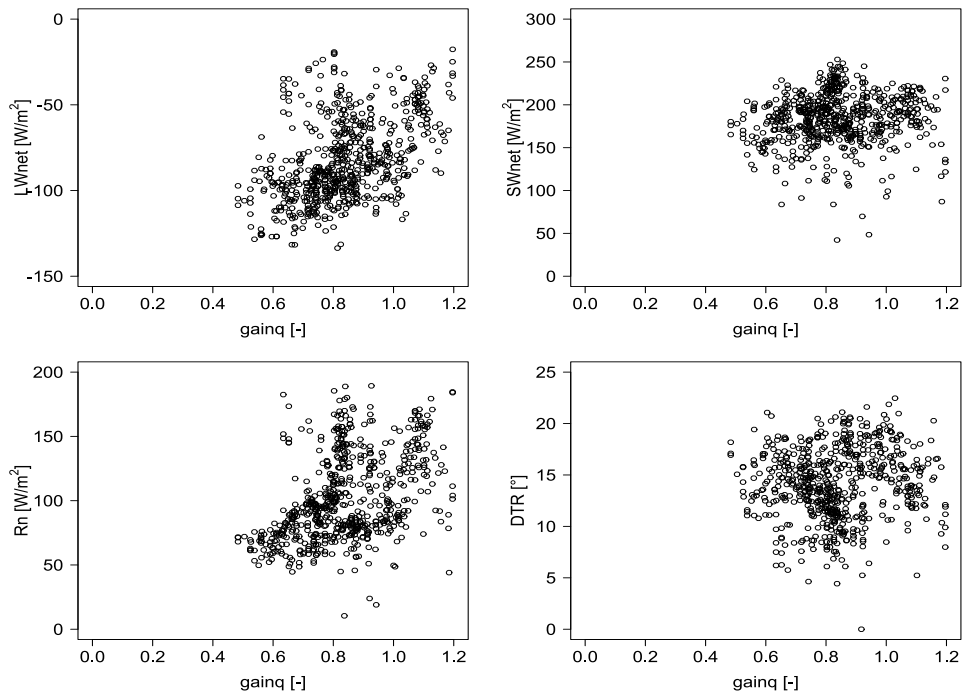


FIGURE 13 – Corrélation entre le bilan radiatif des grandes longueurs d’onde ($LWnet$), le bilan radiatif des courtes longueurs d’onde ($SWnet$), le rayonnement net (Rn), l’amplitude journalière de la température de l’air (DTR) et le gainq à Nalohou de 2007 à 2010.

Corrélation entre entre qmétéo et qlicor corrigé

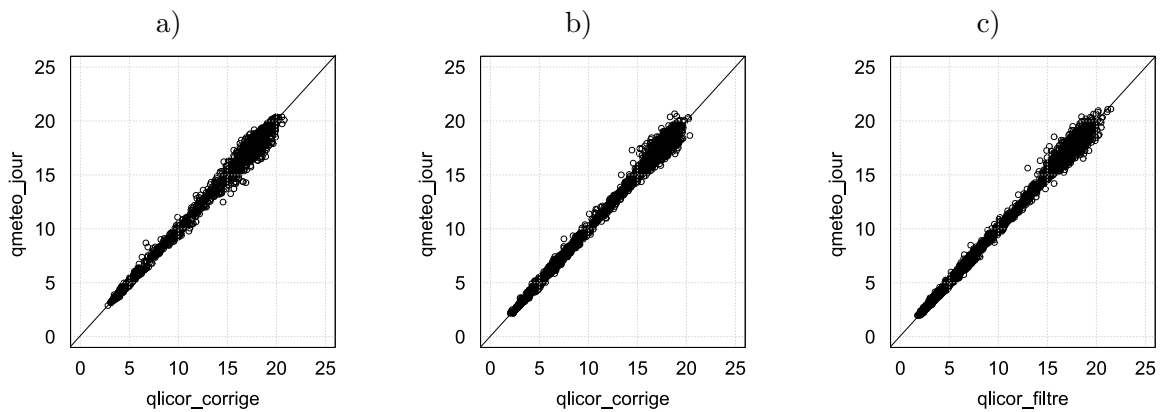


FIGURE 14 – Corrélation entre l’humidité absolue de l’air de la météo et celle du licor corrigée en (a) 2007, (b) 2009 et (c) 2010 à Nalohou.

A Bellefoungou

Evolution temporelle du gainq à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010

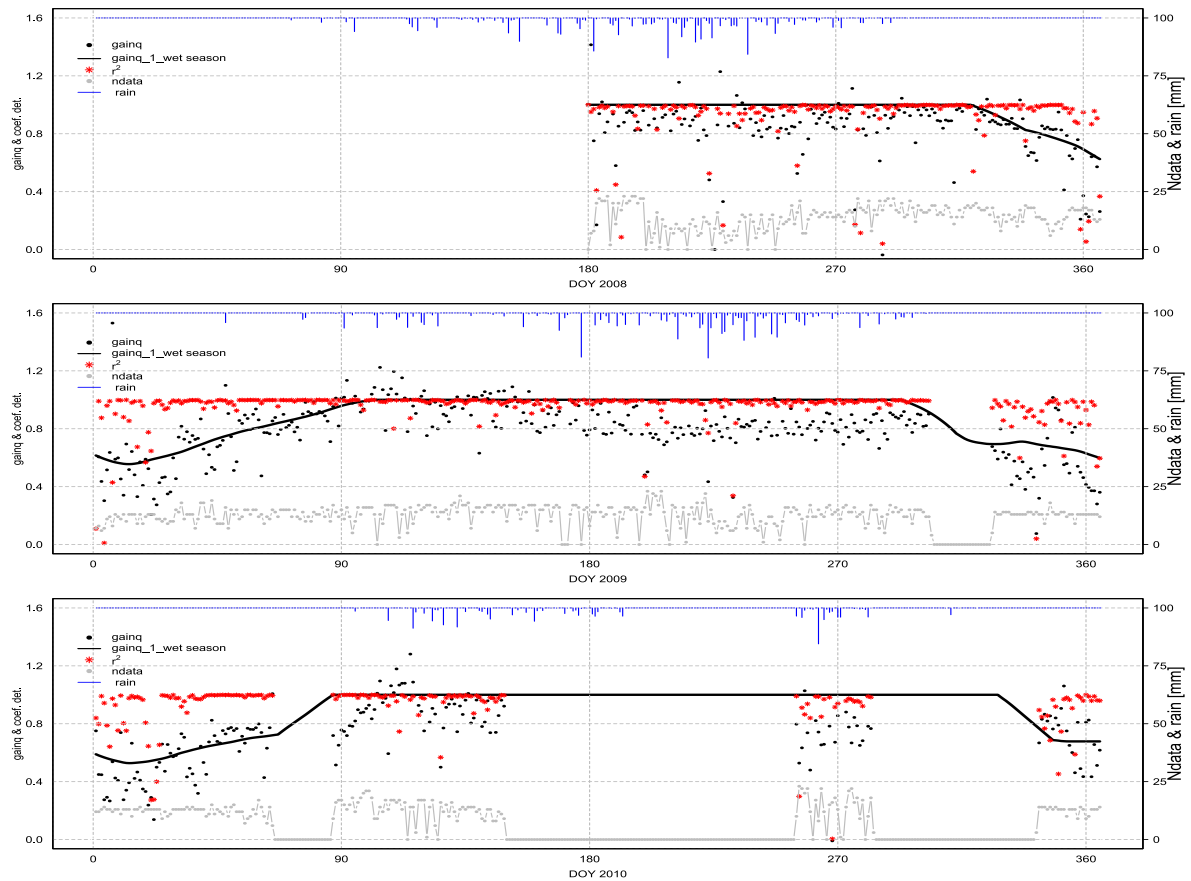


FIGURE 15 – Pente journalière (points noirs), le coefficient de détermination (points rouges) entre q_m jour et q_i filtré et nombre total de données sur le pas de temps considéré (points gris, ordonnée de droite) à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010. La courbe noire est obtenue par moyenne glissante sur 40 jours et un gainq égal à 1 pendant la saison humide.

Evolution temporelle de l'offsetq à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010

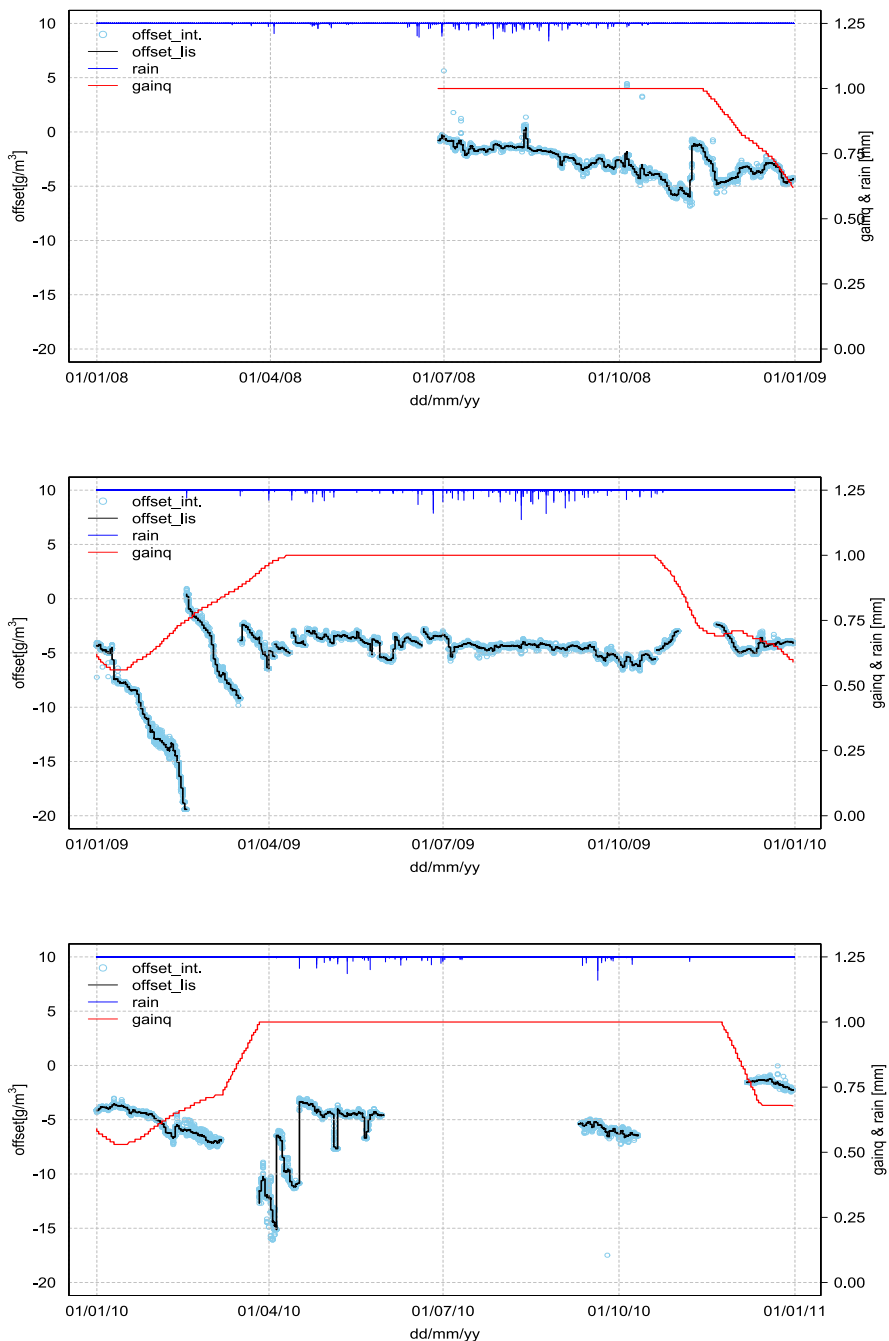


FIGURE 16 – Evolution temporelle de l'offsetq et du gainq au pas de temps de la demi-heure à Bellefoungou pendant les années 2008, 2009 et 2010. La courbe noire est la moyenne journalière.

Corrélation entre le gainq et les composantes du bilan radiatif de surface

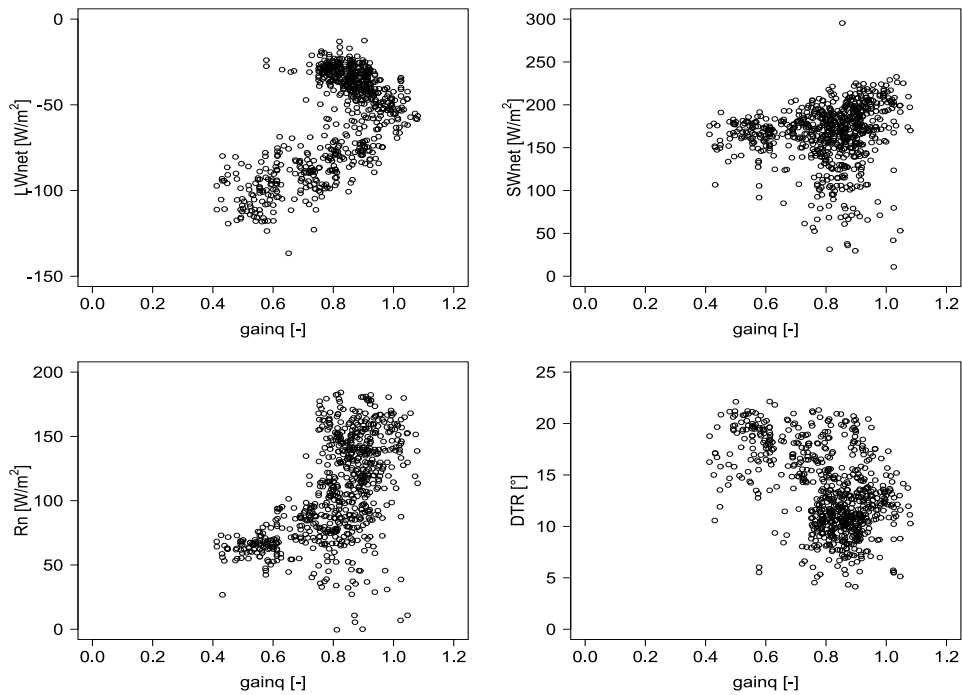


FIGURE 17 – Corrélation entre le bilan radiatif des grandes longueurs d’onde ($LWnet$), le bilan radiatif des courtes longueurs d’onde ($SWnet$), le rayonnement net (Rn), l’amplitude journalière de la température de l’air (DTR) et le gainq à Bellefoungou de 2008 à 2010. Le rayonnement $LWnet$ a été tiré à partir de différence entre Rn et $SWnet$.

Corrélation entre qmétéo et qlicor corrigé

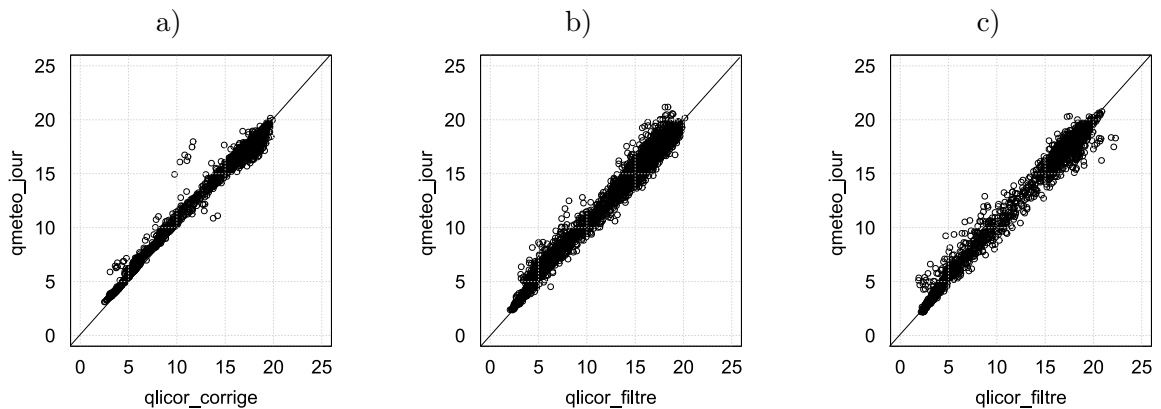


FIGURE 18 – Corrélation entre l’humidité absolue de l’air de la météo et celle du licor corrigée en (a) 2008, (b) 2009 et (c) 2010 à Bellefoungou.

Réponse de la surface à un évènement pluvieux : cas S3 et S4

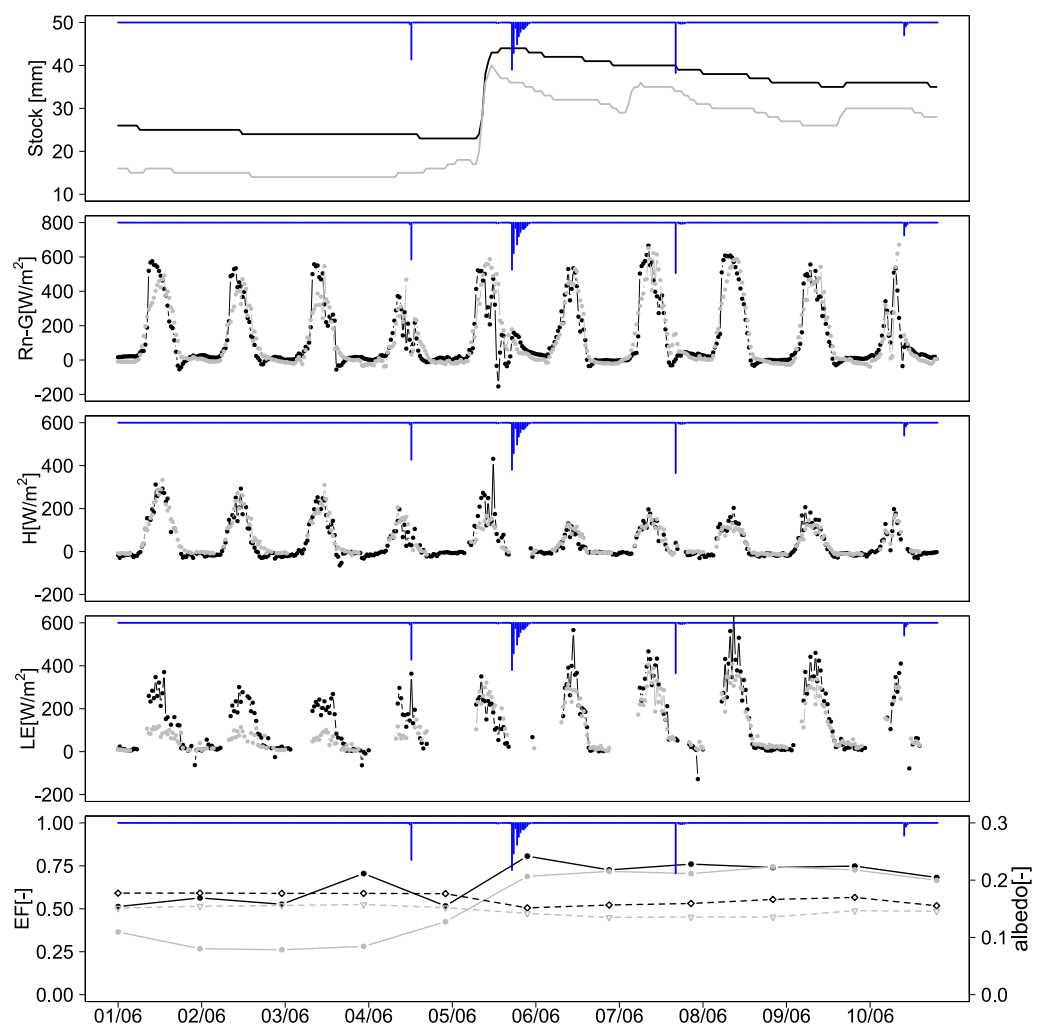


FIGURE 19 – Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau à 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence S3 (période du 01 au 11 juin 2009) sur les sites de Bellefougou (points noirs) et de Nalohou (points gris)

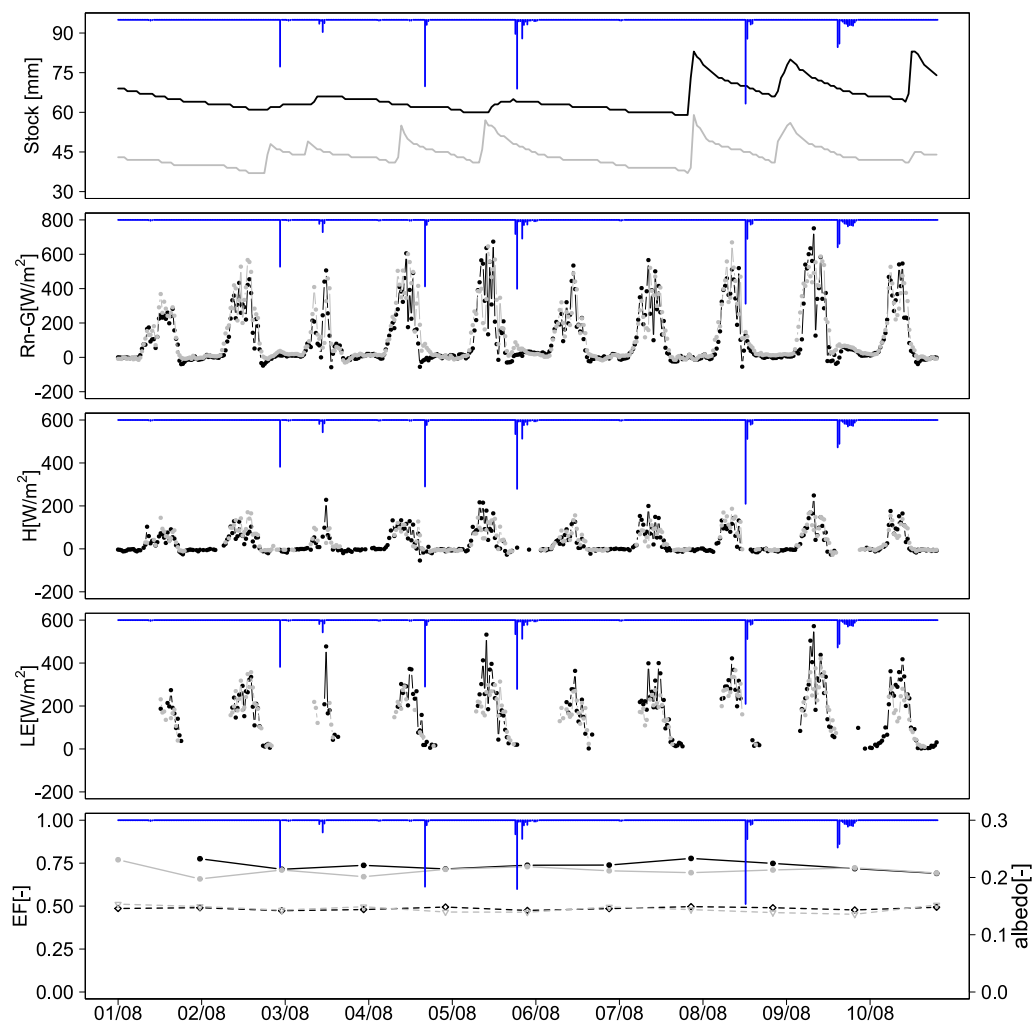


FIGURE 20 – Variabilité spatio-temporelle du stock d'eau à 0-30 cm, de l'énergie disponible, des flux de chaleur sensible et latente, des moyennes 10 - 14h de la fraction évaporative et de l'albédo (trait en pointillé) pendant la séquence *S4* (période du 01 au 11 août 2009) sur les sites de Bellefoungou (points noirs) et de Nalohou (points gris).

Fermeture du bilan d'énergie durant les quatre saisons sur les deux couverts végétaux

A Nalohou

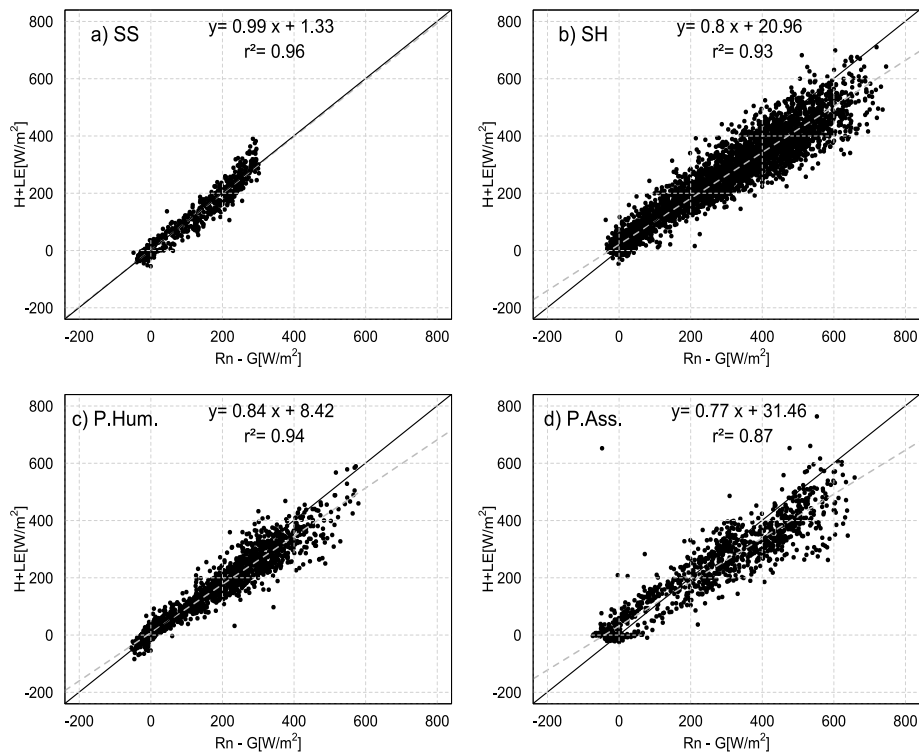


FIGURE 21 – Fermeture du bilan durant les différentes phases du cycle de la mousson en 2009 : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère à Nalohou.

A Bellefoungou

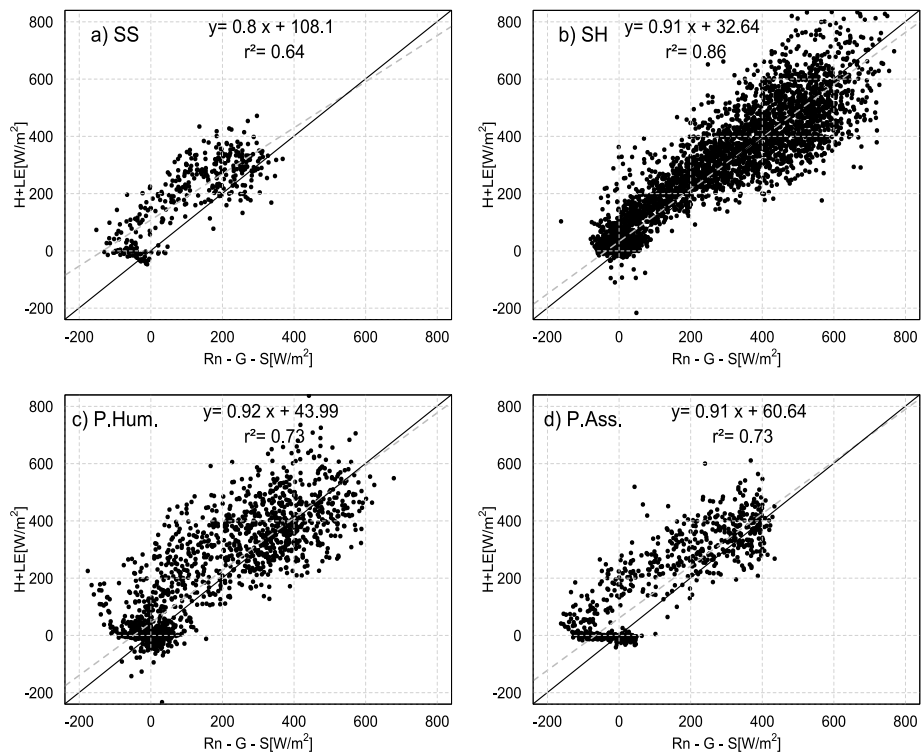


FIGURE 22 – Fermeture du bilan durant les différentes phases du cycle de la mousson en 2009 : (a) saison sèche, (b) saison humide, (c) phase d'humidification de l'atmosphère et (d) phase d'assèchement de l'atmosphère à Bellefoungou.