

---

## **Séquestration de carbone par une forêt claire au Bénin: variabilité interannuelle des flux et d'un indice de végétation**

**Auteur :** Mercier, Virginie

**Promoteur(s) :** Heinesch, Bernard; Aubinet, Marc

**Faculté :** Gembloux Agro-Bio Tech (GxABT)

**Diplôme :** Master en bioingénieur : gestion des forêts et des espaces naturels, à finalité spécialisée

**Année académique :** 2016-2017

**URI/URL :** <http://hdl.handle.net/2268.2/3016>

---

### *Avertissement à l'attention des usagers :*

*Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.*

*Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.*

---

**SEQUESTRATION DE CARBONE PAR UNE FORET  
CLAIRE AU BENIN : VARIABILITE INTERANNUELLE  
DES FLUX ET D'UN INDICE DE VEGETATION**

**VIRGINIE MERCIER**

**TRAVAIL DE FIN D'ETUDES PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE  
MASTER BIOINGENIEUR EN GESTION DES FORETS ET DES ESPACES NATURELS**

ANNÉE ACADÉMIQUE 2016-2017

(CO)-PROMOTEUR(S): BERNARD HEINESCH ET MARC AUBINET

*Toute reproduction du présent document, par quelque procédé que ce soit, ne peut être réalisée qu'avec l'autorisation de l'auteur et de l'autorité académique de Gembloux Agro-Bio Tech.*

*Le présent document n'engage que son auteur.*

**SEQUESTRATION DE CARBONE PAR UNE FORET  
CLAIRE AU BENIN : VARIABILITE INTERANNUELLE  
DES FLUX ET D'UN INDICE DE VEGETATION**

**VIRGINIE MERCIER**

**TRAVAIL DE FIN D'ETUDES PRESENTE EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE  
MASTER BIOINGENIEUR EN GESTION DES FORETS ET DES ESPACES NATURELS**

**ANNÉE ACADÉMIQUE 2016-2017**

**(CO)-PROMOTEUR(S): BERNARD HEINESCH ET MARC AUBINET**

## Remerciements

---

C'est avec grand plaisir et soulagement que j'ai l'occasion de remercier toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail. J'ai finalement survécu comme tout le monde à ce marathon ! Ce mémoire de fin d'étude fut pour moi une occasion unique d'explorer un domaine quelque peu décentré par rapport à ma vocation de base mais tout aussi passionnant.

Ce travail n'aurait pu aboutir sans la collaboration de l'Institut des Géosciences et de l'Environnement (Universités Grenoble Alpes), prenant part au système d'observation AMMA-CATCH. L'observatoire de Recherche en Environnement AMMA-CATCH a été mis sur pied dans sa forme actuelle grâce à un financement incitatif du Ministère Français de la Recherche. La continuité et la pérennité des mesures reposent sur les financements accordés sans discontinuité par l'IRD depuis 1990, et par l'INSU depuis 2005.

Je remercie **Ossénatou** pour le prétraitement des données et les corrections effectuées. Elle a fourni un travail considérable pour me permettre de commencer les analyses au plus vite. Du fond du cœur, je remercie mon co-promoteur **Marc Aubinet**, pour sa bienveillance et son suivi tout au long de mon cheminement et de mes réflexions analytiques. Grâce à lui, je suis devenue (plus ou moins) experte de l'Eddy Covariance (je m'emballe peut-être un peu). Un énorme merci pour son extraordinaire disponibilité et ses précieux conseils ! Je remercie également **Valéry Gond** et **Guillaume Cornu** (CIRAD) pour leur contribution plus que significative concernant les données satellites. Ceci me permet également de remercier **Adeline Fayolle**, membre de mon jury, pour m'avoir mise en contact avec Valéry et son équipe de choc. Je la remercie aussi pour ses conseils tout au début de mon TFE et pour son enthousiasme à l'idée de lier (enfin) deux départements dont les recherches ont fini par se rejoindre. Un énorme merci également à mon promoteur, **Bernard Heinesch**, pour ses relectures attentives du document et les corrections apportées. Je remercie également les chercheuses **Josiane Seghieri** et **Coraline Bel** pour leur disponibilité et les informations prodiguées au sujet de la végétation et de l'occupation du sol. Je remercie également **Pauline Buysse** pour les conseils en algorithmes, **Quentin Hurdebise** et **Pierre Dumortier** pour leurs explications et conseils divers au sujet du *footprint*.

Enfin, je remercie ma famille pour son soutien permanent tout au long de mon parcours académique et personnel. Je suis fière aujourd'hui de lui montrer, à travers ce travail, le fruit de son investissement. A vous tous, **MERCI**.

## Abstract

Forests are playing an important role in climate change mitigation. The carbon budget associated to African ecosystems as well as their reactions to modified climate conditions are poorly documented. This study proposes an estimation of the annual carbon sequestration of an open forest in North-Western Benin (West Africa) and identifies the driving variables causing sequestration capacity's variability, at three different time scales. This forest is dominated by the woody species *Isobertinia doka* and is submitted to a Sudanian climate. The study site is part of the international AMMA-CATCH observation program. CO<sub>2</sub> fluxes measurements, collected over a period of six years by an eddy co-variance system, were used in combination with meteorological data and with the MODIS Enhanced Vegetation Index.  $u^*$  correction was applied to filter stable night-time conditions. The annual carbon sequestration estimate was made by summing the Net Ecosystem Exchange (NEE) provided at half-hourly scale and by filling the gaps resulting from raw data treatment and data capture systems failures. Daytime variations of NEE were first associated with the photosynthetically active photon flux density (PPFD) using a non-linear model, in order to extract the three following parameters: the saturation assimilation (P1500), the dark respiration (Rd) and the quantum light efficiency ( $\alpha$ ). The seasonal and inter-annual variabilities have then been analysed combining these parameters to environmental factors and to the vegetation index taking in account calculated anomalies. The spatial heterogeneity was also assessed by following spatial divergence of the P1500 and the EVI around the flux tower. On average, the forest acts as a carbon sink of 490 gC m<sup>-2</sup> year<sup>-1</sup>. The seasonal variation of P1500 was strongly correlated to the vegetation index ( $r^2 = 0.69$ ) and both saturation assimilation and dark respiration respond to soil moisture increase. The sink strength is strongly dependent on total annual precipitations (p-value = 0.002,  $r^2 = 0.97$ ) and is better explained by respiration changes than saturation assimilation variability. More precisely, following behaviours have been clearly detected in our data: wettest years have the smallest annual respiration rates (significant) and the highest saturation assimilation (although non-significant). Interestingly, driest years show the highest respiration rates. Higher saturation assimilations were confirmed by an improved vegetation activity (significant). NEE anomalies could be partially explained by P1500 anomalies that were also confirmed by the vegetation index (p-value < 0.01). Spatial heterogeneity couldn't be confirmed with EVI data for both seasons. An increasing assimilation before the first rains has also been detected that would also deserve being deeper investigated.

---

**Keywords :** Open Forest; Eddy Covariance ; CO<sub>2</sub> exchanges ; Spatiotemporal variability ; Vegetation Index

## Résumé

Les forêts jouent un rôle essentiel dans l'atténuation du changement climatique. Les bilans de carbone associés aux écosystèmes africains ainsi que leurs réactions face aux conditions climatiques modifiées sont peu documentés. Cette étude propose une estimation de la séquestration annuelle de carbone par une forêt claire située au nord-ouest du Bénin (Afrique de l'Ouest) et identifie les variables contrôlant la variabilité de la capacité de séquestration à trois échelles temporelles différentes. La forêt est dominée par l'espèce ligneuse *Isobertinia doka* et est soumise à un climat soudanien. Le site d'étude fait partie du programme d'observation international AMMA-CATCH. Les flux de CO<sub>2</sub> mesurés sur une période de six ans par la technique d'Eddy-Covariance ont été utilisés et complétés par des données météorologiques et par l'indice de végétation amélioré (EVI) issu du capteur MODIS. Un filtrage  $u^*$  a été appliqué pour pallier aux conditions de stabilité atmosphériques en périodes nocturnes. L'estimation de la séquestration annuelle a été effectuée en additionnant les échanges nets de l'écosystème (NEE) instantanés (30 min) et en comblant les lacunes résultant du prétraitement des données brutes et des problèmes liés au système de mesure. Les variations journalières de NEE ont tout d'abord été mises en relation avec la densité de flux photosynthétiquement actifs (PPFD) par modélisation non linéaire, afin d'extraire les trois paramètres suivants: l'assimilation à saturation (P1500), la respiration noire (Rd) et l'efficacité quantique ( $\alpha$ ). Les variabilités saisonnière et interannuelle ont ensuite été analysées en suivant l'évolution de ces paramètres avec les facteurs environnementaux et l'indice de végétation et en évaluant les anomalies. L'hétérogénéité spatiale a également été étudiée en évaluant la divergence spatiale de la P1500 et de l'EVI autour de la tour à flux. La forêt se comporte comme un puits de carbone, séquestrant en moyenne 490 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. A l'échelle annuelle, la P1500 est fortement corrélée à l'EVI ( $r^2 = 0.69$ ) et l'assimilation à saturation et la respiration noire répondent à l'augmentation de l'humidité du sol. A l'échelle interannuelle, la force du puits dépend fortement des précipitations (p-valeur = 0.002,  $r^2 = 0.97$ ) et est essentiellement contrôlée par la respiration. Plus précisément, les comportements suivants ont clairement été identifiés: les années les plus humides ont les taux de respiration les plus faibles (significatif) et l'assimilation à saturation la plus élevée (non significatif) et étonnamment, les années les plus sèches montrent les taux de respiration les plus élevés. Les anomalies décennales de séquestration s'expliquent en partie par les anomalies de P1500 et confirmées par les anomalies de l'indice de végétation (p-valeur < 0.01). L'hétérogénéité spatiale n'a pu être confirmée avec les données d'EVI. Une augmentation de la P1500 avant le démarrage des précipitations a également été détectée et mériterait des recherches plus approfondies.

---

**Mots-clefs:** Forêt claire ; Eddy Covariance ; Echanges de CO<sub>2</sub> ; Variabilité spatio-temporelle ; Indice de végétation

## Table des matières

---

Acronymes, abréviations et symboles .....	1
1. Introduction.....	2
1.1. Contexte et objectifs .....	2
1.2. Rappels théoriques .....	6
1.2.1. La méthode d'Eddy Covariance.....	6
1.2.1.1. Zone d'échantillonnage.....	6
1.2.1.2. Principe et hypothèses de l'Eddy Covariance .....	7
1.2.2. L'indice amélioré de végétation (EVI).....	8
2. Matériel.....	10
2.1. Description du site.....	10
2.1.1. Localisation.....	10
2.1.2. Climat et végétation.....	12
2.2. Données .....	13
2.2.1. Flux.....	13
2.2.2. Climat et sol.....	14
2.2.3. Données d'EVI.....	17
3. Méthode.....	19
3.1. Traitement des données de flux.....	19
3.1.2. Prise en compte du stockage.....	19
3.1.3. Filtrage $u^*$ .....	19
3.1.4. Estimation des données manquantes (gapfilling).....	20
3.1.5. Extraction de paramètres caractéristiques de l'assimilation et de la respiration	21
3.1.6. Traitements divers : moyennes temporelles, modélisations, anomalies et conversion d'unités.....	22
3.1.7. Etablissement du bilan annuel .....	23
3.2. Traitement des données météorologiques.....	24
3.2.2. Données de précipitations.....	24
3.2.3. Rose des vents.....	25
3.2.4. Autres données climatiques .....	25
3.2.5. Définition des saisons.....	25
3.3. Traitement des données d'EVI.....	27
4. Résultats et discussion.....	28

4.1.	Définition des quatre saisons .....	28
4.2.	Variables climatiques .....	28
4.2.1.	Cycles saisonniers .....	28
4.2.2.	Cycles journaliers .....	33
4.3.	Flux de CO <sub>2</sub> .....	34
4.3.1.	Evolution générale.....	34
4.3.2.	Variabilité saisonnière et influence des variables climatiques et édaphiques ....	34
4.3.2.1	NEE .....	34
4.3.2.1.	Evolution saisonnière des paramètres P1500, Rd et $\alpha$ .....	35
4.3.2.2.	Influences des variables abiotiques .....	37
4.3.2.2.1.	Echelle journalière .....	37
4.3.2.2.2.	Echelle saisonnière .....	38
4.3.2.2.2.1.	Impact sur la NEE .....	38
4.3.2.2.2.3.	Impact sur la P1500 .....	41
4.4.	Indice de végétation.....	42
4.5.	Séquestration annuelle : la forêt de Bellefoungou est-elle une source ou un puits de carbone ? .....	46
4.6.	Variabilité interannuelle des flux et de l'EVI et variables climatiques motrices.....	47
4.7.	Variabilité spatiale.....	54
4.8.	Faux départs .....	55
5.	Conclusion et perspectives.....	57
	Bibliographie.....	59
	Annexe A. Prétraitement des données de flux .....	65
	Annexe B. Cycles journaliers des indices de qualité.....	66
	Annexe C. Relation entre l'humidité relative à Djougou et à Bellefoungou .....	67
	Annexe D. Pics de concentrations mesurés par le LICOR .....	68
	Annexe E. Zooms sur la zone d'étude .....	69

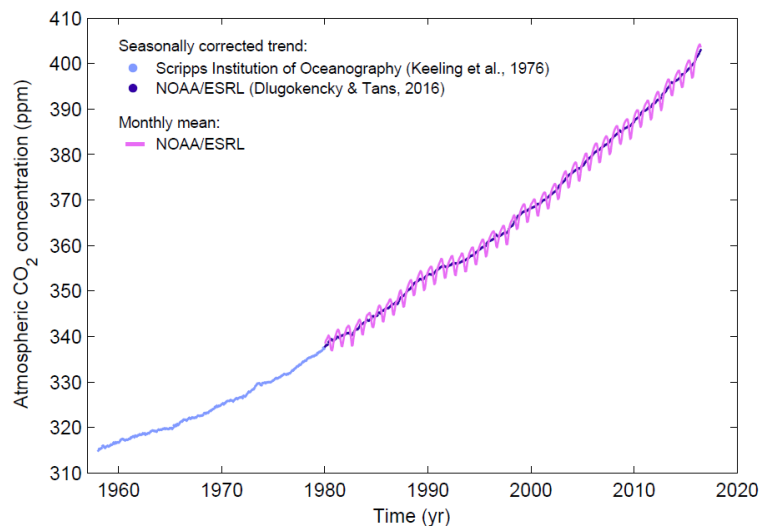
## Acronymes, abréviations et symboles

	Signification	Unités
AMMA-CATCH	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine – Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique	
CLA	Couche limite atmosphérique	
CLS	Couche limite de surface	
EVI	Indice de végétation amélioré	
GCP	Global Carbon Project	
GPP	Productivité primaire brute	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
LAI	Indice de surface foliaire	$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$
NDVI	Différence normalisée de l'indice de végétation	
NEE	Echange net de l'écosystème	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
PPFD	Densité de flux de photons photosynthétiquement actifs	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
RMSE	Carré moyen résiduel	
TDR	Réfectométrie en domaine temporel	
TER	Respiration totale de l'écosystème	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
TERn	Respiration totale nocturne de l'écosystème	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
VPD	Déficit de pression de vapeur	kPa
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale	
P1500	NEE à saturation de rayonnement	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
Rd	Respiration noire	$\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$
$\alpha$	Efficacité quantique ou efficacité d'utilisation des photons	$\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$
Gt	Gigatonne = $1 \times 10^{15} \text{ g} = 1 \text{ Petagramme (Pg)}$	

# 1. Introduction

## 1.1. Contexte et objectifs

Notre planète subit actuellement un changement se déroulant à très large échelle. Le réchauffement climatique, en cours actuellement, constitue la menace la plus importante que l'homme ait jamais amorcée par ses activités génératrices de gaz à effet de serre. En effet, depuis la révolution industrielle, la concentration moyenne globale en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère est passée d'environ 277 ppm en 1750 à 399 ppm en 2015 (Fig. 1.1), soit une augmentation de 44 pour cent. Cette tendance alarmante se maintient à la hausse, avec une concentration actuelle ayant dépassé 400 ppm (Le Quéré *et al.*, 2016). En conséquence, l'absorption des rayons infrarouges émis par la surface terrestre s'accroît et implique un réchauffement global de la troposphère (Hansen *et al.*, 1998).



**Fig. 1.1** Evolution de la concentration moyenne mondiale en CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère de 1960 à 2016 (Le Quéré *et al.*, 2016)

En 2015, nos activités anthropiques ont émis  $41.9 \pm 2.8$  Gt de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, c'est-à-dire 49 pour cent de plus qu'en 1990 (Le Quéré *et al.*, 2016). 91 pour cent de ces émissions proviennent de la combustion des énergies fossiles, le changement d'occupation du sol (i.e. déforestation,...) étant responsable des neuf pour cent restants. Toutefois, les océans et la végétation terrestre permettent d'atténuer l'effet de ces émissions puisqu'ils absorbent respectivement 26 et 31 pour cent du CO<sub>2</sub> anthropique, ce qui retarde d'autant le changement climatique. En particulier, les forêts actuelles continuent à agir comme des puits de carbone, stockant en moyenne 2.1 Gt de CO<sub>2</sub> chaque année, contre 3.1 Gt pour l'entièreté des écosystèmes terrestres (FAO, 2015 ; Le Quéré *et al.*, 2016). Malheureusement, les forêts sont soumises à deux types de menaces. La première vient de la déforestation et de la dégradation (i.e. diminution de la densité des stocks de carbone), réduisant leur surface et augmentant la

production de CO<sub>2</sub> (FAO, 2015). Toutefois, une diminution de 27 % des émissions issues de la conversion des terres a été observée entre 1960 et 2006-2015 (Le Quéré *et al.*, 2016). La FAO (2015) a également mesuré un déclin de 25% des émissions provoquées par la déforestation entre 2001-2010 et 2010-2015. A cette première menace s'ajoute les changements fonctionnels : d'après Le Quéré *et al.* (2016), le changement climatique est sur le point de modifier les processus du cycle du carbone, ce qui aura pour conséquence d'accentuer les émissions de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère. En effet, jusqu'à présent, si les puits de carbone ont continué de croître avec les émissions de CO<sub>2</sub>, cet accroissement dépend notamment de la disponibilité en eau (Ceulemans & Mousseau, 1994 ; Norby *et al.*, 1999). Or, une modification de la disponibilité spatiale et temporelle de la ressource en eau et des risques hydrologiques sont attendus dans les prochaines années (Huntington, 2006). Par ailleurs, il a déjà été démontré, en climat boréal, que le taux de respiration des écosystèmes tend à s'élever avec une augmentation de température et de concentration en CO<sub>2</sub> lorsque l'humidité du sol est suffisante (Goulden *et al.*, 1998 ; Lindroth *et al.*, 1998).

En d'autres termes, les sources augmentent et l'avenir des puits de carbone est incertain. En effet, les puits sont de plus en plus difficiles à estimer étant donné leur variabilité avec les conditions climatiques modifiées. A l'avenir, une réduction de la couverture végétale couplée à des modifications fonctionnelles pourrait aggraver la situation actuelle. Dans ce contexte, il est urgent d'améliorer nos connaissances sur la dynamique des échanges de CO<sub>2</sub> entre la biosphère et l'atmosphère en vue d'appréhender au mieux les réactions et sensibilités des puits face aux modifications climatiques. Plus du tiers des émissions anthropiques sont absorbées et stockées dans les écosystèmes terrestres. La gestion et une meilleure compréhension du cycle du carbone dans ce compartiment sont donc essentielles.

Pour ce faire, il est nécessaire de suivre l'évolution des échanges nets de CO<sub>2</sub> entre la biosphère et l'atmosphère. La grandeur décrivant ces échanges est l'échange net de l'écosystème (NEE), différence entre la productivité primaire brute (GPP) et la respiration totale de l'écosystème (TER). La NEE est directement mesurable en utilisant la technique des covariances de turbulences (Eddy Covariance), de plus en plus employée pour étudier les échanges de matière et d'énergie à l'échelle des écosystèmes (e.g. Aubinet *et al.*, 2000 ; Aubinet *et al.*, 2012 ; Burba *et al.*, 2013). Un paragraphe spécifique est consacré à cette méthode (section 1.2.1). La GPP et la TER, utiles dans le cas où l'on souhaite mieux décrire les mécanismes (i.e. assimilation, respiration) responsables des fluctuations de la NEE, peuvent être estimées par extrapolation des mesures de NEE. Un autre indicateur employé est l'activité végétale, quantifiable grâce aux indices de végétation issus de mesures satellitaires. Ceux-ci sont de plus

en plus utilisés en parallèle des informations recueillies *in situ* et permettraient d'identifier les véritables causes des variations de flux observées, voire les confirmer. Gond *et al.* (2013) ont en effet pu démontrer que l'EVI (i.e. indice de végétation amélioré) est d'une importance grandissante pour prédire les variations spatiales des stocks de carbone et des flux. Le paragraphe 1.2.2 fournit un ensemble de détails techniques sur l'EVI.

L'impact du climat sur les flux est très variable en fonction du type d'écosystème. Les systèmes semi-arides des climats tropicaux, possédant une saison sèche, sont limités en eau durant cette même période. C'est donc en période humide que devraient se rencontrer les séquestrations nettes les plus élevées, l'assimilation dépassant la respiration (Baldocchi, 2008). *A contrario*, les sécheresses modérées peuvent mener dans certaines conditions, contre toute attente, à une augmentation de la photosynthèse et un retardement de la respiration, favorisant davantage l'assimilation de carbone dans les forêts de l'amazone. Ce phénomène s'observe lorsque la fréquence des événements pluvieux diminue et s'accompagne également d'une meilleure disponibilité en lumière du fait d'une couverture nuageuse moins importante (Saleska *et al.*, 2003). D'autres études, en forêt tropicale semi-décidue amazonienne, montrent également une assimilation plus importante durant la saison sèche non pas parce que la végétation tire mieux profit des rayons lumineux mais parce que le taux de respiration de l'écosystème diminue beaucoup plus que le taux de photosynthèse à cette période de l'année (Vourlitis *et al.*, 2011).

Le continent Africain joue un rôle de plus en plus reconnu dans le cycle global du carbone et constitue une source majeure de variabilité interannuelle du CO<sub>2</sub> atmosphérique. Selon les estimations les plus récentes, les écosystèmes africains agissent comme un puits séquestrant 0,3 Gt de carbone par an (i.e. neuf pour cent de la séquestration végétale mondiale) mais la forte sensibilité de la productivité de ces écosystèmes face aux fluctuations climatiques rend ce continent particulièrement vulnérable au changement global (Ciais *et al.*, 2011 ; Williams *et al.*, 2007). En Afrique de l'Ouest, entre 1975 et 2000, les zones cultivées ont augmenté de 57% au détriment des forêts qui couvraient un tiers de la région (Eva *et al.*, 2006). De plus, ces dernières décennies, il semblerait que la mousson africaine ait présenté de fortes variations interannuelles (Blanchard *et al.*, 2007), justifiant l'intérêt de se préoccuper des réactions écosystémiques en termes de bilan carbone des forêts d'Afrique de l'Ouest.

La variabilité spatio-temporelle des flux nets de CO<sub>2</sub> est très peu documentée sur ce continent. Merbold *et al.* (2009) a pu relier les précipitations annuelles moyennes à la variabilité spatiale des taux maximaux de séquestration de carbone caractéristiques de différents types d'écosystèmes en Afrique sub-saharienne. Mais les études à long terme pour un même

écosystème manquent fortement pour cette région du globe. Plus particulièrement, au Bénin, avant 2014, les bilans de flux et de carbone n'avaient encore jamais été mesurés (Galle *et al.*, 2016).

Grâce au projet international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) et à sa participation aux réseaux tels que *FluxNet* (Baldocchi *et al.*, 2001) ou encore *CarboAfrica* (Bombelli *et al.*, 2009), il est possible d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrologique, écologique et météorologique de cette région, en vue d'anticiper les impacts du changement climatique. Pour ce faire, trois sites ont été équipés d'instruments de mesure spécifiques, du Niger au Bénin en passant par le Mali, de manière à échantillonner les principales régions éco-climatiques caractéristiques de la région (Blanchard *et al.*, 2007 ; Galle *et al.*, 2016). Entre autre, un réseau de tours à flux, sous la gestion du réseau AMMA-CATCH, a été installé dans l'optique d'appréhender de tels bilans pour différents types d'occupation du sol et à long terme. Les premiers résultats ont été publiés pour une savane et une forêt cultivée (17 mois de mesure) ainsi que pour une forêt protégée (29 mois de mesure). Notamment, Ago *et al.* (2016) ont pu démontrer que le flux net de carbone annuel est deux fois plus important pour une forêt que pour une culture. De même, Mamadou *et al.* (2016) ont montré que le flux d'évapotranspiration d'une forêt est toujours supérieur à celui d'une culture. Pour une savane cultivée, la variabilité interannuelle semble surtout contrôlée par la TER en réaction avec l'humidité du sol, l'assimilation étant plus stable (Ago *et al.*, 2014). D'un autre côté, d'après Brümmer *et al.* (2008), les différences inter annuelles d'assimilation nette en CO<sub>2</sub> pourraient bien s'expliquer par des précipitations plus importantes, favorisant la force de séquestration des savanes arbustives (Burkina Faso). Il est donc clair que chaque écosystème possède sa propre sensibilité au regard des variations climatiques.

Nous proposons ici d'étudier les échanges de CO<sub>2</sub> s'effectuant entre une forêt claire du Bénin et l'atmosphère, en continuité avec le travail effectué par Ago *et al.* (2016) mais cette fois, sur une série temporelle beaucoup plus longue et en les complétant par des mesures satellitaires d'indice de végétation. Dans cette étude, nous rapportons les résultats de six années de mesures (de juin 2008 à décembre 2013), les objectifs principaux étant (i) quantifier le flux net moyen annuel de la forêt, (ii) déterminer s'il est possible de mettre en évidence une variabilité interannuelle des flux et si celle-ci peut être expliquée par les variations d'un indice de végétation et par les précipitations (iii) évaluer l'hétérogénéité spatiale des flux et déterminer si l'EVI est capable de rendre compte de cette dernière.

Après une description du site d'étude et une présentation des données à disposition (partie Matériel), la méthode utilisée pour répondre aux questions de recherches sera détaillée (partie

Méthode). Les résultats les plus directs seront commentés et discutés (partie Résultats). Une analyse plus approfondie, permettra de répondre aux questions d'investigation (partie Discussion). Cette partie contiendra les résultats les plus originaux découverts au cours de cette recherche. Une synthèse ainsi qu'une série de perspectives et d'améliorations seront proposés en fin de manuscrit (partie Conclusion).

## **1.2. Rappels théoriques**

### **1.2.1. La méthode d'Eddy Covariance**

L'Eddy Covariance est une technique de micro météorologie de plus en plus employée pour étudier les échanges de matière et d'énergie à l'échelle des écosystèmes. Elle permet d'investiguer une surface, appelée *footprint*<sup>1</sup> ou « zone empreinte », de l'ordre de l'hectare. Cette méthode a l'avantage de réaliser des mesures temporellement fines et continues sur de longues périodes (plusieurs années) et par conséquent, permet de couvrir toute cette gamme temporelle (Baldocchi *et al.*, 2001). En particulier, la méthode d'Eddy Covariance est particulièrement appropriée pour évaluer l'effet des perturbations environnementales sur les taux d'échange de CO<sub>2</sub>, ceux-ci étant disponibles en continu (Law *et al.*, in press).

#### **1.2.1.1. Zone d'échantillonnage**

La plupart des mesures micro météorologiques s'effectuent au niveau de la couche limite atmosphérique (CLA), aussi appelée couche limite convective (CLC), c'est-à-dire « *la partie basse de l'atmosphère qui interagit avec la biosphère et qui est liée à la surface par des processus d'échanges turbulents* » (Lenschow, 1995). L'épaisseur de cette couche dépend du degré de turbulence mécanique et convective mais aussi d'autres mouvements s'effectuant à l'échelle synoptique, comme les subsidences anticycloniques.

Les fluctuations du profil vertical de CO<sub>2</sub> étant les plus élevées dans la couche limite de surface (CLS), d'une épaisseur d'environ dix fois moindre que celle de la CLA, c'est dans cette région que la plupart de ces mesures sont effectuées. De plus, la CLS est une zone bénéficiant d'un gradient de température marqué en journée et où les échanges thermiques, massiques et de quantité de mouvement sont conservatifs, ce qui rend les flux constants avec l'altitude. Les mesures par Eddy Covariance sont donc réalisées dans cette partie de la CLA (Mamadou, 2014 ; Moncrieff *et al.*, 2000). Outre cette considération, la hauteur de mesure doit être fixée de

---

<sup>1</sup> L'empreinte du flux ou *footprint* est la contribution, par unité d'émission, de chaque élément d'une surface source au flux scalaire vertical mesuré à une hauteur donnée (Horst & Weil, 1992).

manière à représenter au mieux l'écosystème étudié. Le point de mesure doit se trouver suffisamment éloigné de la surface pour que la mesure ne puisse pas être perturbée par des obstacles proches. Par ailleurs, pour rester représentatif de l'écosystème étudié, il doit être suffisamment bas, plus le point de mesure étant élevé, plus la surface contributive aux flux étant élevée elle aussi.

### 1.2.1.2. Principe et hypothèses de l'Eddy Covariance

La méthode d'Eddy Covariance part du principe que les échanges entre la surface et la partie basse de l'atmosphère se réalisent suite aux mouvements tourbillonnaires de l'air (Fig.1.2.). Elle permet d'estimer, moyennant un certain nombre d'hypothèses, la NEE en échantillonnant les turbulences durant un intervalle de temps donné (généralement une demi-heure) et en un point donné. La NEE est alors obtenue en calculant la covariance entre la vitesse verticale du vent [ $\text{m s}^{-1}$ ] et la concentration en  $\text{CO}_2$  [ $\mu\text{mol m}^{-3}$ ] mesurés durant cette même période.

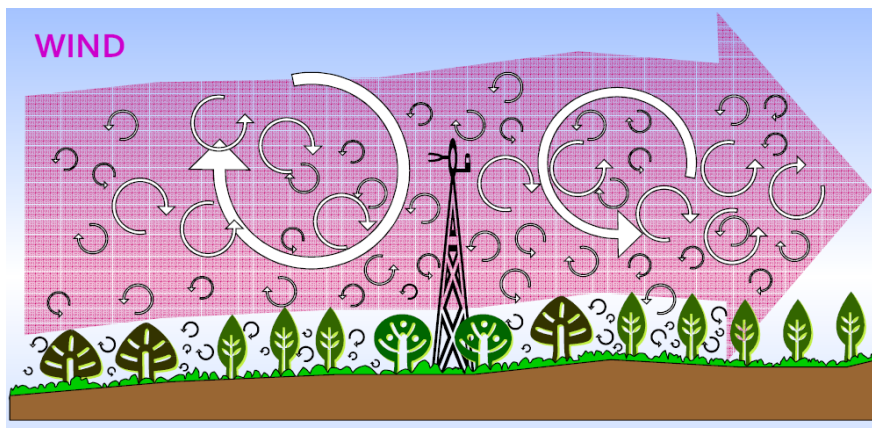
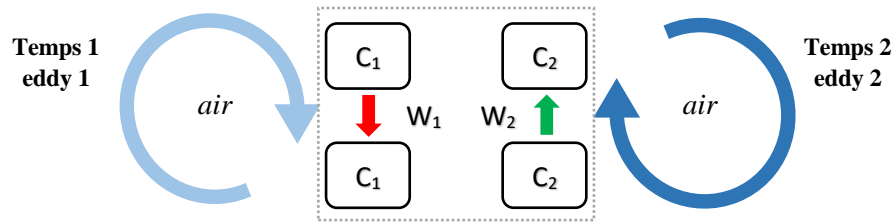


Fig. 1.2. Schéma conceptuel illustrant les phénomènes de turbulence dans la CLS. Les flèches représentent les tourbillons convectifs et mécaniques, aux fréquences très variables (Burba & Anderson, 2010)

Prenons l'exemple d'une forêt qui séquestre plus de  $\text{CO}_2$  qu'elle n'en émet. Dans un tourbillon, l'air qui descend vers la forêt est plus riche en  $\text{CO}_2$  que l'air qui remonte, une partie ayant été utilisée par la photosynthèse. Par conséquent, le nombre de molécules de  $\text{CO}_2$  se dirigeant vers l'écosystème est plus important que le nombre de molécules qui remontent vers l'atmosphère (i.e. la NEE est négative). Ainsi, si la concentration en dioxyde de carbone de chaque volume d'air (e.g montante et descendante) ainsi que la composante verticale de la vitesse du vent sont connues, alors la covariance de ces deux grandeurs (« eddy covariance ») sera non nulle (Fig. 1.3). Dans le cas d'un puits de carbone, lorsque la vitesse verticale du vent est en moyenne orientée vers le haut, la concentration en  $\text{CO}_2$  est inférieure à la moyenne et inversement. L'eddy covariance est donc négative.



**Fig. 1.3.** Schéma illustrant le transport de matière ( $C_1$  et  $C_2$ ) par deux turbulences (Eddy 1 et 2) se produisant à deux moments différents et en un point donné. Chaque « eddy » est caractérisée par une vitesse verticale en ce point ( $W_1$  et  $W_2$ ) (Adaptation de Burba & Anderson, 2010)

On peut démontrer (Foken *et al.*, 2012) que la NEE est reliée à l'eddy covariance. Partant de l'équation de conservation de la masse d'un gaz traceur et en lui appliquant la décomposition de Reynolds, on peut obtenir moyennant quelques hypothèses simplificatrices l'équation 1, simplifiée, qui décrit le bilan des échanges de  $CO_2$  s'effectuant à l'échelle de l'écosystème :

$$NEE = Flux\ turbulent + Stockage + advection \quad (1)$$

Le « flux turbulent » est directement proportionnel à l'eddy covariance et est mesuré par un système adéquat, au niveau du point de mesure. En conditions de stationnarité atmosphérique et d'homogénéité horizontale, tous les autres termes s'annulent et par conséquent, la mesure d'Eddy Covariance est directement représentative de la NEE. Le terme « stockage » représente le flux de stockage de  $CO_2$ , sous le point de mesure ; lorsque les turbulences sont moins développées, le stockage doit être pris en compte. Le terme « advection » fait référence au transport horizontal de particules, particulièrement important lorsque des gradients horizontaux de scalaire existent (i.e. si le terrain est hétérogène ou durant les nuits où le vent draine le  $CO_2$  stocké). En définitive, selon les conditions atmosphériques, le transport de  $CO_2$  par turbulence est plus ou moins favorisé. Une analyse de ces mêmes conditions atmosphériques est donc nécessaire afin d'évaluer la qualité des données de flux. Plus d'informations concernant la méthode d'eddy covariance sont données dans Aubinet *et al.* (2012).

### 1.2.2. L'indice amélioré de végétation (EVI)

Les indices de végétation permettent de rendre compte de l'activité photosynthétique sur base d'analyse d'images satellitaires. L'activité photosynthétique peut en effet être estimée sur base de la réflectance surfacique dans le rouge et dans l'infra-rouge proche. Une diminution de réflectance dans le rouge accompagnée d'une augmentation de réflectance dans l'infra-rouge traduit une activité photosynthétique plus élevée. L'indice amélioré de végétation a été

développé pour optimiser le signal issu de la végétation grâce à une sensibilité améliorée dans les régions à forte biomasse et grâce à un meilleur suivi de la végétation en découplant le signal d'arrière-plan de la canopée et en réduisant les influences atmosphériques (Huete *et al.*, 2002).

Il est défini selon :

$$EVI = G \frac{\rho_{NIR} - \rho_{red}}{\rho_{NIR} + C_1 \times \rho_{red} - C_2 \times \rho_{blue} + L} \quad (2)$$

Où  $\rho_{NIR}$  est la réflectance dans l'infra-rouge proche ( $841 \text{ nm} < \lambda < 876 \text{ nm}$ ),  $\rho_{Red}$  correspond à la réflectance dans le rouge ( $620 \text{ nm} < \lambda < 670 \text{ nm}$ ) et  $\rho_{blue}$  à celle du bleu ( $459 \text{ nm} < \lambda < 479 \text{ nm}$ ).  $L$  correspond à l'ajustement du signal d'arrière-plan de la canopée et  $C_1$ ,  $C_2$  sont les coefficients du terme de résistance aérosol, qui utilisent la bande bleue pour corriger l'influence des aérosols dans la bande rouge. Ces coefficients ont une valeur définie dans l'algorithme de l'EVI et sont,  $L=1$ ,  $C_1=6$ ,  $C_2=7.5$  et  $G$  (facteur d'amplification) = 2.5 (Huete *et al.*, 1994 ; Huete *et al.*, 1997).

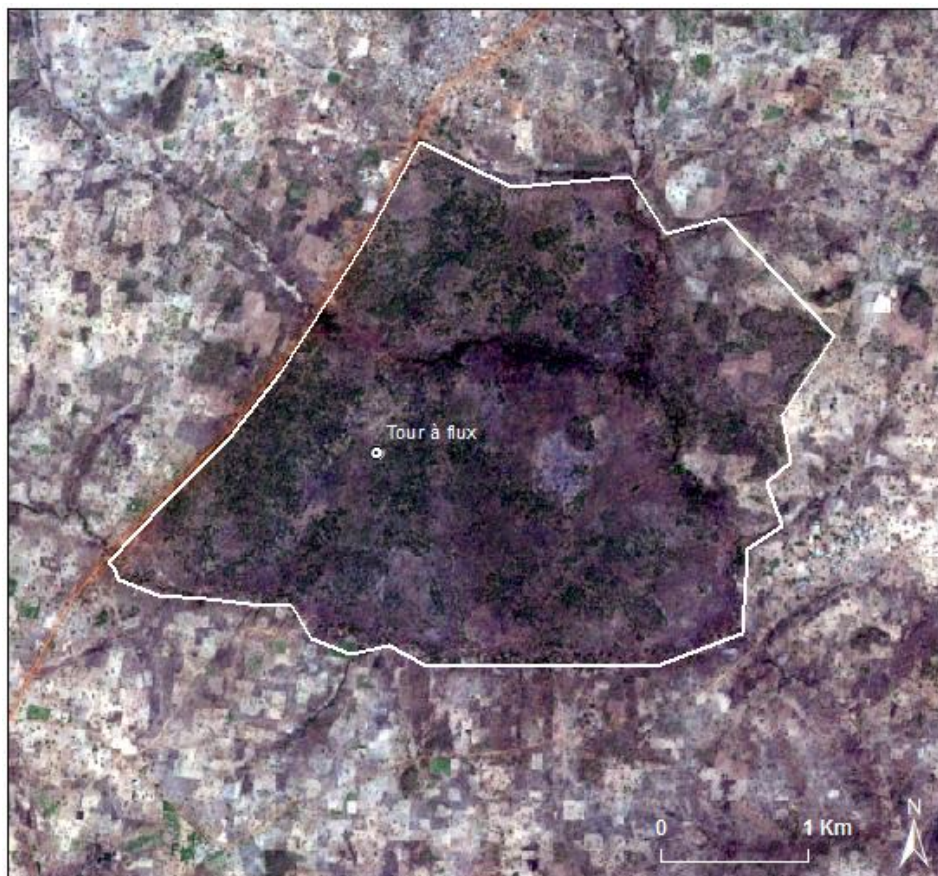
Cet indice a déjà été utilisé comme variable explicative ou comme facteur supplémentaire pour la modélisation des flux nets de  $\text{CO}_2$  et de productivité photosynthétique (e.g. Chen *et al.*, 2014 ; Sjöström *et al.*, 2011 ; Tang *et al.*, 2011 ; Vourlitis *et al.*, 2011 ; Wagle *et al.*, 2015 ; Xiao *et al.*, 2011).

## 2. Matériel

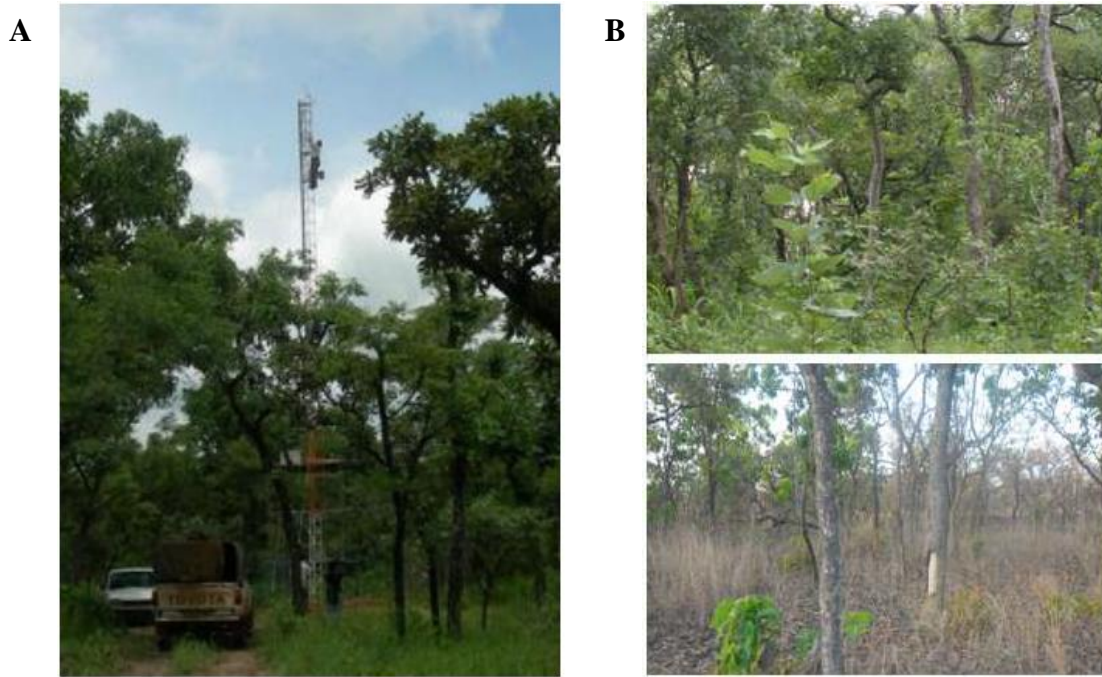
### 2.1. Description du site

#### 2.1.1. Localisation

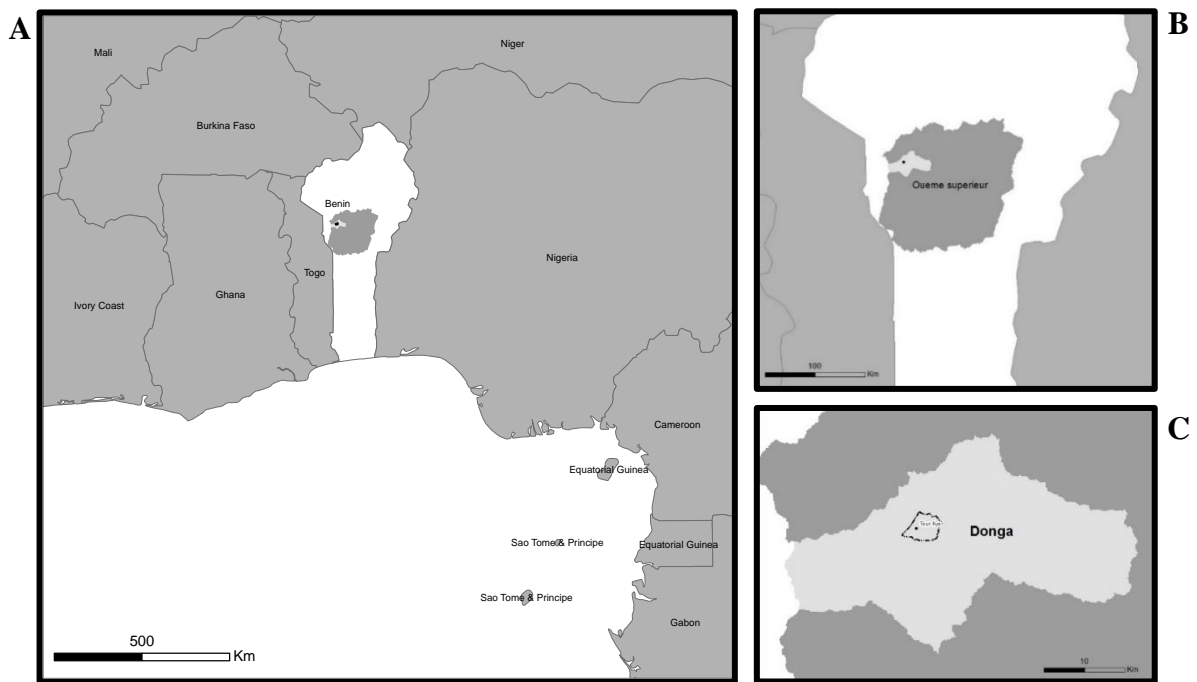
La forêt classée de Bellefoungou (1300 ha) ( $9^{\circ}47'34.19''N$ ,  $1^{\circ}43'31.47''E$ ) (Fig. 2.1 et 2.2), située au sud du village de Bellefoungou, est localisée dans l'ouest du Bénin (Fig. 2.3a), à environ dix kilomètres du chef-lieu, Djougou, dans le département de Donga. Elle fait partie du bassin versant de la Donga (586 km<sup>2</sup>), lui-même sous-bassin de l'Ouémé supérieur (14 300 km<sup>2</sup>) (Fig. 2.3c et 2.3b). Le bassin de la Donga est faiblement vallonné et les altitudes y sont comprises entre 480 m et 330 m. On devine aisément les contours du site protégé, la pression humaine étant assez importante autour de la forêt, non exempte de prélèvements clandestins. La vie économique de la région est en effet dominée par la culture du coton et depuis quelques années, la construction de grands axes routiers reliant les grandes villes ont renforcé la pression démographique et agricole (Blanchard *et al.*, 2007).



**Fig 2.1.** Image aérienne de la forêt de Bellefoungou avec localisation de la tour de mesure en février 2017 et des limites de la forêt (trait blanc) (image sentinel2, 10 m de résolution) [<https://scihub.copernicus.eu>]



**Fig. 2.2.** (a) Tour de mesure des flux d'énergie dans la forêt classée de Bellefoungou (Photo : Jean-Martial Cohard, 2017) et (b) Etat de la végétation à proximité de la tour en saison humide (haut) et en saison sèche (bas) (Photos : E. Ago).



**Fig 2.3.** Localisation de la zone d'étude au sein du continent Africain (a), du bassin supérieur de l'Ouémé (b) et du bassin versant de la Donga (c) (source des délimitations géographiques : AMMA-CATCH et ESRI).

### 2.1.2. Climat et végétation

Le climat est de type soudanien, c'est-à-dire tropical avec une saison sèche et une saison humide, classé Aw d'après Köppen (1918). La pluviométrie annuelle moyenne est de 1190 mm (déviation standard : 224 mm an<sup>-1</sup>) pour le bassin de l'Ouémé supérieur (Lelay & Galle, 2005), avec une saison des pluies s'étendant de mai à octobre, le maximum des précipitations étant localisé généralement en août. La saison sèche débute dans le courant du mois de décembre et peut s'étendre jusque fin février, la *zone de convergence intertropicale (ZCIT)* se trouvant dans le sud du Bénin à ce moment pour laisser place à un air sec, accompagné d'un vent dominant de secteur nord-est appelé *Harmattan*. Cette période sèche dure un à deux mois tout au plus, la longueur de cette dernière variant d'une année à l'autre. Ensuite, c'est un vent provenant du secteur sud-ouest qui domine durant la saison des pluies, prodiguant un air plus humide. La *ZCIT* remonte alors vers le nord du Bénin, englobant la zone d'étude. Du fait de sa latitude et des fluctuations de la *ZCIT*, le bassin de la Donga est de plus soumis à des périodes dites *intermédiaires* durant lesquelles l'air s'assèche (en fin de période des pluies) ou s'humidifie progressivement (en fin de période sèche). Durant ces périodes, les vents alternent de nord-est à sud-ouest. La période d'humidification peut durer de mi-janvier à mi-juin. La température moyenne annuelle est de 26°C (Blanchard *et al.*, 2007; Guyot, 2010).

La forêt de Bellefoungou fait partie du centre d'endémisme soudanien (White, 1983) et résulte de la dégradation d'une forêt à légumineuses (e.g. Fabacées) occupant autrefois de grandes étendues sous le climat soudano-guinéen. La forêt de Bellefoungou est maintenant une forêt claire à *Isoberlinia doka* Craib et Stapf et *Isoberlinia tomentosa* (Harms) Craib et Stapf (Césalpiniacées) (Blanchard *et al.*, 2007). Ces espèces sont également accompagnées par *Pericopsis laxiflora* (Benth.) van Meeuwen (Fabacées), co-dominante. D'autres espèces ligneuses, moins abondantes, sont présentes dans cette formation mixte, comme *Burkea africana* Hook. f. (Césalpiniacées), *Pterocarpus ericaneus* Poir. (Fabacées) ou encore *Uapaca togoensis* Pax. (Euphorbiacées). La strate herbacée, essentiellement constituée de graminées pérennes (groupe *Hyparrhenia* et *Andropogon*) est de faible hauteur (moins d'un mètre) du fait de la compétition pour la lumière avec les légumineuses des strates supérieures. Le LAI (*Leaf Area Index*) herbacé ainsi que la biomasse herbacée sont maximaux vers le mois d'octobre. La strate profite alors de l'humidité encore suffisante et de la baisse de compétition pour la lumière (Arbonnier, 2000 ; Aubreville, 1947 ; Blanchard *et al.*, 2007). L'espèce *I. doka* est une espèce grégaire qui renouvelle ses feuilles en saison sèche, de décembre à mars, avec un pic de feuillaison situé en février (Aubreville, 1947 ; Devineau, 1999). Au sein de la forêt,

l'occupation du sol est assez homogène (Fig. 2.5), avec toutefois quelques zones non forestières (i.e. savane arborée et arbustive).

## 2.2. Données

Ce travail s'appuie sur une série de données qui nous ont été fournies par trois équipes différentes : les données de flux et les données météo ont été acquises par l'Institut des Géosciences et Environnement (IGE) de l'Université de Grenoble-Alpes (Investigateur principal : Jean Martial Cohard) et traitées par Ossénatou Mamadou (Institute of Mathematics and Physical Sciences, Université de Porto-Novo, Bénin). L'obtention de données d'EVI à partir d'images satellites a été effectuée au Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le développement de Montpellier (CIRAD) par Valéry Gond et Guillaume Cornu. Nous allons décrire rapidement les étapes de traitement de données effectuées par ces équipes.

### 2.2.1. Flux

La tour à flux de Bellefoungou (9°47'27.60"N, 1°43'4.80"E, altitude : 417 m) a été installée et est gérée par l'IGE. Elle est équipée de capteurs micro-météorologiques situés à 18 mètres de hauteur, au-dessus de la canopée : un analyseur de gaz infrarouge du type *open path* (Li-7500 – LICOR) pour mesurer la concentration de CO<sub>2</sub> (mg m<sup>-3</sup>) atmosphérique et un anémomètre sonique 3D (CSAT3 – Campbell Scientific) qui calcule la vitesse du vent (m s<sup>-1</sup>) dans les trois directions. La concentration et la vitesse du vent y ont été échantillonnées à une fréquence de 20 Hz durant six ans, de juin 2008 à décembre 2013. Les flux ont ensuite été calculés par pas de 30 minutes, selon un protocole défini et ont subi un prétraitement afin de tenir compte des erreurs instrumentales et des conditions atmosphériques (Annexe A). Ce prétraitement est indispensable à l'évaluation de la qualité des données, lesquelles sont valables au sein d'une gamme spécifique de conditions météorologiques (section 1.2.1). Les cycles diurnes des indices de qualité (Annexe B) donnent une idée de la disponibilité des flux en fonction de la période de la journée et de leur utilisabilité.

Au total, à l'issue de ce prétraitement et suite à des dysfonctionnements du système d'acquisition, 38% des flux sont exploitables (qualité moyenne<sup>2</sup> à bonne<sup>3</sup>) ce qui représente, en moyenne, 6660 données par an.

---

<sup>2</sup> Utilisable pour les études de la turbulence

<sup>3</sup> Utilisable pour les études de bilan  
(Mamadou, 2014)

### 2.2.2. Climat et sol

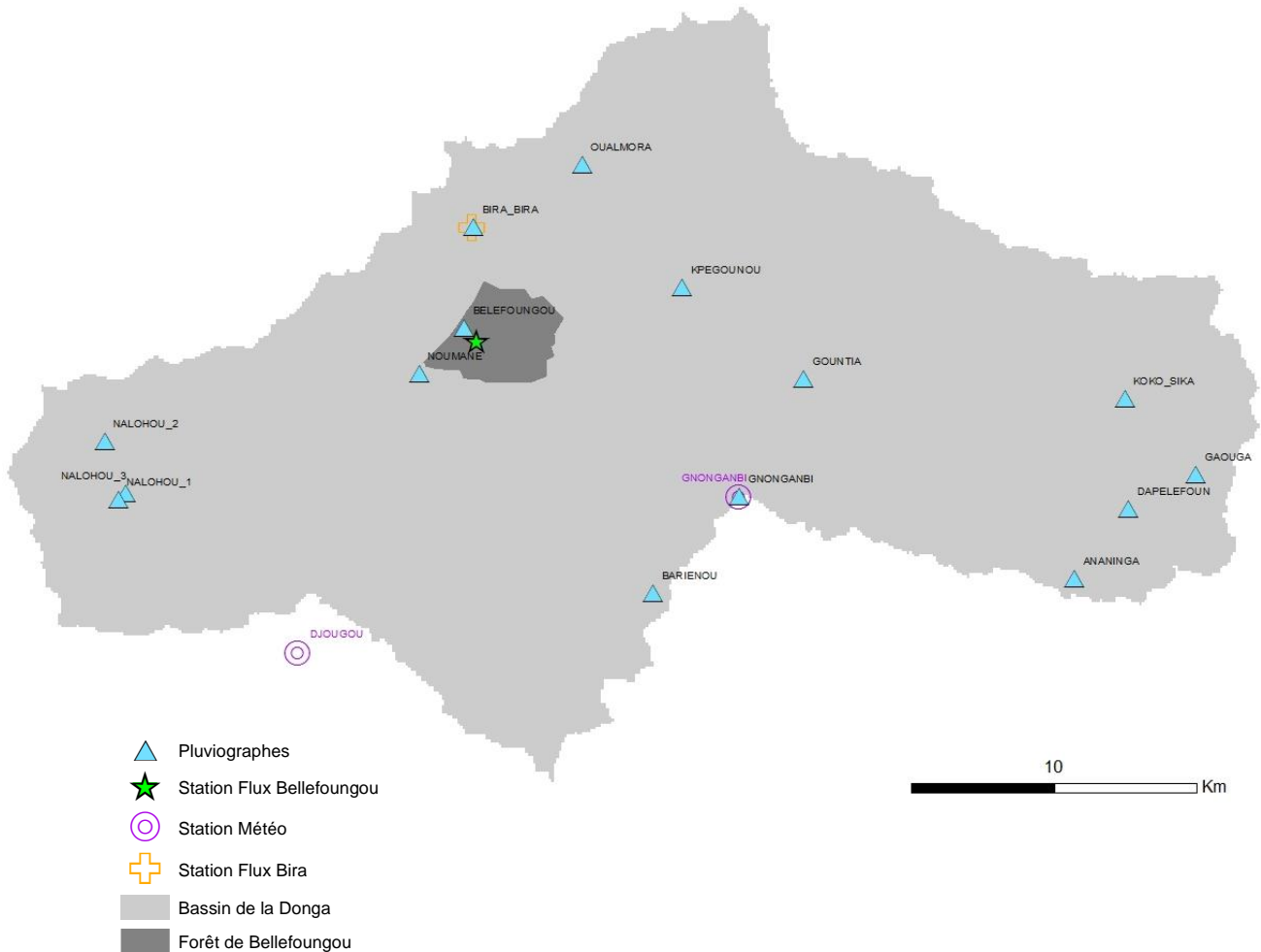
La tour à flux est également pourvue d'un pyrromètre (NRLite, Kipp & Zonen, Delft, The Netherlands) pour la mesure du rayonnement net ainsi que de deux pyranomètres (SP1110 – SKYE, Campbell Scientific, Loughboroug, United Kingdom) pour les rayonnements de courtes longueurs d'ondes (swin). Le flux de photons photosynthétiquement actifs (PPFD) est obtenu en multipliant le swin par deux. La température, l'humidité relative de l'air, la pression atmosphérique, la vitesse et la direction du vent sont également échantillonnées grâce à un capteur de type WXT510 (Vaisala, Helsinki, Finland), équipé de sondes atmosphériques et d'un baromètre. Au-delà de l'instrumentation précitée située à 5,5 m du sol, la tour à flux est également équipée de capteurs d'humidité de l'air et de température à 15 et 18 m de hauteur (HMP45C – Campbell Scientific, Logan, Utah, United States). Un pluviomètre est également installé à 30 cm de hauteur (Rimco, Campbell Scientific, QLD, Australia). Des sondes de température (T107, Campbell Scientific, Logan, Utah, United States) ainsi que des sondes TDR (CS616, Campbell Scientific, Logan, Utah, United States) sont enfouies dans le sol, à différentes profondeurs (-10 et -50 cm). L'ensemble de ces variables sont disponibles par pas de 30 minutes.

Outre l'équipement installé au niveau de la tour, figure un pluviomètre à augets basculants (Précis Mécanique, Bezons, France), à environ 600 m de celle-ci, (9.6473N, 1.7412E, altitude 434 m) faisant partie intégrante d'un réseau couvrant le bassin de la Donga (Fig. 2.4). Celui-ci mesure des hauteurs de précipitations, qui sont cumulées par pas de cinq minutes, une heure et 24 heures. Ce sont ces données qui ont été considérées puisque le pluviomètre de la tour présentait un nombre conséquent de données manquantes, la corrélation entre les valeurs issues de ces deux détecteurs étant très bonne.

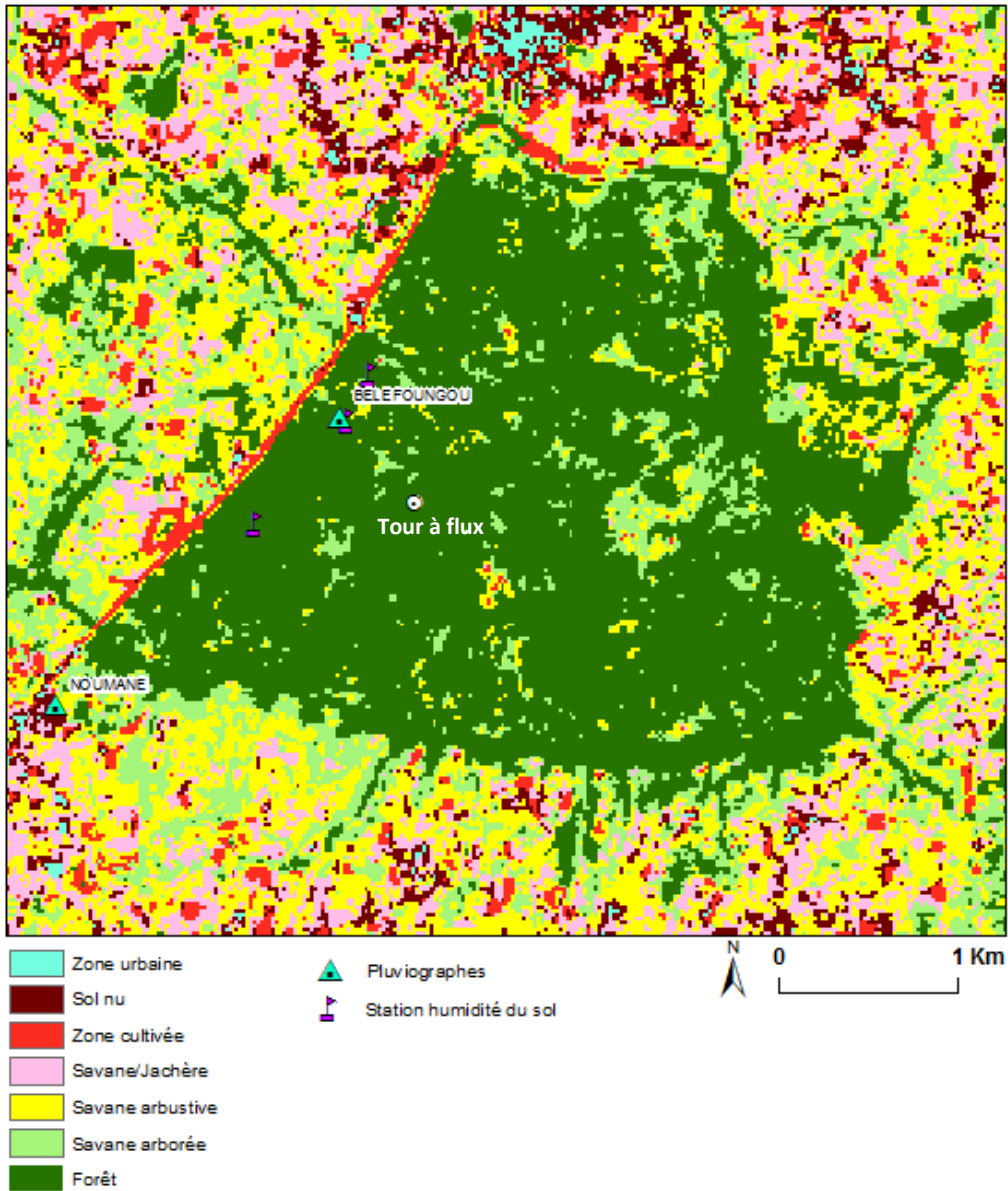
Une station d'humidité du sol (9°47'42.36"N, 1°42'52.20"E, 415 m) (Fig. 2.5) a été installée et fait aussi partie d'un réseau de stations mesurant les profils verticaux d'humidité. Elles sont notamment équipées de sondes de température (T108, Campbell Scientific, Logan, Utah, United States), de sondes TDR (CS616, Campbell Scientific, Logan, Utah, United States) et de tensiomètres (Watermark, Challenge Agriculture, Ambillou, France) à dix profondeurs différentes (de -5 à -300 cm).

Les données utilisées pour le suivi de l'humidité du sol sont celles issues de cette dernière station.

Le VPD (déficit de pression de vapeur), différence entre la pression de vapeur saturante et la pression de vapeur réelle, a été calculé par Ossénatou Mamadou sur base des données météo de la station de Bellefougou (i.e. température et humidité de l'air).



**Fig. 2.4.** Localisation des stations de mesures dans le bassin de la Donga intégrées au réseau AMMA-CATCH (données géographiques et positions : <http://bd.amma-catch.org/amma-catch2/main.jsf>)



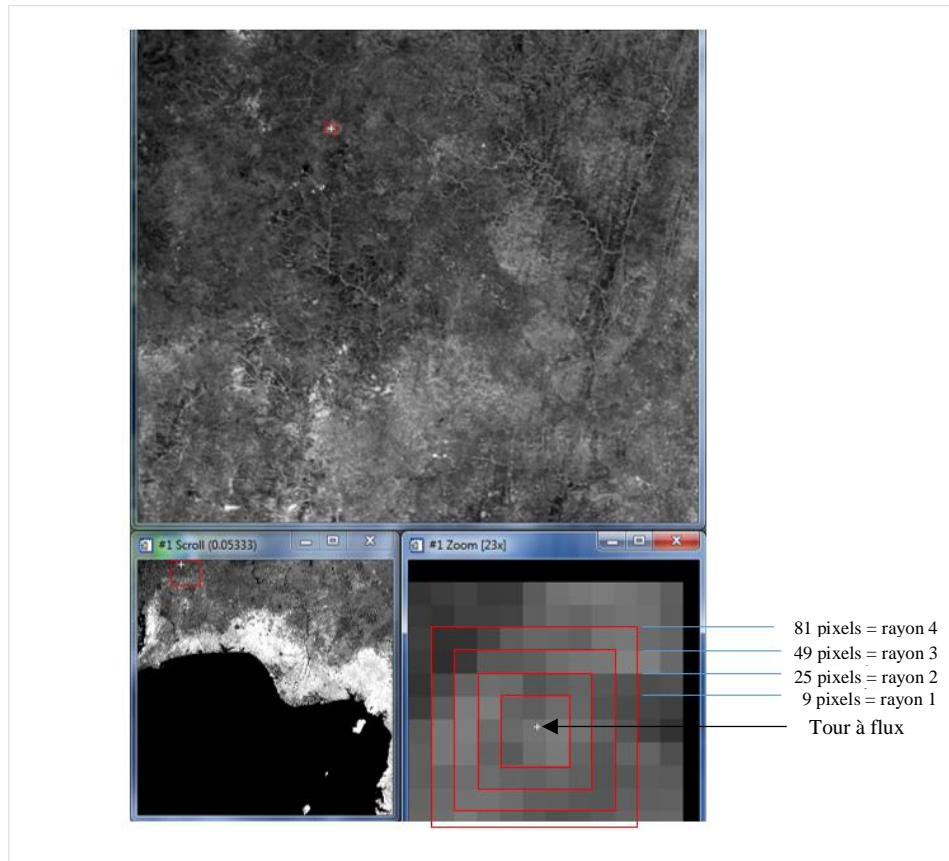
**Fig 2.5.** Carte d'occupation du sol de la forêt de Bellefoungou et ses alentours, sur base de la carte d'occupation du bassin de la Donga (Bel, 2010 ; Cohard & Galle, comm. Pers.) et localisation des stations de mesures (AMMA-CATCH).

### 2.2.3. Données d'EVI

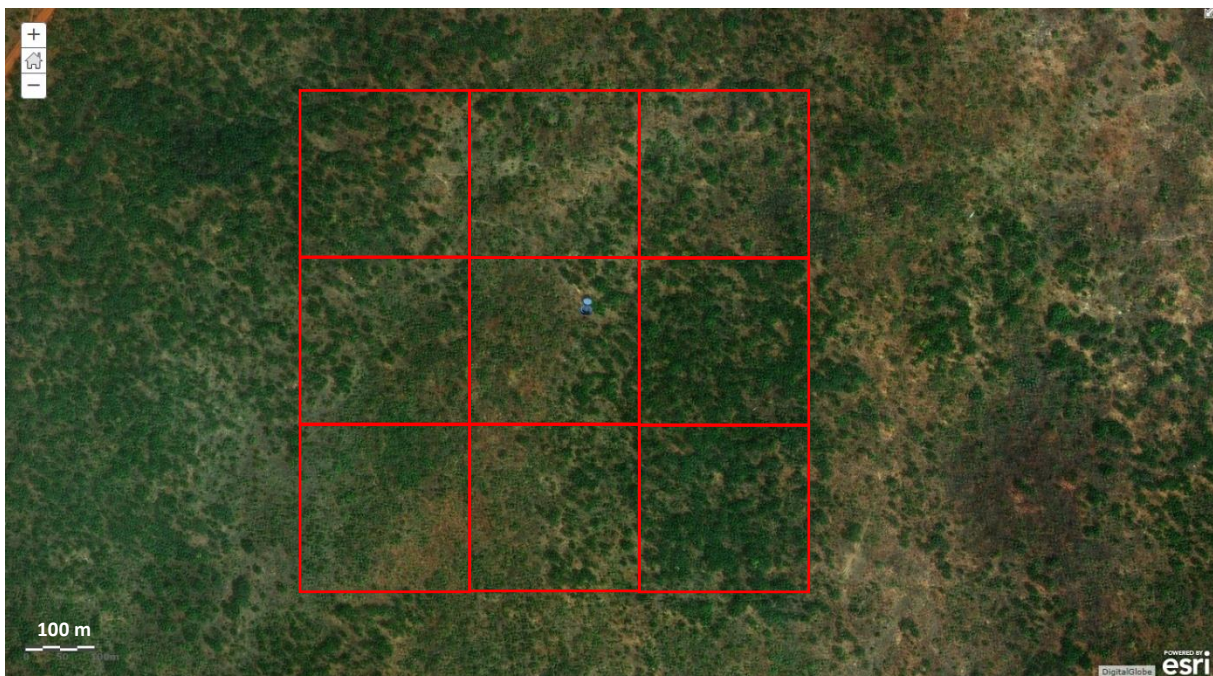
Les données d'EVI (résolution spatiale : 250 m ; résolution temporelle : 16 jours) proviennent de la base de donnée du capteur Terra-MODIS (Radiomètre spectral pour imagerie de résolution moyenne, satellite TERRA) de l'Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace (NASA), lequel capteur est reconnu pour un bon étalonnage ; des corrections radiométriques, atmosphériques et géométriques ; des bandes spectrales étroites pour éviter des fenêtres d'absorption atmosphériques ; un large champ de vision ; une large gamme spectrale ; une résolution temporelle élevée ; et une résolution spatiale élevée (250 m) (données disponibles sur <http://reverb.echo.nasa.gov>). Pour représenter chaque semaine, une seule image journalière est conservée, sur base de deux critères. Le premier permet de minimiser les perturbations atmosphériques et le deuxième permet de retenir l'image dont l'angle zénithal de prise de vue est le plus faible (Solano *et al.*, 2010).

L'EVI a été extrait du produit MOD13Q1 version 6 *16-day L3 Global 250m* (MOD13Q1 c6) et de la tuile h18v08, incluant la zone d'étude. Dans cette tuile, l'indice de végétation brute a été prélevé de manière concentrique (rayon 1 à 4), en englobant au minimum les neuf pixels à proximité de la tour selon le plan d'extraction illustré en Fig. 2.6 Une représentation des pixels du rayon 1 est proposée en Fig. 2.7, superposée à la vue aérienne de la zone d'étude.

Une évaluation des données a été effectuée pour contrôler la qualité ou éliminer les pixels présentant des contaminations persistantes (nuages, brume) sur base de critères internes aux données. Cette procédure a été réalisée pour la période de janvier 2008 à décembre 2013 (EVI 1, 81 pixels) et pour la période s'étendant de 2001 à 2012 (EVI 2, 9 pixels). Pour le deuxième jeu de données (EVI 2), une moyenne des 12 images satellites disponibles (ou moins, dépendant du test de qualité précédant) a été calculée pour chaque semaine. Un profil moyen synthétique pour la période 2001-2012 (23 périodes de 16 jours) a donc été obtenu. Cette dernière procédure permet également d'éliminer les nuages et artefacts persistants.



**Fig. 2.6.** Plan d'extraction des données brutes d'EVI pour toute la période considérée, selon quatre rayons concentriques (résolution : 250m) (Gond, comm. Pers.)



**Fig. 2.7.** Image aérienne de la forêt de Bellefougou, à proximité de la tour à flux (punaise bleue) en février 2009. Les cadrans rouges représentent les zones d'extraction d'EVI (rayon 1), d'une dimension de 250\*250 m (image satellite : ESRI, disponible sur [www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html](http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html))

### 3. Méthode

Nous avons utilisé les données prétraitées (cf. 2.2) pour y appliquer les méthodes qui suivent et répondre aux questions de recherche (cf 1.1). Ces méthodes impliquent le traitement des données de flux, des données météo, d'EVI et la définition des quatre saisons (sèche, humide et intermédiaires). Différents logiciels ont été sollicités : Microsoft ® Excel 2013, Rstudio version 3.2.2 (Boston, MA) et Minitab ® 17 Statistical Software.

#### 3.1. Traitement des données de flux

##### 3.1.2. Prise en compte du stockage

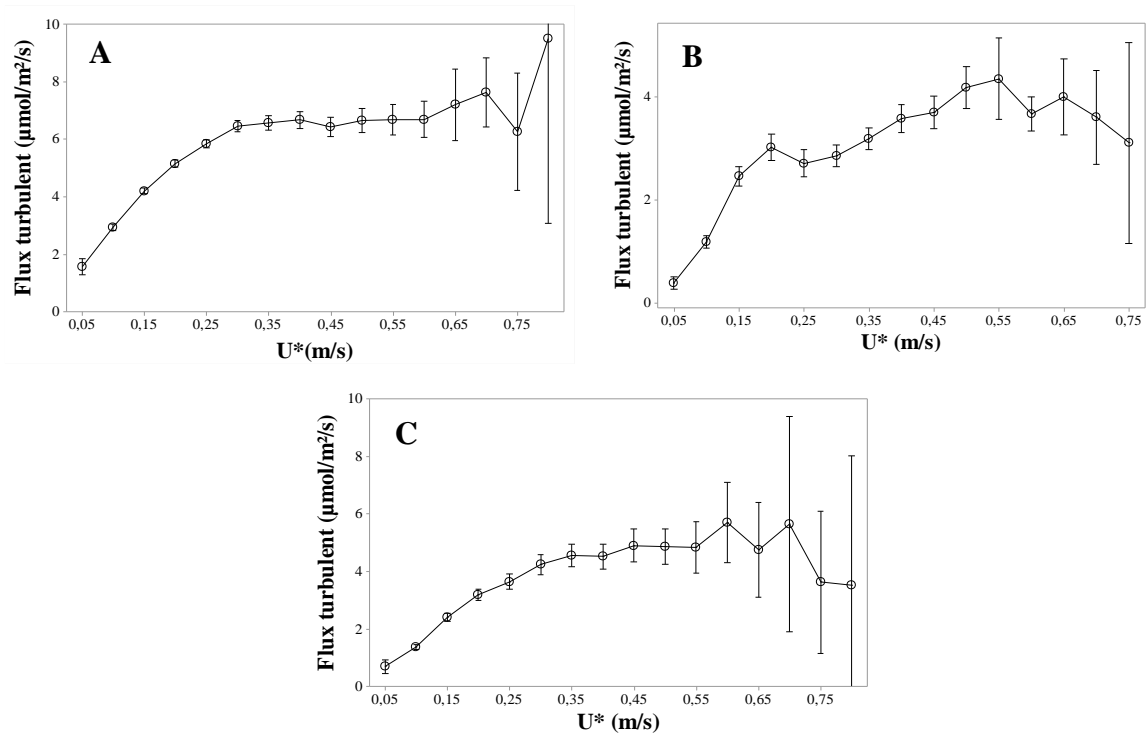
Comme annoncé en introduction, la NEE s'obtient en additionnant le flux de stockage au flux turbulent mesuré en haut de la tour. Cependant, les concentrations mesurées par l'analyseur de gaz de Bellefoungou présentent des pics importants, corrélés aux événements de précipitations (Annexe D). Il s'agit là d'une conséquence liée au système « *open path* » du LICOR ; ce dernier surestime la concentration en CO<sub>2</sub> suite à l'obstruction partielle du capteur par la pluie. Il est donc préférable de considérer uniquement le terme turbulent, afin d'éviter d'obtenir des valeurs de NEE incohérentes. Les conséquences de cette approximation sont limitées lorsque l'on considère la NEE à l'échelle journalière ou plus grande, le stockage journalier étant nul. Dans cette étude, la NEE sera considérée sur une période minimale d'une décennie et dans certains cas, sur une demi-heure (i.e. valeurs instantanées). Dans ce dernier cas, les conditions favorables au stockage sont éliminées à l'aide du critère de vitesse de friction  $u^*$  (cf. 3.1.3) et seuls les flux de bonne qualité sont considérés.

##### 3.1.3. Filtrage $u^*$

En conditions nocturnes (stables), suite au développement restreint des tourbillons, le flux turbulent n'est plus le seul mode de transport de gaz entre la surface et l'atmosphère et le terme d'advection (Equation 1) ne peut être négligé. Il en résulte un biais systématique qui, s'il n'est pas considéré, mène à une sous-estimation de la respiration de nuit et par là à une surestimation du puits de carbone. Pour éviter cela, on met en œuvre une procédure de correction, décrite notamment par Aubinet *et al*, (2012), considérant que les flux de CO<sub>2</sub> nocturnes résultant de la respiration de l'écosystème sont indépendants de la turbulence atmosphérique et, en particulier, de la vitesse de friction, définie comme  $u_* = \sqrt{(\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2}$ , avec  $w'$  la fluctuation de la vitesse verticale du vent et  $u'$  et  $v'$  les fluctuations des vitesses horizontales du vent dans les deux directions. En conséquence, toute

dépendance de ces flux vis-à-vis de  $u^*$  ne peut provenir que d'un artifice de la mesure. Pour mettre en évidence ces artifices, les données nocturnes sont classées en fonction de  $u^*$ . A faible  $u^*$ , une croissance des flux avec cette variable indique que les conditions de validité de la méthode d'eddy covariance ne sont pas remplies. Les données correspondant à ces valeurs doivent donc être éliminées.

Pour mettre cette procédure en œuvre, l'évolution des flux turbulents nocturnes (PPFD < 5) en fonction de  $u^*$  a donc été étudiée afin de détecter un seuil de sensibilité, pour les trois types de saison (Fig. 3.1). Cette correction semble pertinente dans notre cas, les flux de nuit étant bel et bien corrélés à la vitesse de friction pour la saison sèche, humide et intermédiaire. Deux seuils ont été retenus et estimés, par approche visuelle :  $0.25 \text{ m s}^{-1}$  pour la saison humide et intermédiaire et  $0.20 \text{ m s}^{-1}$  pour la saison sèche. Les flux de nuit caractérisés par une vitesse de friction inférieure aux seuils établis précédemment ont été supprimés.



**Fig. 3.1.** Flux turbulent en fonction de la vitesse de friction ( $u^*$ ) pour la saison humide (a), la saison sèche (b) et les périodes intermédiaires (c). Moyennes et intervalles de confiance (95% de confiance) (Barres verticales).

### 3.1.4. Estimation des données manquantes (*gapfilling*)

Pour permettre une agrégation des données à un pas de temps supérieur (e.g. moyennes journalières, décadaires, annuelles) ou pour effectuer des sommes temporelles, l'estimation des données manquantes est nécessaire. Pour ce faire, une procédure de *gapfilling* a été appliquée aux données de NEE : les données manquantes ont été estimées avec la moyenne des six années de la demi-heure et de la décade correspondante, sur base d'un cycle journalier moyen

décadaire. Les données utilisées pour la construction de l'année moyenne ont été préalablement corrigées (e.g. filtrage  $u^*$ ). Dans le cas où certaines périodes sont systématiquement dépourvues de données, la méthode de la moyenne sur les six années n'est pas suffisante. Les périodes manquantes de l'année moyenne ont alors été remplies sur base d'une interpolation linéaire entre la décade précédente et suivante. A noter que l'année 2011, la plus artificielle, aurait dû montrer une NEE annuelle proche de la moyenne ce qui n'est pas le cas. La faible proportion de données disponibles pour l'année 2011 contient des valeurs extrêmes négatives, visibles en visualisant la distribution des données. Ces valeurs négatives se sont ajoutées au bilan de manière à surestimer le puits. Cette année ne sera pas considérée pour l'étude de la variabilité interannuelle des flux.

### 3.1.5. Extraction de paramètres caractéristiques de l'assimilation et de la respiration

Au cours d'une journée, la NEE est directement liée à la densité de flux de photons photosynthétiquement actifs (PPFD), la contribution de l'assimilation à la NEE augmentant à mesure que ce paramètre évolue.

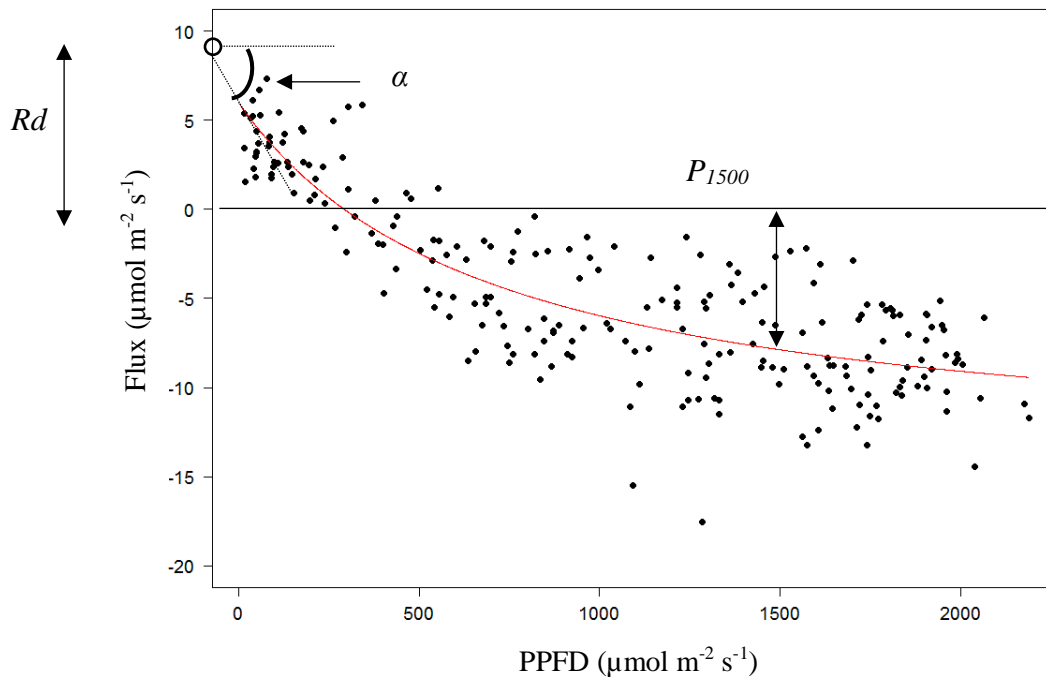
Afin d'étudier la variabilité des flux au-delà de sa réponse au flux de photons, trois paramètres, stables en fonction du rayonnement, ont été extraits (éq. 3), sur base des données non gapfillées et pour un PPFD > 5. Cette modélisation fait intervenir une loi hyperbolique rectangulaire du type Michaelis-Menten (Michaelis & Menten, 1913) :

$$NEE = - \left( \frac{\alpha \text{ PPFD P1500}}{\alpha \text{ PPFD} + \text{P1500} \left(1 - \frac{\text{PPFD}}{1500}\right)} \right) + \text{Rd} \quad (3)$$

Les paramètres sont les suivants (Fig. 3.2) : la NEE à saturation de rayonnement (P1500, en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) correspond à l'asymptote de la courbe, l'efficacité quantique ( $\alpha$ , en  $\mu\text{mol } \mu\text{mol}^{-1}$ ) à sa pente à l'origine et la respiration noire (Rd, en  $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) à son ordonnée à l'origine. La P1500 représente la capacité maximale de séquestration de l'écosystème et caractérise essentiellement l'état de la végétation (développement foliaire, état de stress). L'efficacité quantique reflète la performance de la photosynthèse, c'est-à-dire l'efficacité d'utilisation des photons. Rd représente l'échange de l'écosystème, en l'absence de la lumière, c'est-à-dire, la respiration noire. L'ensemble des termes entre parenthèse représentent la GPP.

Ces trois paramètres ont été calculés à différentes échelles spatio-temporelles (cf 3.1.6) par régression non linéaire au moyen d'un algorithme du type *nls* (*Nonlinear Least Squares*) (Bates

*et al.*, 1992). Seuls les paramètres  $P_{1500}$  et  $R_d$  dont la p-value est inférieure à 0.05 et dont l'erreur standard est inférieure à 4.5 ont été conservés.



**Fig. 3.2.** Flux nets turbulents de jour (critère :  $PPFD > 5$ ) en fonction de la densité de flux de photons photosynthétiques (PPFD) pour la décade allant du 22-03-2013 au 02-04-2013. Régression non linéaire (éq. 3) (courbe rouge).

### 3.1.6. Traitements divers : moyennes temporelles, modélisations, anomalies et conversion d'unités

Avant tout traitement, les données de flux supérieures à  $20 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  et inférieures à  $-40 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ont été éliminées (moins d'un pour cent des données) ainsi que les flux inférieurs à zéro en période nocturne (0.003 % des données). Pour répondre aux objectifs, les analyses et traitements suivant ont été effectués :

- Les cycles journaliers moyens de NEE ont été étudiés pour la saison sèche et la saison humide sur base des données non gapfillées. Pour ce faire, les moyennes de chaque demi-heure ont été calculées en considérant les six années de mesures, avec et sans correction  $u^*$ . La relation moyenne des flux avec le rayonnement a également été construite pour ces deux saisons, sur base d'un cycle journalier moyen de PPFD et de NEE, représentatifs de ces deux périodes.
- Les modélisations (section 3.1.5, éq. 3) ont été appliquées à différentes échelles spatio-temporelles, pour un  $PPFD > 5$ :
  - ✓ Une modélisation par décade pour suivre la saisonnalité des paramètres

- ✓ Une modélisation par semaine pour comparer la P1500 aux données d'EVI de la semaine correspondante
- ✓ Une modélisation par secteur<sup>4</sup> pour étudier l'impact de l'hétérogénéité spatiale sur les flux durant les deux saisons. Une fois filtrées (p-values de P1500 et  $\alpha < 0.05$ ), les valeurs de P1500 ont été comparées aux valeurs d'EVI du secteur correspondant.
- Les anomalies de NEE ont été calculées à l'échelle d'une décennie, par différence avec la NEE moyenne décennale correspondante de l'année moyenne. Le calcul de ces anomalies ont nécessité un gapfilling. Les moyennes décennales sont alors conservées lorsque la proportion de données gap-fillées au sein de la décennie ne dépasse pas 75 pour cent. Les anomalies annuelles sont ensuite estimées en réalisant la moyenne des anomalies décennales. La même démarche a été effectuée pour les paramètres P1500 et Rd. Les décennies dépourvues de paramètres ne sont donc pas reprises dans le calcul des anomalies annuelles.
- La relation entre les flux et les variables climatiques moyennes décennales ont par la suite été étudiées par régressions statistiques. La même démarche a été utilisée à l'échelle annuelle.
- Une analyse de variance sur les anomalies permettra d'identifier une éventuelle variabilité interannuelle. Cette dernière méthode sera appuyée par une série de tests statistiques (i.e. test *t* de Student) confrontant les années les plus humides aux années les plus sèches.

### 3.1.7. Etablissement du bilan annuel

Deux bilans annuels ont été effectués : le premier considère la correction  $u^*$  tandis que le deuxième l'ignore. La quantité nette de carbone assimilée par l'écosystème sera moins importante dans un cas que dans l'autre. Chaque bilan a été obtenu en reconstituant un cycle journalier moyen de NEE par décennie, à l'image de l'année moyenne utilisée pour le gapfilling (section 3.1.4). Les données manquantes ont été estimées par interpolation (i.e. moyenne) entre la décennie précédente et suivante. Les 1776 moyennes ont ensuite été converties en grammes de carbone (facteur  $12.011 \cdot 10^{-6}$ ), échangés durant 30 minutes (facteur 1800) et durant la décennie correspondante (facteur 10). La NEE moyenne annuelle ( $\text{gC m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ ) est alors obtenue en sommant chaque valeur.

---

<sup>4</sup> Les secteurs ont été définis selon la direction instantanée du vent (vitesse supérieure à  $1 \text{ m s}^{-1}$ ) : huit secteurs d'intervalles de  $45^\circ$ .

## 3.2. Traitement des données météorologiques

### 3.2.2. Données de précipitations

Les données issues du pluviomètre à proximité de la tour fournissent les hauteurs de précipitations à des intervalles de 5 minutes, une heure et 24 heures. Quatre périodes manquantes ont été recensées (Tableau 3.1). Dans la mesure du possible, les données manquantes ont été estimées par régression linéaire à partir des données d'un autre capteur à proximité et en considérant les cumuls journaliers. Dans chaque cas, le meilleur estimateur a été conservé (pente proche de 1 et  $r^2$  maximum). Lorsqu'aucune donnée n'était disponible (01/01/08 – 23/02/08), les données ont été calibrées avec un autre indicateur (i.e. humidité du sol). Pour les périodes 1 et 3 (Tableau 3.1), les précipitations ont été considérées nulles pour deux raisons : la période concerne la saison sèche et l'humidité du sol n'a montré aucune augmentation et/ou le pluviomètre le plus proche de la forêt (Noumane) n'a enregistré aucune précipitation. Par conséquent, aucune modélisation ne fut nécessaire.

Un récapitulatif des méthodes de *gapfilling* est disponible ci-après (tableau 3.1) avec, lorsque cela est pertinent, l'erreur résiduelle résultant de l'estimation. L'incertitude sur le cumul annuel a été évaluée en calculant la somme quadratique des erreurs résiduelles, variable considérée comme aléatoire. Les cumuls annuels ont été utilisés pour quantifier la variabilité interannuelle, c'est-à-dire la différence par rapport au cumul moyen des six années de mesure.

**Tableau 3.1.** Récapitulatif des méthodes de gap-filling utilisées pour l'estimation des précipitations cumulées journalières à Bellefougou ainsi que des indicateurs de qualité des modélisations et des erreurs résiduelles associées.

Période	Dates	Méthode	Pente	R <sup>2</sup>	Erreur résiduelle
1	01/01/08 – 23/02/08 (54 jours)	Calibration avec humidité du sol	/	/	/
2	16/05/08 – 11/06/08 (27 jours)	Pluviomètre Noumane	1	0.9	3.7 mm/jour
3	05/12/08 – 31/12/08 (27 jours)	Pluviomètre Noumane et Calibration avec humidité du sol	/	/	/
4	10/12/09/13 – 13/10/13 (34 jours)	Pluviomètre Gangamou	0.61	0.47	5.4 mm/jour

### 3.2.3. Rose des vents

Une rose des vents a été construite pour chaque saison, à l'aide de la fonction *windrose* du package *openair version 2.0-0* (Carslaw, 2012) et sur base des données de l'anémomètre sonique (18m) de la tour à flux. Seuls les vents d'une vitesse supérieure à  $1\text{ m s}^{-1}$  ont été considérés pour éviter toute incertitude quant à leur direction.

### 3.2.4. Autres données climatiques

Les moyennes annuelles et saisonnières de différentes variables climatiques (Température, VPD, humidité du sol, PPF) ont été obtenues en considérant les moyennes journalières. Ces dernières ont été calculées sur base des données *gapfillées* et ont été exclues de la moyenne annuelle lorsque le nombre de données estimées au sein d'une journée était supérieur à 75%. Le processus de *gapfilling* est similaire à celui utilisé pour l'estimation des données de NEE. Dans ce cas-ci, le nombre de données manquantes étant moindre, l'année moyenne a pu être établie à la résolution de la journée plutôt que de la décade. L'humidité du sol a parfois directement été approchée par la conductivité du sol ( $\mu\text{S}$ ), celle-ci étant plus précise que le contenu en eau du sol ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ ). Cette caractéristique fut appréciable dans certains cas.

### 3.2.5. Définition des saisons

Afin de distinguer les quatre saisons de manière objective, Mamadou (2014) a proposé d'utiliser un critère basé sur l'humidité absolue. Cette méthode a été développée pour tenir compte à la fois des changements synoptiques et des conditions microclimatiques (Doukoure, 2011). Ainsi, un seuil d'humidité permet de détecter la phase sèche ( $< 6 \text{ g m}^{-3}$ ) et la phase de mousson ( $> 16 \text{ g m}^{-3}$ ). Les périodes intermédiaires sont, quant à elles, caractérisées par des humidités absolues allant de 6 à  $15 \text{ g m}^{-3}$ . Les sauts d'humidité sont considérés sur base d'une moyenne glissante sur 20 jours, permettant de pallier les fluctuations par apports ponctuels.

Les données d'humidité absolue n'étant pas suffisamment nombreuses pour Bellefougou, ce sont les données d'humidité relative de Djougou (située à 10 km de Bellefougou) qui ont été utilisées après avoir été converties en  $\text{g m}^{-3}$  grâce à la relation suivante, dérivée de la loi des gaz parfaits :

$$q_a = \frac{M \text{ HR } e_{sat}}{100 \text{ R } T} \quad (4)$$

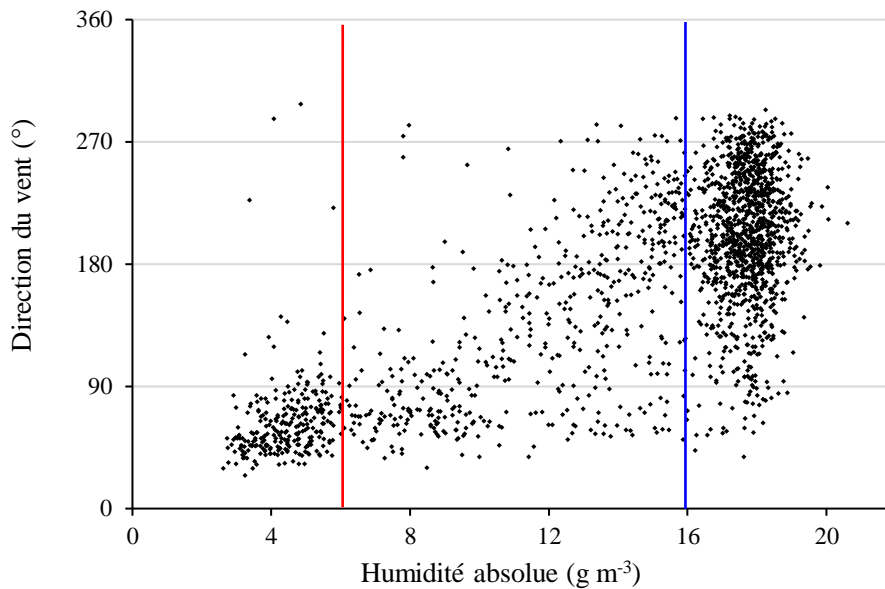
où  $q_a$  est l'humidité absolue ( $\text{g m}^{-3}$ ),  $M$  est la masse molaire de  $\text{H}_2\text{O}$  ( $18,0152 \text{ g mol}^{-1}$ ),  $\text{HR}$  est l'humidité relative de l'air (%),  $e_{sat}$  est la pression de vapeur saturante (Pa),  $R$  est la constante des

gaz parfaits ( $8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ ) et  $T$  la température en Kelvin. La pression de vapeur saturante a été calculée grâce à la relation suivante (Buck, 1981 – LI-COR 1996) :

$$e_{\text{sat}}(T_a) = 613.65 \exp \left\{ 17.502 \frac{T_a - 273.16}{T_a - 32.19} \right\} \quad (5)$$

Où  $T_a$  est la température en Kelvin.

Le choix de prendre Djougou comme estimateur est cohérent puisque, d'une part, le processus de mousson s'effectue à large échelle et d'autre part, il est question d'étudier la variabilité de ce processus, variabilité supposée transposable à Bellefoungou, d'autant plus que l'on considère une moyenne glissante sur 20 jours. Par ailleurs, une très bonne corrélation a été trouvée entre l'humidité relative à Djougou et celle de Bellefoungou (Annexe C). La relation entre les données journalières d'humidité absolue et de direction du vent confirme la cohérence des seuils utilisés par Mamadou (2014) (Fig. 3.3). On s'aperçoit en effet que les seuils de  $6 \text{ g m}^{-3}$  et  $16 \text{ g m}^{-3}$  permettent d'isoler les vents de secteur nord-est (Harmattan) et de sud-ouest, respectivement. Ces seuils sont donc également valables pour la période étudiée.



**Fig. 3.3.** Direction journalière moyenne de la direction du vent en fonction de l'humidité absolue journalière moyenne pour des vents dont la vitesse est supérieure à  $1 \text{ m s}^{-1}$ , pour toute la période étudiée. Le trait rouge représente le seuil de  $6 \text{ g m}^{-3}$  et le trait bleu représente le seuil de  $16 \text{ g m}^{-3}$ .

### 3.3. Traitement des données d'EVI

Pour permettre une comparaison des données d'EVI aux estimations de P1500 aux échelles saisonnière et interannuelle, c'est la moyenne des pixels dans chaque rayon (cf Fig. 2.6) qui a été considérée, menant à quatre comparaisons par seizaine. Une anomalie temporelle a été calculée pour chaque seizaine, en prenant la différence entre la moyenne des pixels et la moyennes des pixels d'une année moyenne (2008-2013).

Pour étudier l'hétérogénéité spatiale du site, nous avons considéré le jeu de données EVI 2 (section 2.1.1). Pour chaque décade de l'année moyenne, nous avons attribué une anomalie spatiale (différence entre la valeur du pixel et la valeur d'un pixel moyen) aux neuf pixels.

Enfin, afin d'étudier l'influence de l'hétérogénéité spatiale sur les flux, les P1500 estimées dans chaque secteur (section 3.1.6) ont été comparés aux moyennes d'EVI propres à chaque secteur. Ce sont les données brutes qui ont été utilisées (EVI 1). Le plan d'extraction de l'indice de végétation a été scindé en huit secteurs égaux se chevauchant les uns et les autres (Fig. 3.4). Par exemple, l'EVI moyen dans le secteur 1 doit considérer les pixels 5-9, 14-17, 23-25, 32-33 et 41 si le rayon 4 est choisi.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
10	11	12	13	14	15	16	17	18
19	20	21	22	23	24	25	26	27
28	29	30	31	32	33	34	35	36
37	38	39	40	41	42	43	44	45
46	47	48	49	50	51	52	53	54
55	56	57	58	59	60	61	62	63
64	65	66	67	68	69	70	71	72
73	74	75	76	77	78	79	80	81

**Fig. 3.4.** Schéma illustrant la procédure de division en huit secteurs de la plage de pixels d'EVI disponibles autour de la tour (située dans le pixel 41). Chaque secteur correspond à une couleur différente, allant de 1 à 8 dans le sens trigonométrique (flèche noire). Résolution : 250 m.

## 4. Résultats et discussion

### 4.1. Définition des quatre saisons

Sur base des critères définis en 3.2.5, les débuts et fins des saisons sèches et humides ont pu être établis pour toute la période considérée (tableau 4.1).

**Tableau 4.1.** Dates et durées des saisons sèches et humides pour les six années étudiées, définies sur base du critère d'humidité absolue (section 3.3)

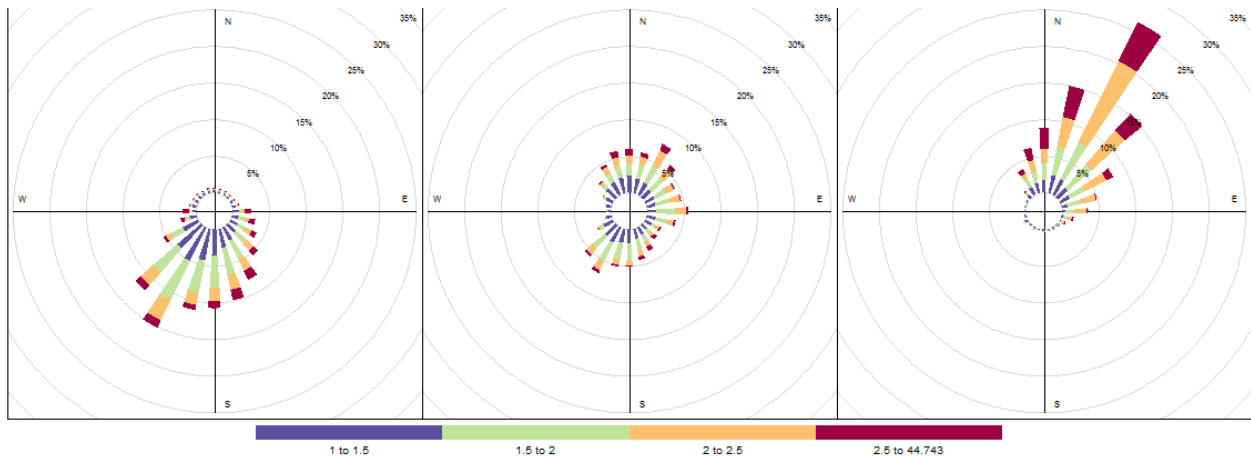
Saison sèche			Saison humide		
Début	Fin	Durée (jour)	Début	Fin	Durée (jour)
20/12/07	21/02/08	63	21/04/08	22/10/08	185
27/12/08	23/01/09	27	6/04/09	8/11/09	217
27/12/09	02/02/10	37	11/04/10	10/11/10	215
29/12/10	20/01/11	23	21/04/11	28/10/11	191
24/12/11	18/01/12	26	7/04/12	9/11/12	217
22/12/12	11/02/13	52	6/03/13	25/10/13	234

Bien que l'année 2013 ait été l'année la plus sèche, elle possède tout de même la saison humide la plus longue, suivie par 2009 et 2012 (les plus humides). Les saisons humides les moins longues correspondent à 2008 et 2011. On peut également noter la variabilité de la durée de la saison sèche, dont le commencement semble se localiser après la mi-décembre, la fin étant quant à elle beaucoup moins prévisible.

### 4.2. Variables climatiques

#### 4.2.1. Cycles saisonniers

Les roses des vents (Fig. 4.1) montrent une dynamique contrastée entre les périodes humides et sèches. En effet, la saison sèche est caractérisée par des vents quasiment exclusivement de nord-est alors qu'en saison humide, les vents proviennent principalement du secteur opposé. Quant aux périodes intermédiaires, elles semblent soumises à des apports très variables, intermédiaires entre la saison sèche et la saison humide. On notera une fréquence plus importante des vents forts en période sèche.



**Fig. 4.1.** Rose des vents pour les trois types de saison à Bellefoungou (anémomètre sonique) : humide (gauche), intermédiaire (milieu) et sèche (droite).

Les variations des conditions météorologiques entre janvier 2008 et décembre 2013 sont présentées en Fig. 4.2. Les moyennes journalières de la température de l'air et du déficit de pression de vapeur (Fig. 4.2a) présentent des fluctuations saisonnières, atteignant des valeurs maximales en saison sèche et intermédiaire. Le VPD semble varier de manière asynchrone avec la température durant ces mêmes périodes. En effet, un peu avant la saison sèche, le VPD augmente alors que la température reste globalement stable. L'origine de ce phénomène est probablement en relation avec le changement progressif de direction du vent (*Harmattan*), dès décembre, engendrant des apports d'airs plus secs. La température moyenne n'augmente que plus tard en cours de période intermédiaire et ses variations redeviennent synchrones avec le VPD.

Le PPFD montre également un patron saisonnier (Fig. 4.2c), les minima étant localisés en milieu de saison humide, caractérisée par une couverture nuageuse abondante. Les maxima sont rencontrés en début et fin de saison humide. La période sèche n'est donc pas celle où le rayonnement est le plus élevé. En effet, c'est à cette période que l'angle zénithal est maximal et que les rayonnements solaires sont davantage inclinés par rapport à la surface terrestre, bien que cette oscillation soit beaucoup moins perceptible que pour les hautes latitudes, les fluctuations de l'exposition journalière étant de l'ordre de 25% (Aubinet, comm. pers.)

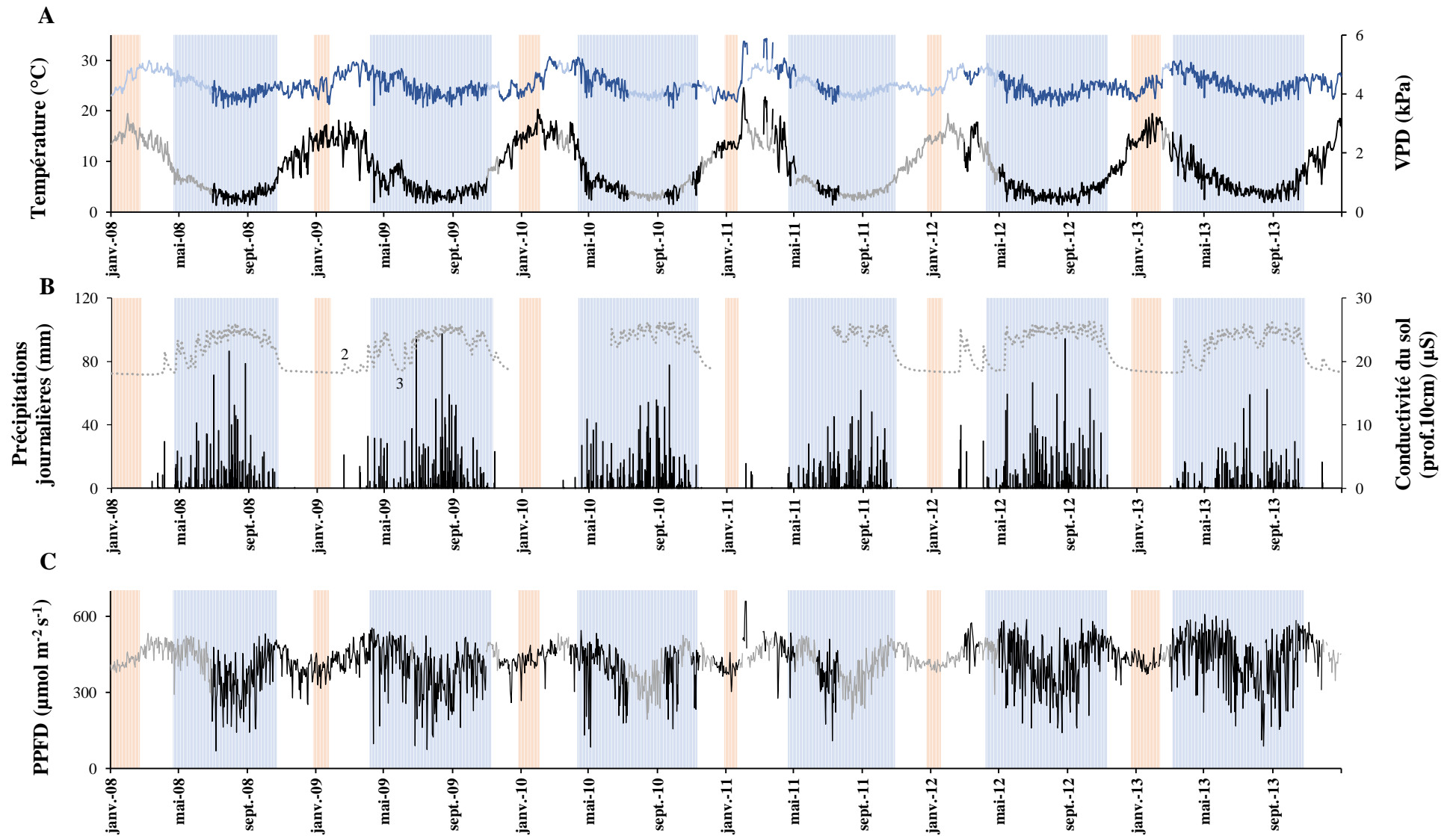
L'évolution des précipitations brutes et cumulées (Fig. 4.2b et 4.3) montrent que les années 2012 et 2009 sont les plus humides, caractérisée par de fortes précipitations dès le mois de février. Par ailleurs, on constate une démarcation prononcée dans le courant du mois de juillet de l'année 2012 (Fig. 4.3), durant lequel les précipitations furent soutenues et régulières. L'année 2009 est assez similaire, toutefois nettement moins arrosée en août. *A contrario*, les

années 2013 et 2011 furent plus sèches avec un total de 1001 mm et 1132 mm cumulés sur l'année, respectivement. Ceci est inférieur à la moyenne pour le bassin de l'Ouémé, de 1190 mm. Bien que l'année 2013 ait été la plus sèche, on y observe tout de même un petit épisode de précipitations (fin octobre) ce qui n'est pas le cas pour l'année 2011 puisqu'aucune précipitation n'a été enregistrée après début novembre, ce qui en fait l'année la plus contraignante à cette période. Toutefois, les premières précipitations sont apparues plus tôt (début février) que pour l'année 2013.

Ce patron saisonnier est également identifiable pour l'humidité du sol, directement liée à la conductivité du sol (Fig. 4.2b), laquelle atteint des valeurs maximales en saison humide. Bien que l'humidité du sol sature à cette même période, elle permet de repérer une baisse de pluviosité au sein des saisons humides. On notera également un faux départ presque systématique (i.e. milieu ou fin de saison intermédiaire), avec quelques précipitations suivies d'une période d'assèchement en début de saison humide.

La direction du vent présente également un contraste fort important en fonction de la saison (Fig. 4.4d). On s'aperçoit que la méthode de l'humidité absolue pour la définition des saisons permet bien d'isoler les vents compris entre 0 et 90°. Les directions se stabilisent dans le secteur 180-270° en saison humide, la variabilité étant la plus importante en saison intermédiaire lorsque les apports humides se mélangent aux vents secs de l'*Harmattan*.

Les données moyennes pour chaque variable climatique ainsi que leurs écarts-types sont synthétisés dans le tableau 4.2.



**Fig. 4.2.** Evolution saisonnière des moyennes journalières des variables météorologiques du 01/01/08 au 31/12/13 : (a) Température de l'air (courbe bleue) et déficit de pression de vapeur (VPD) (courbe noire), (b) Précipitations brutes journalières (histogrammes noirs), conductivité du sol (courbe grise discontinue), (c) densité de flux de photons photosynthétiquement actifs (PPFD) et (d) direction du vent. Les zones bleutées correspondent à la saison des pluies et les zones orangées à la saison sèche. Les périodes intermédiaires sont les espaces blancs. Les courbes éclaircies (a et c) montrent les moyennes issues des jours les plus gappés (>50%).

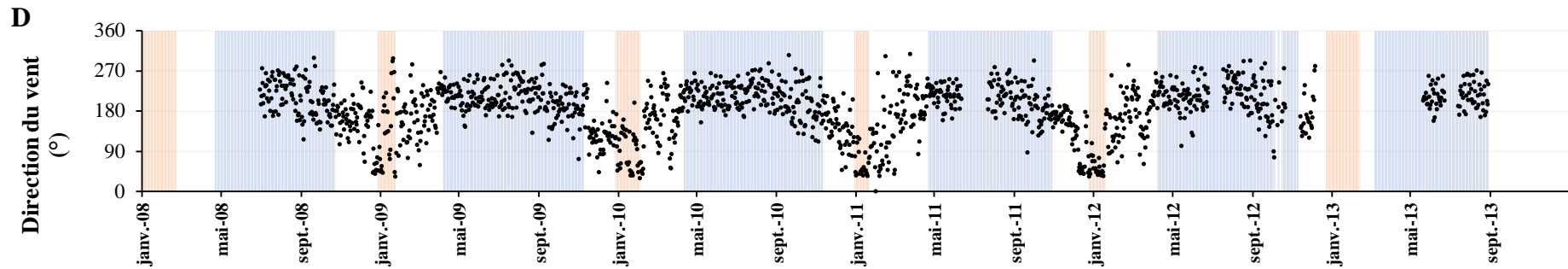
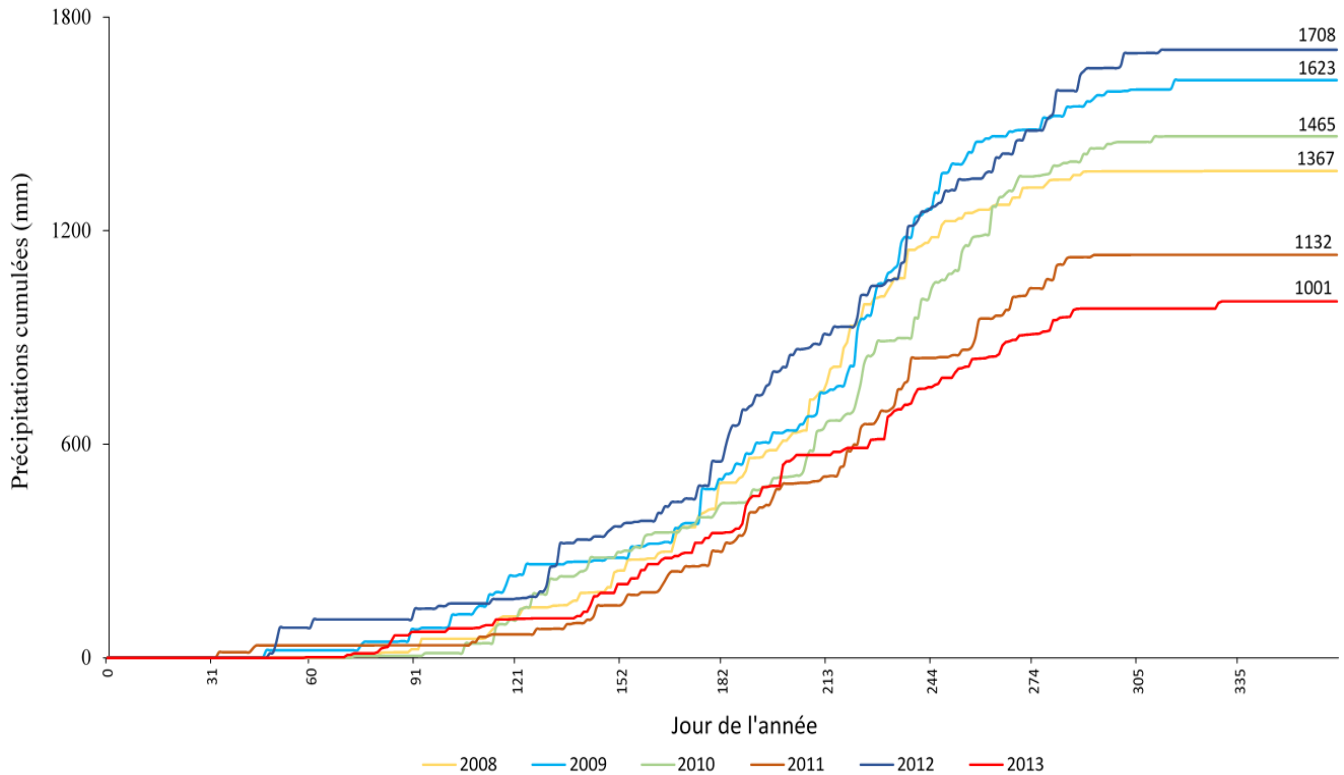


Fig. 4.4. (Suite)

**Tableau 4.2.** Précipitations totales et moyennes ( $\pm$  écart-type) journalières de la température de l'air, du déficit de pression de vapeur (VPD), de la densité de flux de photons photosynthétiquement actifs (PPFD), de la conductivité du sol à 10 cm de profondeur, calculées pour l'année, la saison humide et la saison sèche.

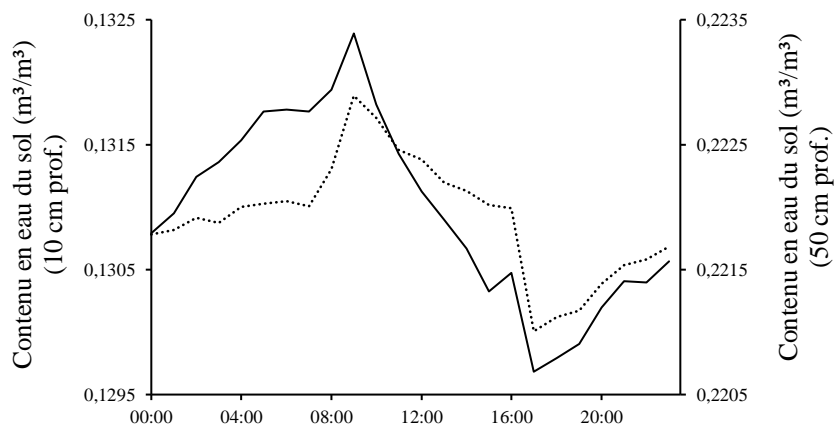
Variables	Annuelle						Saison sèche					Saison humide					
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2008-2009	2009-2010	2010-2011	2011-2012	2012-2013	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Précip. (mm)	1367	1623	1465	1132	1708	1001											
Température air (°C)	23.8 $\pm 1.2$	25.1 $\pm 2.2$	25.7 $\pm 2.3$	26.4 $\pm 3.5$	24.3 $\pm 1.7$	25.4 $\pm 1.8$	24.5 $\pm 1.5$	24.8 $\pm 1.4$	22.8 $\pm 0.6$	NA	24.4 $\pm 1.4$	23.5 $\pm 1.2$	24.6 $\pm 1.9$	25.4 $\pm 2.1$	24.9 $\pm 1.9$	24.0 $\pm 1.5$	25.4 $\pm 1.9$
VPD (kPa)	1.08 $\pm 0.69$	1.42 $\pm 0.80$	1.63 $\pm 0.88$	1.88 $\pm 1.02$	1.08 $\pm 0.70$	1.46 $\pm 0.80$	2.49 $\pm 0.24$	2.72 $\pm 0.28$	2.24 $\pm 0.10$	NA	2.68 $\pm 0.33$	0.61 $\pm 0.21$	0.86 $\pm 0.38$	0.93 $\pm 0.39$	0.91 $\pm 0.41$	0.70 $\pm 0.27$	1.03 $\pm 0.49$
PPFD ( $\mu\text{mol m}^{-2}\text{s}^{-1}$ )	375 $\pm 88$	404 $\pm 85$	413 $\pm 76$	425 $\pm 88$	430 $\pm 95$	437 $\pm 97$	388 $\pm 35$	425 $\pm 37$	387 $\pm 31$	NA	418 $\pm 27$	356 $\pm 99$	393 $\pm 102$	396 $\pm 92$	388 $\pm 84$	417 $\pm 106$	435 $\pm 108$
Conductivité du sol ( $\mu\text{s}$ )	20.70 $\pm 2.69$	21.43 $\pm 2.54$	24.40 $\pm 0.98$	22.10 $\pm 2.74$	21.91 $\pm 2.83$	21.43 $\pm 2.74$	18.28 $\pm 0.02$	NA	NA	18.41 $\pm 0.04$	18.41 $\pm 0.09$	22.98 $\pm 1.83$	22.91 $\pm 1.97$	24.40 $\pm 0.98$	24.18 $\pm 1.11$	23.59 $\pm 2.21$	22.95 $\pm 2.26$



**Fig. 4.3.** Evolution des précipitations cumulées en fonction du jour de l'année (2008 à 2013).

#### 4.2.2. Cycles journaliers

La plupart des variables climatiques (PPFD, VPD et température) sont maximales en milieu de journée (PPFD) ou en début d'après-midi (VPD et température). Quant à l'humidité du sol, le patron observé est différent. En effet, l'humidité du sol est maximale en fin de nuit et commence à chuter dès les premiers rayons du soleil. Elle régresse ensuite de manière continue jusqu'en fin de journée (Fig. 4.4).



**Fig. 4.4.** Evolution journalière du contenu en eau du sol à 10 cm de profondeur (courbe continue) et à 50 cm de profondeur (courbe discontinue)

### 4.3. Flux de CO<sub>2</sub>

#### 4.3.1. Evolution générale

L'évolution des flux turbulents instantanés non filtrés (i.e. filtrage  $u^*$ ) (Fig. 4.5) montre une forte saisonnalité, les maxima absolus étant observés en saison humide et les minima juste avant la saison sèche. On notera quelques fluctuations au sein de la saison des pluies. Notamment, on remarque une légère diminution en mai 2009 (Fig. 4.5, flèche rouge). Les flux augmentent également de manière importante en valeur négative durant la saison sèche, laquelle élévation est observable surtout en 2009 et en 2010 (flèches bleues). La variabilité interannuelle n'est par contre pas identifiable sur base de cette représentation.

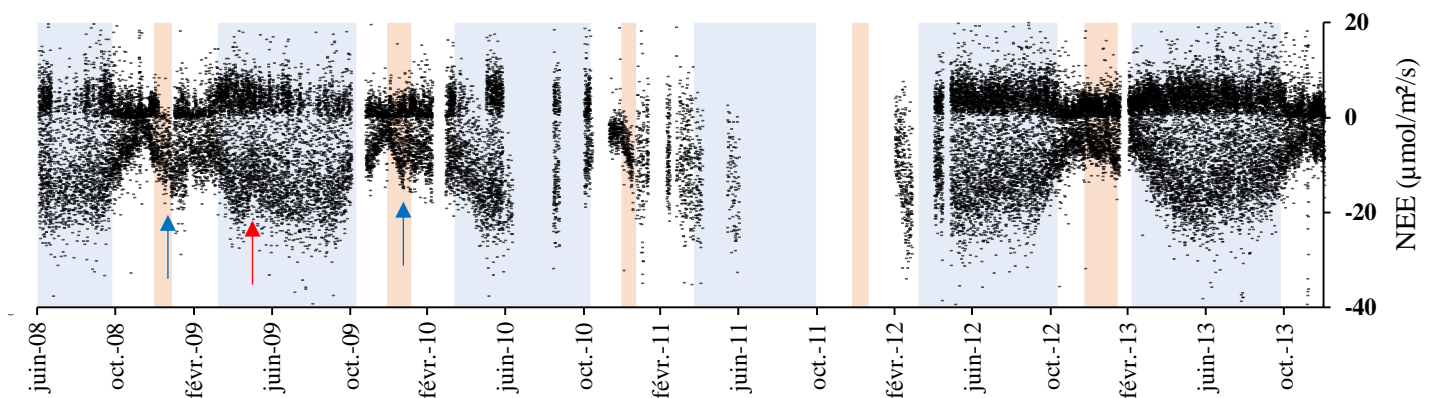


Fig. 4.5. Variation saisonnière et interannuelle des flux turbulents (NEE) de juin 2008 à décembre 2013. Les zones bleutées représentent les saisons humides et les zones orangées sont les saisons sèches.

#### 4.3.2. Variabilité saisonnière et influence des variables climatiques et édaphiques

##### 4.3.2.1 NEE

Les cycles moyens journaliers sont présentés pour les deux saisons (Fig. 4.6). Comme attendu, c'est durant la saison humide que l'assimilation est la plus importante, avec un puits moyen à midi (pic de rayonnement) de  $-14.9 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  contre  $-8.1 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  en saison sèche, soit réduit de moitié. D'un autre côté, la respiration nocturne est également plus importante en saison humide qu'en saison sèche (Fig. 4.6). La majorité des flux de nuit étant associée à des conditions de stabilité atmosphérique, il en résulte une élimination importante des données nocturnes par le filtrage  $u^*$ . Il est donc logique d'observer un rehaussement de la respiration et de la variabilité de cette dernière dans le cas du cycle journalier qui tient en compte le filtrage.

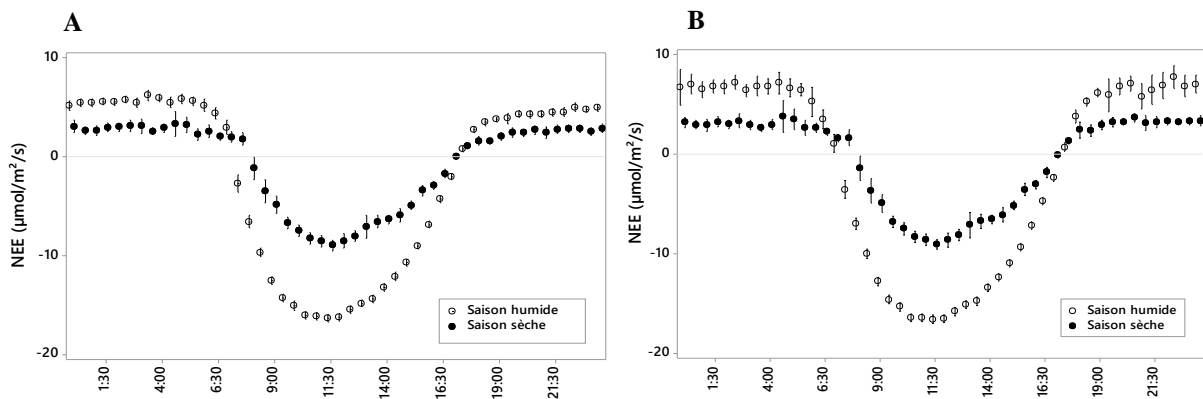
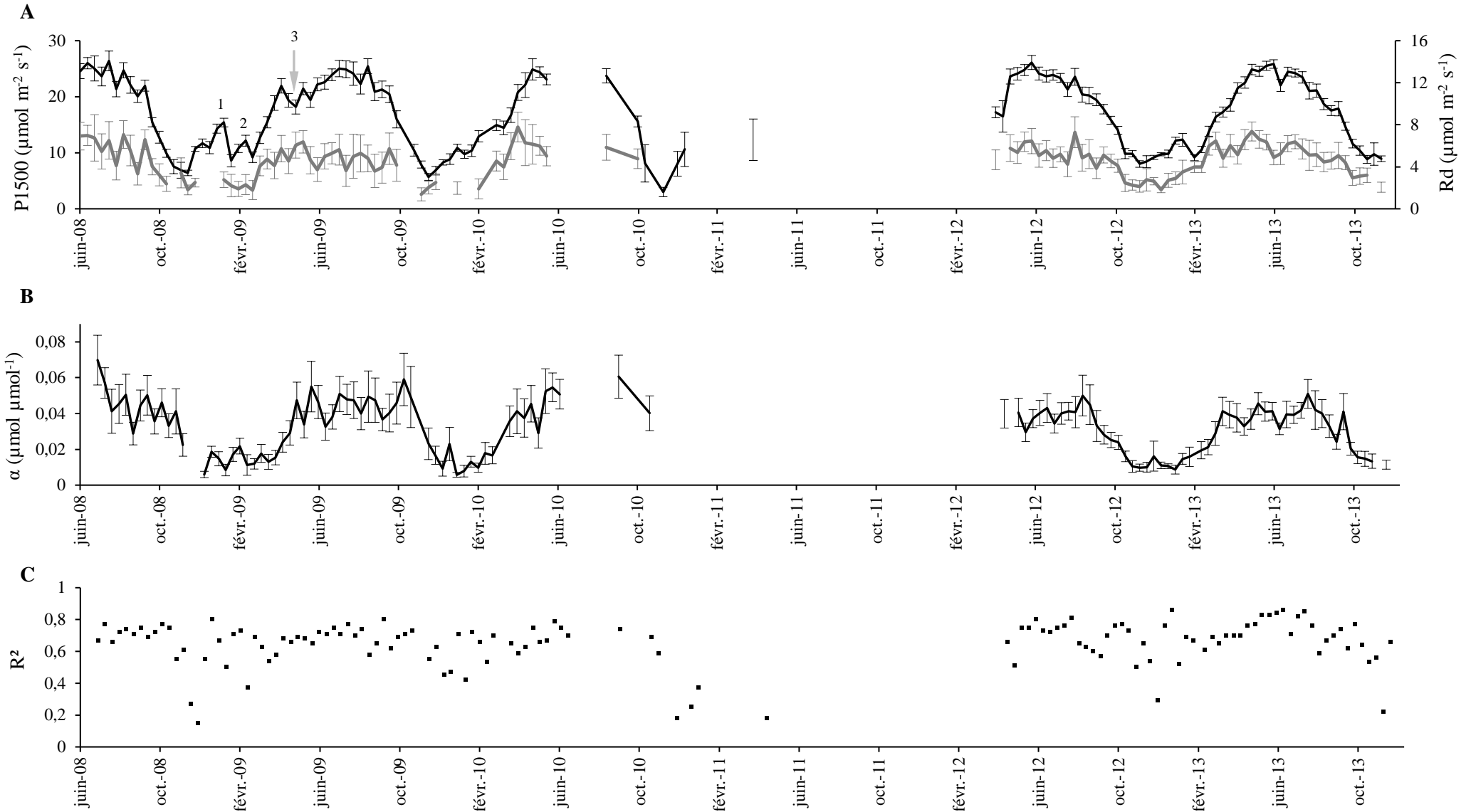


Fig. 4.6. Evolution moyenne journalière de la NEE sans filtrage  $u^*$  (a) et avec filtrage  $u^*$  (b).

#### 4.3.2.1. Evolution saisonnière des paramètres P1500, Rd et $\alpha$

La Fig. 4.7a montre l'évolution de juin 2008 à décembre 2013 de la capacité de séquestration maximale (P1500) et de la respiration diurne (Rd), obtenus à partir de l'équation 3. Bien que plus importante en saison humide qu'en saison sèche, la P1500 ne s'annule pas durant cette dernière saison, avec des minima rencontrés systématiquement durant le mois de décembre, allant de  $3 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  à (2010)  $8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  (2012). Ceci suggère la présence d'une végétation active à cette période, activité qui sera confirmée grâce à l'indice de végétation (supérieur à 0.2 à cette période) (Fig. 4.15). Par ailleurs, la capacité de séquestration présente un maximum secondaire durant la saison sèche (mi-janvier), suivie d'une diminution à partir de février. Ce patron est davantage marqué durant la saison sèche de 2008 à 2009. La P1500 augmente ensuite à nouveau, dès le mois de mars avec des maxima localisés en milieu de saison humide, variant de 15 à  $26 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ . Ces valeurs de P1500 sont en adéquation avec les estimations de Merbold *et al.* (2009) qui ont obtenu une séquestration maximale de 23 et  $27,5 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  pour une savane arborée au Mali (précipitations : 350 mm) et une forêt protégée à Miombo en Zambie (précipitations : 945 mm), respectivement.

La respiration diurne atteint sa valeur maximale bien avant la P1500, et tourne autour de  $7-8 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  dès le mois d'avril. La décomposition de la litière accumulée durant la saison précédente (fin de saison humide jusqu'à la saison sèche) pourrait expliquer cette augmentation rapide, l'humidité étant à nouveau suffisante pour déclencher l'activité des microorganismes (Goulden *et al.*, 2004). Les valeurs minimales s'observent au cours de la saison sèche. L'efficacité quantique ( $\alpha$ ) plafonne également en saison humide jusqu'à des valeurs pouvant atteindre  $0,06 \mu\text{mol} \mu\text{mol}^{-1}$ , bien que beaucoup plus fluctuante que les deux autres paramètres de par son degré d'incertitude plus important (Fig. 4.7b) qui ne permet une analyse plus fine des fluctuations. Les coefficients de détermination des régressions non-linéaires (Michaelis-Menten) décadaires varient de 0.15 à 0.86 selon la période de l'année et sont illustrés en Fig. 4.7c.



**Fig. 4.7.** Evolution décennale saisonnière des paramètres déduits de l'Eq.3 : (a) Echange net de l'écosystème à saturation (P1500) (courbe noire) (la numérotation montre les faux départs), respiration de jour Rd (courbe grise), (b) efficacité quantique ( $\alpha$ ) et (c) coefficient de détermination des régressions non linéaires ( $R^2$ ). Les barres d'erreurs représentent l'erreur standard.

### 4.3.2.2. Influences des variables abiotiques

#### 4.3.2.2.1. Echelle journalière

La réponse de la NEE au PPFD est clairement mise en évidence pour les deux saisons, cette dernière augmentant en valeur négative avec le rayonnement. Cependant, la réponse de la NEE au rayonnement diffère en fonction de la période de la journée : la NEE est en moyenne plus élevée en matinée qu'en seconde partie de journée, ce qui se traduit par une hystérèse (Fig. 4.8) et par une dissymétrie de l'évolution journalière de la NEE (Fig. 4.6). Cette réponse différenciée suggère que des conditions distinctes (climatiques ou édaphiques) caractérisent ces deux périodes, différence qui pourrait avoir un effet sur la respiration (e.g. augmentation l'après-midi) ou sur l'assimilation (e.g. diminution l'après-midi). Dans le premier cas, l'augmentation de température au cours de la journée pourrait être à l'origine du patron observé, aboutissant à une augmentation de la respiration et par conséquent à une baisse de la NEE. Dans le second cas, une augmentation de VPD couplée à une diminution de l'humidité du sol (Fig. 4.4) pourrait induire une fermeture stomatique limitant l'assimilation. Ces hypothèses restent cependant à vérifier. Rappelons toutefois que le contenu en eau du sol suit une évolution non symétrique au cours de la journée (Fig. 4.4).

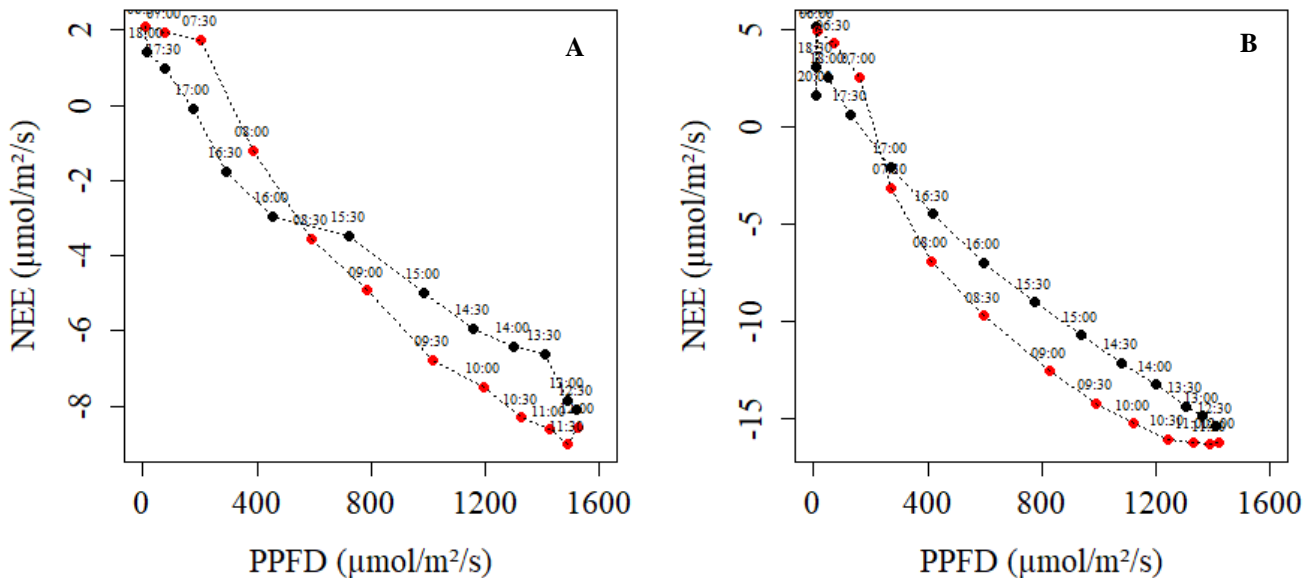
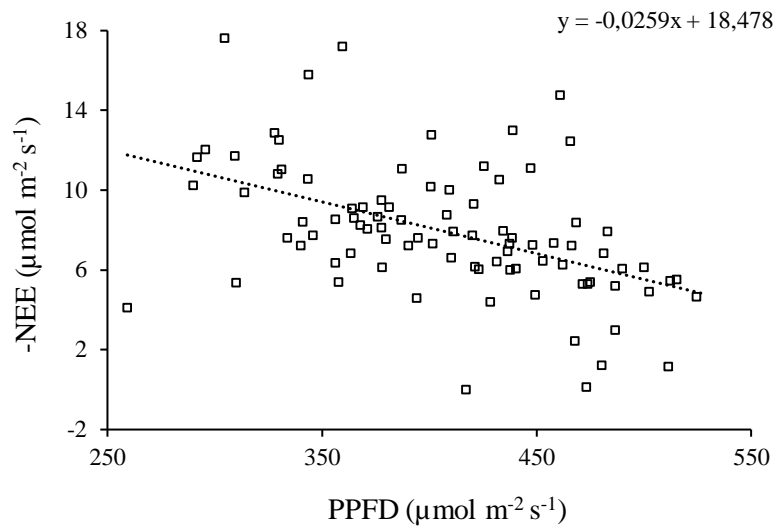


Fig 4.8. Réponse moyenne de la NEE en fonction du PPFD au cours d'une journée pour (a) la saison sèche et (b) la saison humide, avec une distinction des valeurs du matin (rouge) et de l'après-midi (noir).

4.3.2.2.2. Echelle saisonnière

4.3.2.2.2.1. Impact sur la NEE

La relation entre la NEE et le PPFD à l'échelle décadaire en saison humide diffère totalement de la relation journalière. En effet, le puits de carbone semble plus important à faible rayonnement (Fig. 4.9). Cette relation est hautement significative ( $p$ -value  $< 0.00001$ ,  $r^2 = 0.23$ ). Plusieurs hypothèses pourraient expliquer cette relation négative. La première suppose qu'en lumière diffuse et à rayonnement égal, l'assimilation est plus efficace qu'en lumière directe (Gu *et al.*, 2002). Ensuite, il se pourrait que la tendance observée soit le résultat d'une diminution du VPD avec la chute de PPFD, limitant le stress hydrique et la fermeture stomatique. Enfin, il pourrait s'agir d'une diminution de la respiration, indirectement influencée par le PPFD (i.e. augmentation de la température moyenne).



**Fig. 4.9** Evolution de l'opposé de la NEE moyenne décadaire en fonction du PPFD moyen décadaire en saison humide. Régression linéaire (ligne discontinue).

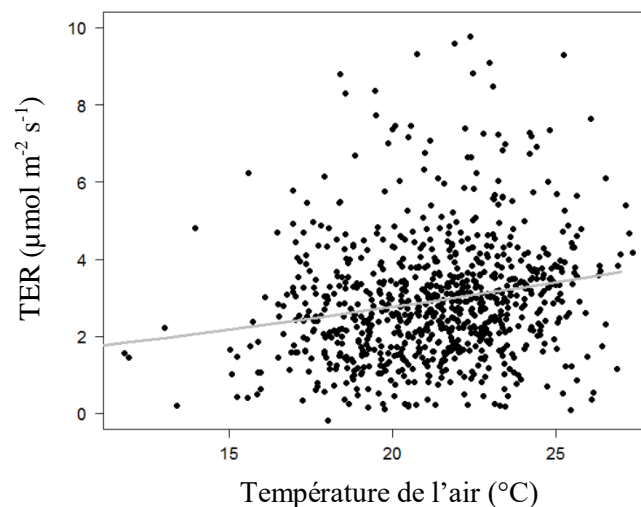
4.3.2.2.2.2. Impact sur la respiration

Malgré le faible  $r^2$  (0.04), un effet très hautement significatif a été mis en évidence entre la respiration nocturne (TER) et la température de l'air en saison sèche ( $p$ -value  $< 0.001$ ,  $n=824$ ) (Fig. 4.10). En accord avec les modèles connus de respiration, ces deux variables ont été liées par une loi d'Arrhénius modifiée (Lloyd & Taylor, 1994) :

$$NEE = R_{10} \exp \left\{ a \left( \frac{1}{56.02} - \frac{1}{T_b + 46.02} \right) \right\} \quad (5)$$

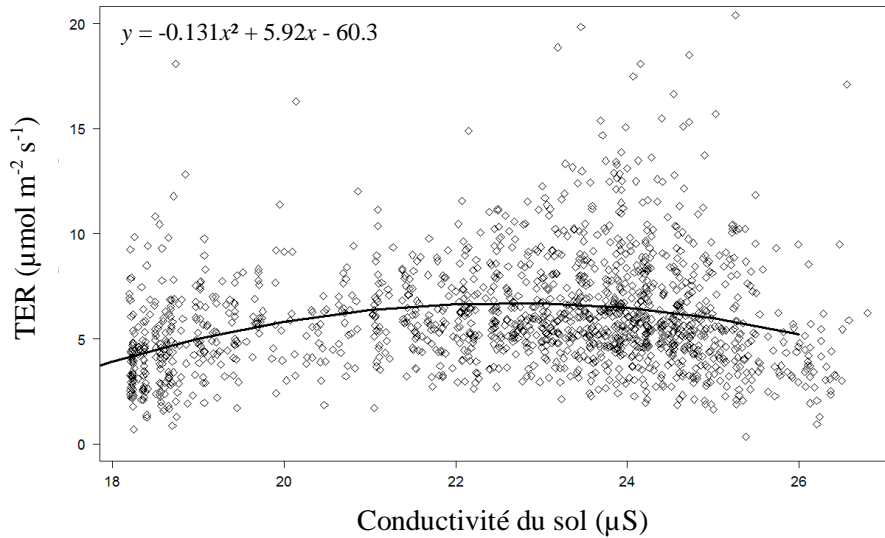
Où  $R_{10}$  est la respiration à 10°C ( $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $a$  est l'énergie d'activation ou encore la sensibilité de la respiration suite à une augmentation de un degré et  $T_b$  est la température de l'air (°C).

Un  $R_{10}$  de  $1.64 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$  ainsi qu'un  $a$  de 193.2 ont été obtenus à l'issue du modèle. L'énergie d'activation est ici plus faible que celle proposée par Lloyd & Taylor (1994), de 308.56, suggérant une sensibilité moindre de la respiration avec une augmentation de température en saison sèche. Une hétéroscédasticité des résidus du modèle a été décelée, ce qui pourrait remettre en question l'utilisation de la loi d'Arrhenius pour la modélisation.



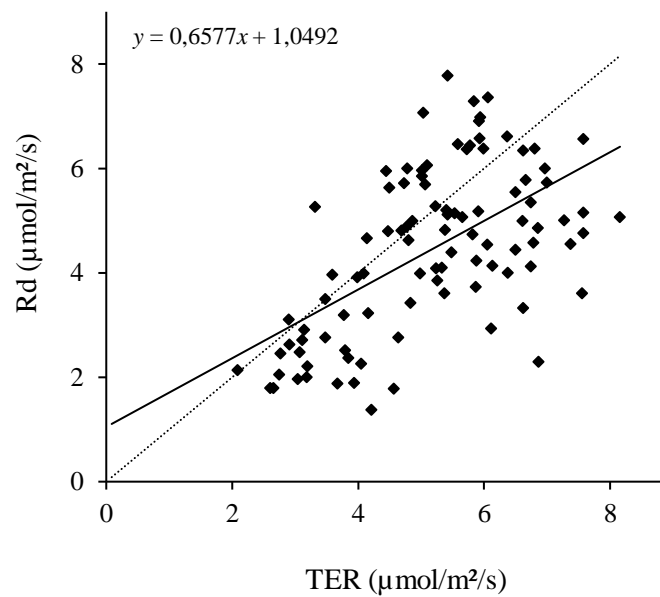
**Fig. 4.10** Flux instantanés de nuit (21h00-03h00) (TER) corrigés (bonne qualité, filtrage  $u^*$ ) en fonction de la température de l'air pour la saison sèche. Régression non linéaire selon l'éq.5 (courbe grise).

Cette dépendance à la température n'a pas été observée en saison humide. Par ailleurs, la respiration de nuit est liée à l'humidité du sol, cette relation pouvant être décrite par une loi polynomiale ( $p$ -value  $< 0.001$  pour tous les paramètres de la régression,  $r^2=0.08$ ,  $n=1477$ ) (Fig. 4.11). Plus précisément, on constate, à faible humidité du sol, une augmentation de la TER avec l'humidité suivie par une stabilisation (optimum vers  $23 \mu\text{S}$ ) et une diminution. Ceci suggère, d'une part, que l'humidité est bel et bien limitante en saison sèche pour les micro-organismes (Raich *et al.*, 1985). D'autre part, lorsque les sols sont saturés d'eau, la respiration est moindre. Ce phénomène a déjà été démontré pour des écosystèmes tropicaux amazoniens (Sotta *et al.* 2004; Valentini *et al.*, 2008) et peut s'expliquer par une augmentation des conditions anaérobies avec l'humidité, la disponibilité en oxygène et la diffusion étant alors plus faibles. La réponse est particulièrement bien développée pour des sols riches en argiles (e.g. peu drainants) (Davidson *et al.*, 2000 ; Sotta *et al.*, 2004).



**Fig. 4.11.** Flux instantanés de nuit corrigés (21h00-03h00) (TER) en fonction de l'humidité du sol à 10 cm de profondeur. Régression non linéaire du type polynomiale (courbe noire).

La respiration noire, obtenue par régression non linéaire (section 3.1.4), est corrélée à la respiration de nuit (p-value < 0.001,  $r^2=0.34$ ,  $n = 95$ ) et présente les mêmes ordres de grandeur (Fig. 4.12). Ces deux variables ayant été obtenues par des méthodes différentes à partir de données indépendants, ceci conforte dans la robustesse du set de données utilisé. Notons enfin qu'aucune corrélation n'a pu être observée entre l'humidité du sol et la respiration diurne décaidaire modélisée en saison humide.

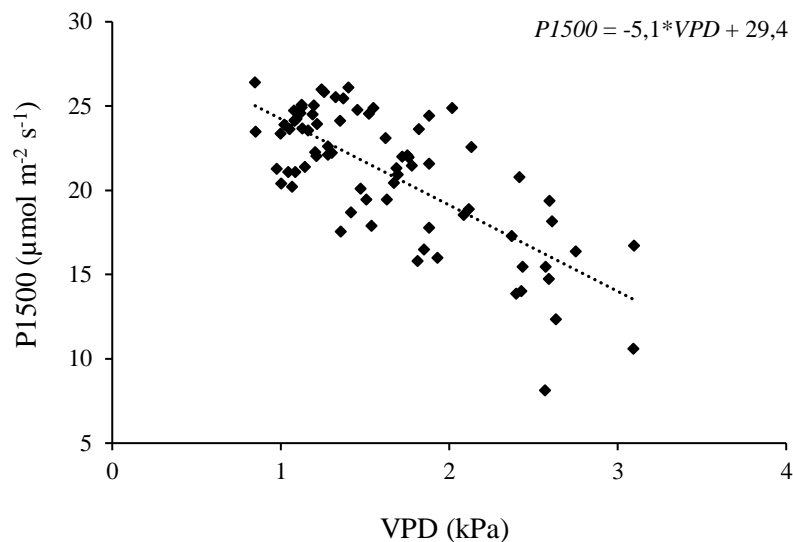


**Fig. 4.12.** Respiration décaidaire de jour (Rd) en fonction de la médiane décaidaire de la respiration de nuit (TER) (erreur standard < 4.5). Régression linéaire (ligne continue) et bissectrice (ligne discontinue).

4.3.2.2.2.3. Impact sur la P1500

A l'échelle décadaire, l'effet du VPD sur la P1500 est négatif et très hautement significatif en saison humide ( $p$ -value  $< 0.00001$ ,  $r^2=0.55$ ,  $n=76$ ) (Fig. 4.13). Cette corrélation se maintient ( $p$ -value = 0.004,  $r^2 = 0.24$ ) durant les mois les plus humides (juillet, août et septembre). Ce résultat montre que la capacité maximale d'assimilation est bel et bien affectée si le déficit de pression de vapeur augmente. En effet, pour des valeurs de VPD élevées, la photosynthèse est limitée par la fermeture stomatique. Cette réaction physiologique est nécessaire pour limiter l'évapotranspiration et le flétrissement. Il se peut que cette réaction stomatique soit similaire à celle responsable de la dissymétrie de l'évolution de la NEE au cours d'une journée (Fig. 4.6 et 4.8). La corrélation se maintient en considérant uniquement les mois de juillet, août et septembre.

La P1500 est moins corrélée à l'humidité du sol à l'échelle de la saison humide. Toutefois, la saisonnalité de la P1500, tout comme l'efficacité quantique et la respiration, s'accorde avec l'augmentation de la disponibilité en eau (Fig. 4.2b, 4.7a et 4.7b), marquant le début de la période des pluies.



**Fig. 4.13.** Flux net de l'écosystème à saturation décadaire (P1500) en fonction de la moyenne diurne décadaire du déficit de pression de vapeur (VPD) en saison humide. Régression linéaire (ligne discontinue).

#### 4.4. Indice de végétation

L'évolution moyenne saisonnière de l'indice de végétation issu des données satellites est présentée en Fig. 4.14 pour les neuf pixels à proximité de la tour (cf. Fig. 3.4, pixels 31, 32, 33, 40, 41, 42, 49, 50,51) et la moyenne de tous les pixels.

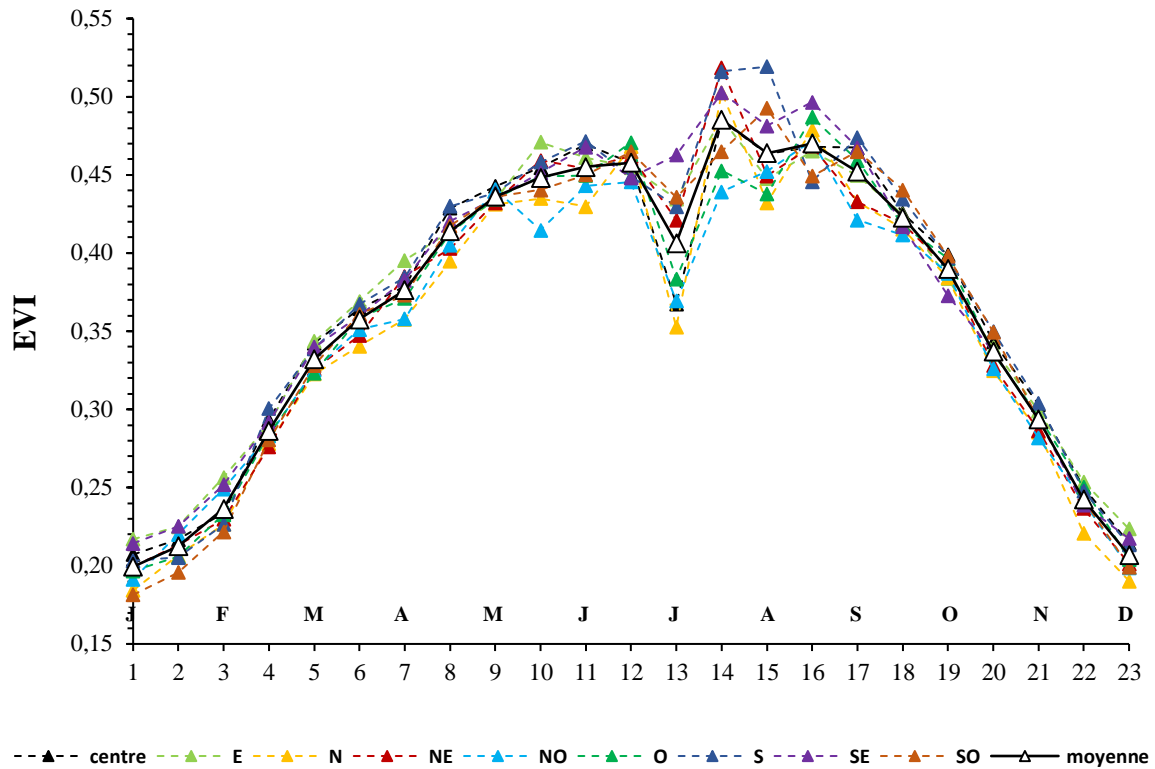


Fig. 4.14. Evolution saisonnière (moyenne de 2001 à 2012) de l'EVI des huit pixels (nord, nord-est, est, sud-est, sud, sud-ouest, ouest et nord-ouest) autour de la tour, du pixel central (centre) et de la moyenne de tous les pixels.

Sans surprise, les valeurs maximales se retrouvent en période humide, avec un pic au mois d'août (Fig. 4.15). Les pics de diminution traduisent l'effet des passages nuageux, persistants à cette époque de l'année (juillet) (Gond, comm. pers.).

La saisonnalité de l'EVI à Bellefoungou (moyenne : 0.36, écart-type : 0.095) ressemble à la saisonnalité de l'EVI des savanes. En effet, l'EVI des savanes du domaine soudano-guinéen (moyenne : 0.38, écart-type : 0.12) peut descendre en-dessous de 0.2 en saison sèche (faible activité photosynthétique) et sature à hauteur de 0.5 en saison humide (Gond *et al.*, 2013). Mais pour certains pixels, l'EVI atteint également des valeurs supérieures à 0.5 et l'indice peut être supérieur à 0.2 en saison sèche, indiquant une activité photosynthétique supérieure à celle des savanes à cette période de l'année. Cette forte saisonnalité suggère que les espèces ligneuses perdent leurs feuilles en saison sèche, ce qui est le cas de l'espèce dominante *I. doka*, espèce caractérisée de « semi-sempervirente » par Seghieri *et al.* (2009).

En comparant les valeurs d'EVI des pixels les plus antagonistes à la moyenne spatiale (Fig. 4.15), on constate qu'un contraste apparaît après la saison des pluies (de fin novembre à fin février) : entre les pixels en région nord et sud-ouest et ceux des régions est et sud-est (42 et 51). Ce résultat démontre une hétérogénéité spatiale entre décembre et février. Il est possible que l'hétérogénéité observée soit due à *I. doka*, ayant renouvelé ses feuilles et redémarré son activité photosynthétique à cette période. Cette caractéristique phénologique pourrait être la cause des différences d'EVI observées entre les pixels dans le cas où la distribution de *I. doka* ne serait pas homogène autour de la tour. Par ailleurs, les écarts mesurés semblent confirmer la distribution hétérogène du couvert foliaire (Fig. 2.7). La variabilité spatiale détectée pourrait engendrer une hétérogénéité des flux avec la direction du vent à cette période de l'année. Nous tenterons de vérifier cette hypothèse en section 4.7.

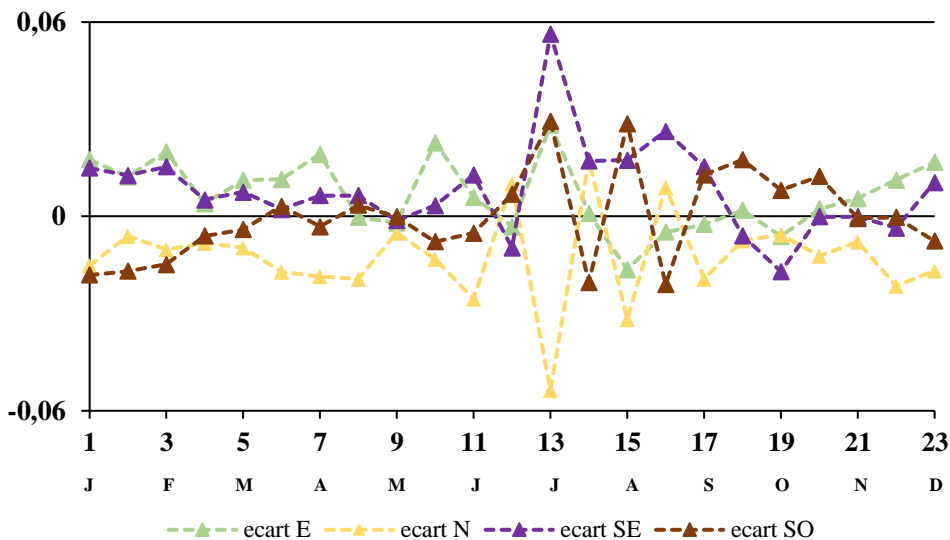
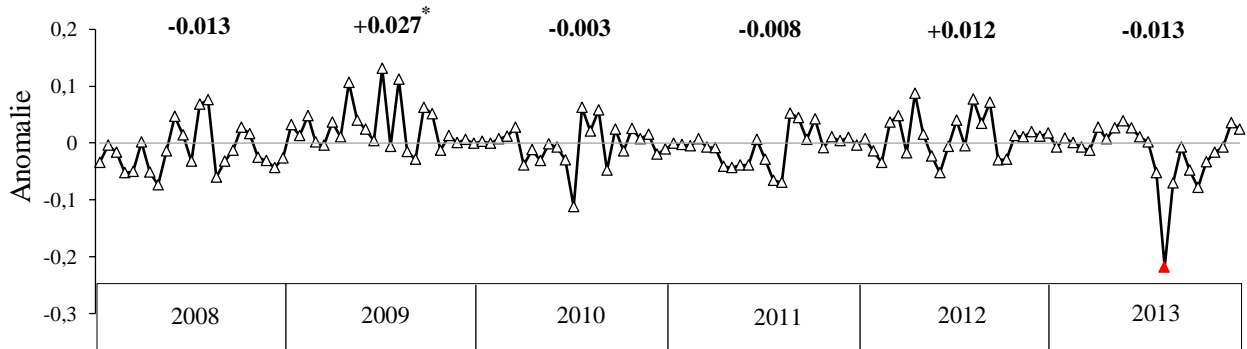


Fig. 4.15. Ecart à l'EVI des quatre pixels antagonistes (nord, est, sud-est et sud-ouest) par rapport à la moyenne locale

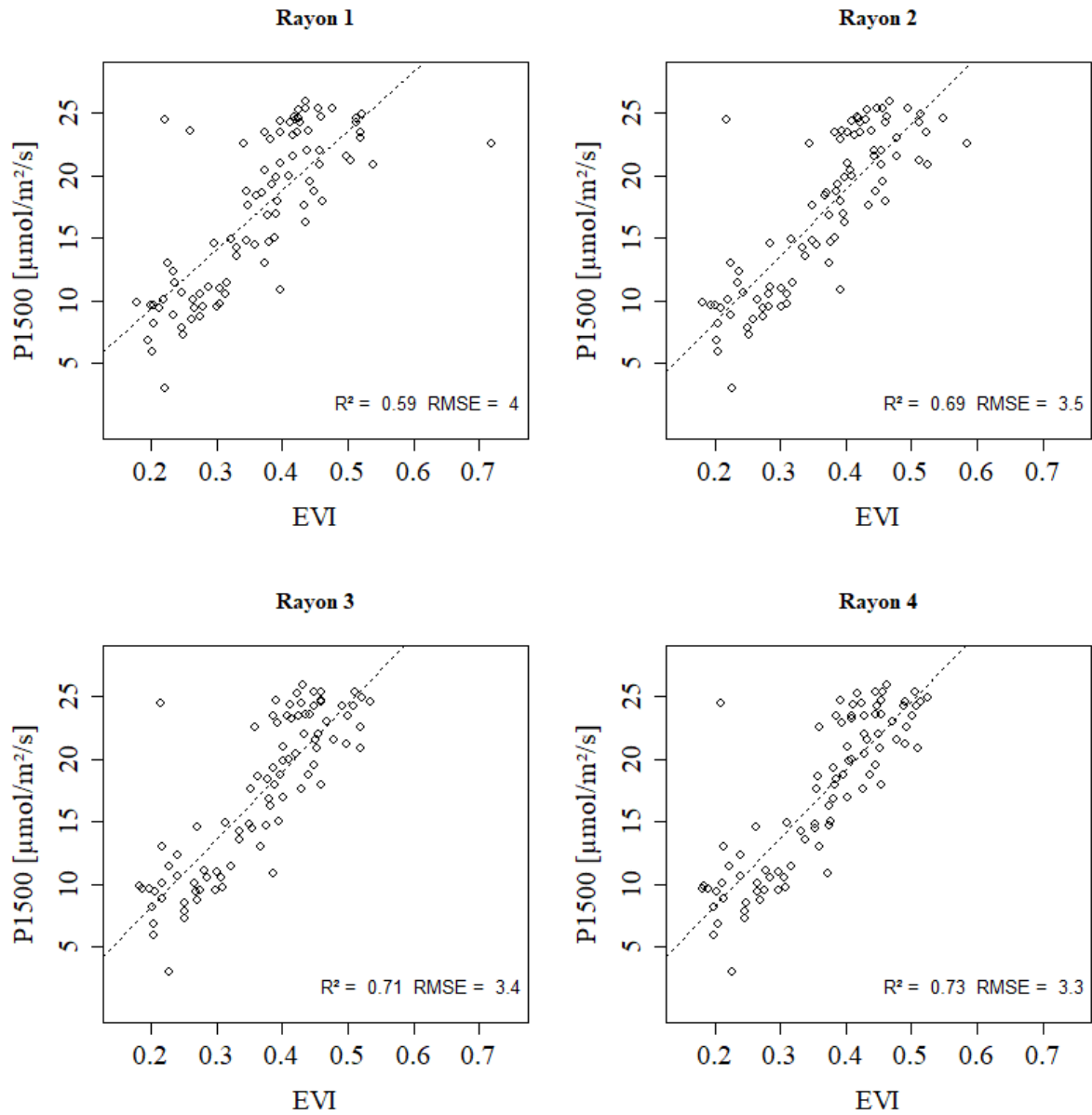
Les anomalies d'EVI de 2008 à 2013 ont également été analysées (Fig. 4.16) dans le rayon 2 (Fig. 2.6 et 3.4), ce rayon étant plus représentatif pour des raisons qui seront explicitées ci-dessous. On remarque de nombreuses fluctuations par rapport à la moyenne, aussi bien en saison sèche qu'en saison humide. On notera toutefois une stabilisation presque systématique en fin d'année. L'année 2009 possède une anomalie significativement supérieure à zéro (+0.03) et aux anomalies de 2013, 2011 et 2008. En effet, en 2009, l'écart est presque toujours positif, patron également observé mais moins marqué en 2012. Les années 2012, 2009 et 2010 sont semblables en termes d'EVI, l'année 2010 se rapprochant le plus de la normale, avec une moyenne de -0.003. Il est à noter que l'anomalie négative au jour 209 de 2013 (point rouge) a

probablement été causée par une couverture nuageuse importante et persistante. L'étude de variabilité ci-dessus n'a pas considéré ce point.



**Fig. 4.16.** Anomalie de l'EVI par semaine de janvier 2008 à décembre 2013 et anomalies moyennes annuelles. L'étoile indique l'anomalie significativement différente de zéro.

L'indice de végétation a pu être relié aux valeurs absolues de P1500, à l'échelle d'une semaine et pour chaque rayon concentrique (de 1 à 4, soit d'un rayon de 325m à 1125 m) (Fig. 4.17). Les corrélations issues des quatre modèles sont très hautement significatives ( $p\text{-value} < 2.2e^{-16}$ ). Les coefficients de détermination ( $r^2$ ) vont de 0.59 à 0.73, du rayon le plus petit au plus grand, respectivement. L'erreur résiduelle (RMSE) diminue également si l'on considère une fenêtre spatiale plus large. Cette diminution est toutefois minime, la différence entre les résidus des modèles n'étant pas significative. Le *footprint* étant de l'ordre de de 4,5 à 6,5 ha (soit maximum 250 m de rayon) (Mamadou, 2014), il serait logique de considérer le rayon 1 pour les analyses. Cependant, l'amélioration apportée en considérant le rayon 2 montre que potentiellement, la corrélation pourrait être davantage meilleure entre l'EVI et la P1500. En effet, en considérant un rayon plus large, nous réduisons le bruit occasionné par les *artefacts*. Par ailleurs, on peut remarquer la présence systématique d'un *outlier* pour les quatre rayons, avec un EVI à peine supérieur à 0.2 malgré une forte capacité photosynthétique. Il est possible qu'une couverture nuageuse ait été présente sur l'ensemble des pixels durant cette semaine, correspondant à la période du 28/07/2013 au 12/08/13. La variabilité restante pourrait alors provenir de la méthode d'extraction de l'EVI, basé sur la qualité de l'image spectrale et de la variabilité liée à l'estimation du paramètre P1500. En définitive, ce résultat montre que l'EVI peut rendre compte de la variabilité saisonnière des flux. Dans la suite de ce manuscrit, le rayon 2 sera conservé dans les analyses.



**Fig. 4.17.** Flux net de l'écosystème à saturation à l'échelle d'une semaine (P1500) en fonction de l'indice de végétation (EVI) de la semaine correspondante, pour les quatre secteurs. Régression linéaire (ligne discontinue), coefficient de détermination ( $R^2$ ) et carré moyen résiduel (RMSE).

#### **4.5. Séquestration annuelle : la forêt de Bellefougou est-elle une source ou un puits de carbone ?**

En moyenne, la forêt se comporte comme un puits net de carbone, se situant entre 620 (sans filtrage  $u^*$ ) et 490  $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$  (avec filtrage  $u^*$ ) (Fig. 4.18). Le fait de considérer le filtrage  $u^*$  mène à une surreprésentation des conditions d'instabilité atmosphérique. En effet, les conditions de stabilité sont contrôlées par le paramètre  $u^*$  et les flux correspondants sont remplacés par des flux représentatifs de conditions instables. Ceci permet de remédier, en partie, au problème de non prise en compte du stockage (section 3.1.2). Toutefois, le déstockage provoqué par l'inversion thermique en début de journée s'ajoute systématiquement au bilan, ce qui mène à un « double comptage » des flux nocturnes (Aubinet *et al.*, 2000). Dans ces conditions, la force du puits est donc sous-estimée. En revanche, en omettant le filtrage  $u^*$  et le flux de stockage, la force du puits est surestimée. Les deux estimations fournissent donc une « fourchette » dans laquelle se situe la NEE. Soulignons toutefois que cette estimation reste affectée d'une incertitude additionnelle de quelques dizaines de  $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$  étant donné la sensibilité de la somme annuelle aux erreurs résiduelles (Richardson *et al.*, 2012) aussi bien aléatoires que systématiques.

Il est toutefois raisonnable de penser que la forêt de Bellefougou est, d'une part, un puits beaucoup plus important que les forêts tropicales humides amazoniennes dont le bilan est de -102  $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$  (Malhi *et al.*, 1998). Par ailleurs, l'estimation proposée ici est inférieure à celle qui avait été calculée par Ago *et al.* (2016) pour le même site. La période sur laquelle se base nos estimations permet de capter davantage la variabilité des conditions climatiques et par conséquent de mieux représenter les échanges de  $\text{CO}_2$ . De plus, la méthode employée pour le filtrage et l'estimation des données manquantes peut mener à des résultats différents pour un même site (Falge *et al.*, 2001).

Brümmer *et al.* (2008) ont estimé un puits de  $453 \pm 140 \text{ gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$  pour une savane arbustive du Burkina Faso (précipitations moyennes : 926  $\text{mm an}^{-1}$ ), en climat soudanien et Quansah *et al.* (2015) ont évalué le flux net moyen d'une savane soudanienne du Burkina Faso (mosaïque de savane arbustive et arborée, composée notamment d'*I. doka*) à  $-387 \text{ gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$ . En définitive, comme tous les autres sites, la forêt de Bellefougou est un puits et son intensité se situe dans la norme des observations.

Les savanes précitées sont des sources nettes de carbone jusqu'en milieu de saison humide, ce qui n'est pas le cas pour la forêt de Bellefougou (Fig. 4.18). En effet, celle-ci reste en

moyenne un puits net de carbone tout au long de l'année excepté durant le mois de décembre (décade 36) où le bilan est presque nul voire positif ( $+2,2 \text{ gC m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ) (Fig. 4.18). Ensuite, dès fin décembre, la NEE augmente de manière constante en valeur négative, l'augmentation étant la plus importante en milieu de saison humide (décades 18 à 24). Le maximum ( $-25$  à  $-30 \text{ gC m}^{-2} \text{ decade}^{-1}$ ) est atteint en juillet (décades 19 et 20). Une stabilisation s'observe à partir de la décade 31, correspondant au mois de novembre et à une baisse de l'activité photosynthétique (Fig. 4.14).

De manière plus globale, si l'on considère la période sèche dans son entièreté, la NEE moyenne est de  $-0,57 \text{ gC m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ . En saison humide, la moyenne s'élève à  $-1,84 \text{ gC m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ , soit plus du double. L'arrivée des précipitations favorisent en effet la respiration mais aussi l'assimilation (Fig. 4.7b) et celle-ci prend le dessus sur le bilan pour renforcer le puits.

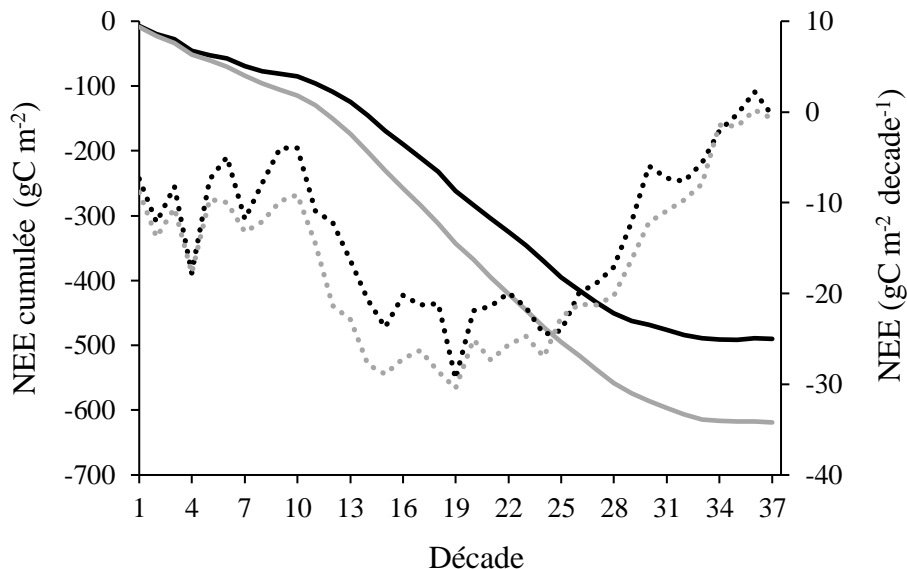


Fig 4.18. Evolution moyenne saisonnière de la NEE cumulée (courbes continues) et décadaire (courbes discontinues) avec correction  $u^*$  (courbes noires) et sans correction  $u^*$  (courbes grises).

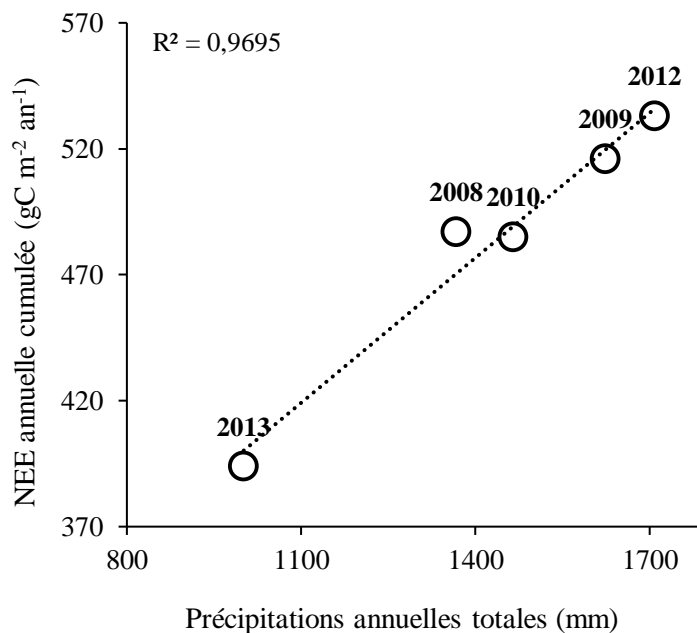
#### 4.6. Variabilité interannuelle des flux et de l'EVI et variables climatiques motrices

Le tableau 4.3. reprend, pour chaque année, les cumuls annuels de la NEE ainsi que les anomalies moyennes annuelles de différents paramètres (i.e. EVI, précipitations, NEE, P1500 et Rd). Au vu des résultats, il se confirme que la forêt se comporte chaque année comme un puits de carbone, celui-ci étant le plus important en 2012 et en 2009. La séquestration annuelle est la moins élevée en 2013. Les années 2008 et 2010 contiennent plus de 75 pour cent de

données artificielles. Il est donc logique d'observer des estimations de cumuls annuels se rapprochant d'une année moyenne. L'année 2011 est la plus artificielle et ne sera pas utilisée pour l'étude de la variabilité interannuelle pour des raisons explicitées en section 3.1.4.

Une variabilité interannuelle du bilan net a pu être détectée sur nos six années de mesures. Plus particulièrement, au cours de l'année 2009 et 2012, la forêt a séquestré en moyenne beaucoup plus de carbone qu'en 2013. Cette constatation s'appuie à la fois sur les cumuls annuels et les anomalies : l'année 2013 se caractérise par une NEE supérieure à la normale et est significativement différente ( $p$ -value = 0.004) de l'année 2009. Nous allons à présent tenter d'identifier la source de cette variabilité.

Si l'on étudie toutes les corrélations entre chaque variable, aucune corrélation significative n'apparaît, excepté entre la NEE et les précipitations ( $p$ -value = 0.002,  $r^2 = 0.97$ ,  $n = 5$ ) (Fig. 4.19). Cette corrélation persiste dans le cas où l'année 2013 n'est pas considérée dans la comparaison. Ce résultat important confirme notre hypothèse de départ, suggérant un effet positif des précipitations sur la force du puits. Ceci signifie également qu'au-delà de l'échelle saisonnière, la NEE maintient une certaine sensibilité aux fluctuations du régime pluviométrique.



**Fig 4.19.** NEE annuelle cumulée en fonction des précipitations cumulées. Régression linéaire (ligne discontinue).

L'absence de corrélation pour les autres comparaisons pourrait s'expliquer par un manque de données, par un *gapfilling* qui gomme les différences, par l'approche statistique utilisée (i.e. régression linéaire), par du bruit (i.e. estimations des paramètres Rd et P1500 et bruit associé à l'EVI) ou encore par l'absence de différence marquée pour permettre une corrélation significative. Pourtant, deux comportements antagonistes se distinguent clairement : d'un côté, les années les plus humides séquestrant plus de carbone (NEE davantage négative), possédant un EVI en moyenne plus élevé tout en respirant moins (Rd plus faible) et de l'autre, les années les plus sèches au comportement opposé menant à une séquestration annuelle plus faible. Les tests statistiques repris dans le tableau 4.4 fournissent un chiffrage de l'intensité des différences (test *t* de Student) entre ces deux groupes d'années, aux conditions climatiques distinctes. Ces tests permettront de rejeter ou non les différences observées.

Au vu des résultats (Tableau 4.4), il est possible de confirmer la plupart des tendances observées. D'une part, le puits est le plus important pour les années 2009 et 2012. Cette différence disparaît lorsque l'on considère uniquement la saison humide. Ensuite, l'EVI est significativement plus élevé par rapport aux années moins humides, suggérant une couverture végétale plus développée lorsque la disponibilité en eau est plus importante. La différence se marque davantage si l'on considère l'entièreté des anomalies (deuxième colonne). Enfin, la respiration est significativement plus élevée en 2013 par rapport aux années humides où la respiration est moindre. Cette série de constatations confirme l'augmentation du puits durant les périodes les plus humides.

La variabilité de la P1500 est, quant à elle, beaucoup moins évidente (i.e. non significative), malgré une capacité photosynthétique plus élevée en 2009 et en 2012. Toutefois, si l'on étudie la corrélation entre les anomalies décennales de NEE et les anomalies de P1500, la relation est très hautement significative (( $p$ -value < 0.00001,  $r^2 = 0.24$ ,  $n = 61$ ) (Fig. 4.20). L'état de la végétation, indépendamment du rayonnement, a donc bel et bien un impact sur la force du puits et parvient à expliquer 24 pour cent de la variabilité interannuelle. Cette tendance se confirme avec les anomalies par semaines de l'EVI, corrélées aux anomalies de P1500 ( $p$ -value < 0.01,  $r^2=0.08$ ,  $n = 88$ ) (Fig. 4.21). Malgré le faible  $r^2$ , les anomalies d'activités végétales sont hautement corrélées aux anomalies de capacité photosynthétique. Ce résultat est également très important dans une optique de suivi de l'écosystème à plus large échelle temporelle. Ce lien est toutefois soumis à une variabilité importante, qui pourrait être liée à la méthode de calcul de l'EVI. En effet, celui-ci est conservé sur base de la meilleure image acquise en 16 jours. Par conséquent, les anomalies d'EVI sont calculées en comparant des pixels possédant

Travail de fin d'étude : Séquestration de carbone par une forêt claire au Bénin

**Tableau 4.3.** NEE totale annuelle et anomalie moyenne ( $\pm$  IC) de l'EVI, des précipitations, de la NEE, de la P1500 et de Rd et proportion de données gapfillées par année.

Année	NEE cumulée ( $\text{gC m}^{-2} \text{an}^{-1}$ )	Données gapfillées (%)	EVI (rayon 2)	Précipitations (mm)	NEE	P1500	Rd
2008	-487	80	-0.013	-16	$+0.03 \pm 0.21$	$-0.33 \pm 0.78$	$+0.35 \pm 0.35$
<b>2009</b>	-516	<b>64</b>	$+0.027$	+240	$-0.07 \pm 0.15$	$+0.16 \pm 0.59$	$-0.49 \pm 0.27$
2010	-485	77	-0.003	+82	$+0.08 \pm 0.19$	$-0.95 \pm 0.93$	$+0.21 \pm 0.43$
2011	(-530)	94	-0.008	-251	/	/	/
<b>2012</b>	-533	<b>67</b>	$+0.012$	+325	$-0.10 \pm 0.16$	$+0.01 \pm 0.66$	$-0.09 \pm 0.30$
<b>2013</b>	-394	<b>47</b>	$-0.013^5$	-382	$+0.31 \pm 0.14$	$+0.25 \pm 0.56$	$+0.25 \pm 0.26$

**Tableau 4.4.** Moyennes ( $\pm$  IC) d'anomalies et de valeurs brutes en saison humide et/ou annuelles de l'indice de végétation (EVI), de la capacité photosynthétique (P1500), de la respiration noire (Rd), de l'échange net de l'écosystème (NEE) pour les deux groupes d'années antagonistes et p-value associées aux comparaisons de moyennes.

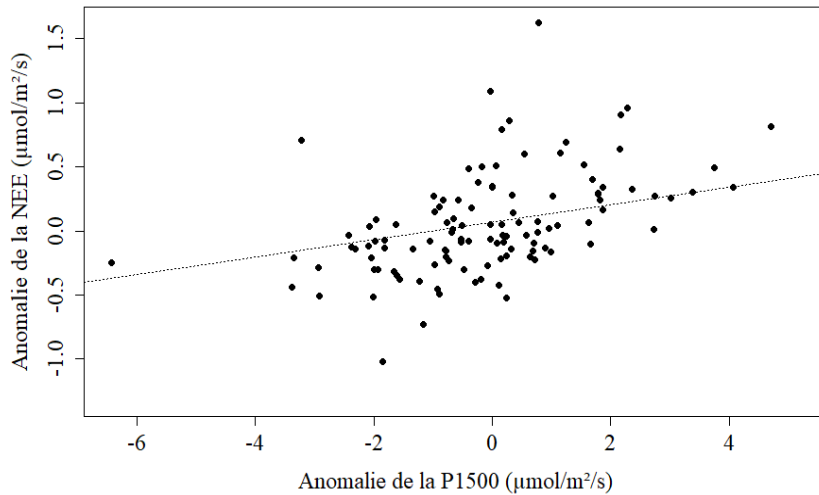
	EVI			P1500		Rd			NEE		
	EVI (saison humide <sup>6</sup> )	Anomalies	Anomalies (saison humide)	P1500 (saison humide)	Anomalies (saison humide)	Rd (saison humide)	Anomalies (saison humide)	Anomalies	NEE (saison humide)	Anomalies	Anomalies (saison humide)
<b>2009 et 2012</b> (Les plus humides)	$0.46 \pm 0.03$	$0,020 \pm 0.011$	$0.024 \pm 0.023$	$-21.31 \pm 1.20$	$0.131 \pm 0.561$	$5.011 \pm 0.322$	$-0.297 \pm 0.252$	$-0.346 \pm 0.252$	$-2.1 \pm 0.17$	$-0.08 \pm 0.11$	$-0.07 \pm 0.16$
<b>2013, 2011, 2010 et 2008<sup>7</sup></b> (Les moins humides)	$0.43 \pm 0.02$	$-0,008 \pm 0.011$	$-0.006 \pm 0.016$	$-20.32 \pm 1.58$	$0.060 \pm 0.595$	$5.616 \pm 0.341$	$0.341 \pm 0.267$	$0.222 \pm 0.252$	$-1.88 \pm 0.24$	$0.31 \pm 0.14$	$0.31 \pm 0.16$
<b>p-value (test t de Student)</b>	0.058	< 0.001	0.036	0.385	0.863	0.012	0.001	0.001	0.138	< 0.001	0.682

<sup>5</sup> Vaut -0.006 sans le point *Outlier*

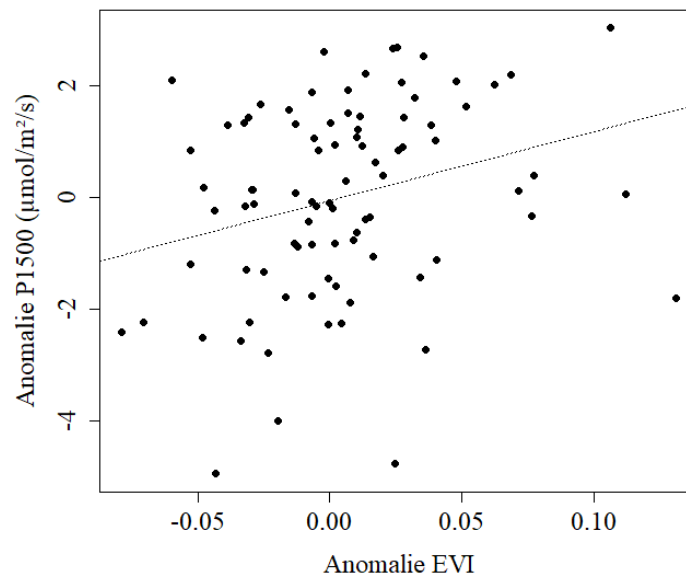
<sup>6</sup> Jours 145 à 257

<sup>7</sup> Seule subsiste l'année 2013 dans le cas où les conditions d'applications ne sont pas respectées ou dans le cas d'un effectif trop faible

des dates d'acquisition différentes, engendrant du bruit supplémentaire dans les données. Cet effet pourrait se réduire à l'aide d'une série temporelle plus longue, la probabilité de comparer des valeurs extrêmes étant cette fois limitée.



**Fig. 4.20.** Anomalies décennales de NEE en fonction des anomalies décennales de P1500. Régression linéaire (ligne discontinue)



**Fig. 4.21.** Anomalies de P1500 en fonction des anomalies d'EVI, à l'échelle d'une semaine. Régression linéaire (ligne discontinue).

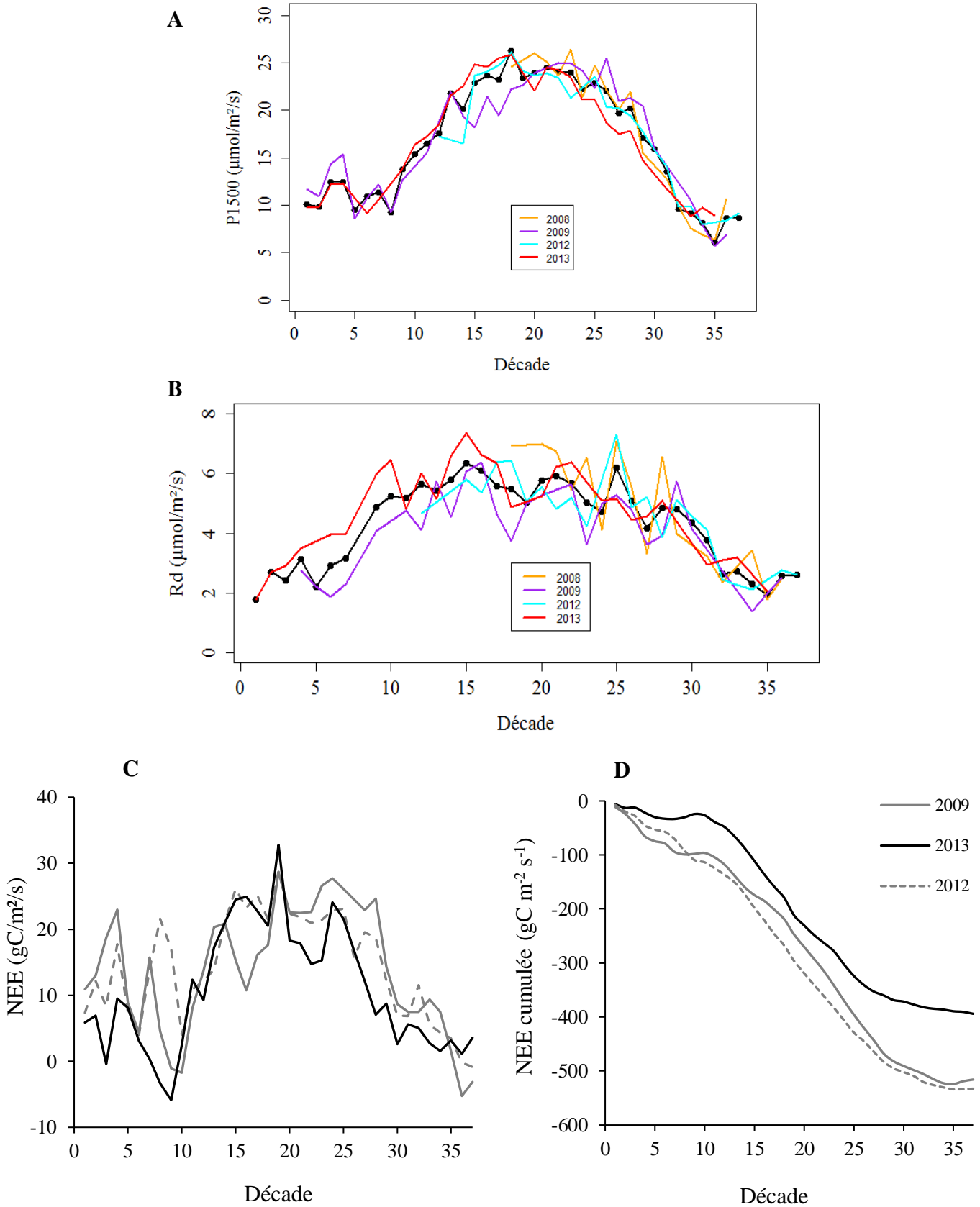
La disparition de la variabilité de la P1500 à l'échelle interannuelle pourrait s'expliquer par une compensation des anomalies décennales au cours de l'année. Cette compensation étant moindre pour la respiration, c'est ce dernier paramètre qui détermine la variabilité interannuelle. Cette hypothèse est plus ou moins vérifiable en observant l'évolution saisonnière comparée des paramètres P1500 et Rd (Fig. 4.22a et 4.22b). La P1500 est fluctuante tout au long de l'année et lorsque l'on compare 2009 et 2013, les anomalies positives semblent compenser les

anomalies négatives. En effet, la P1500 en 2013 atteint son maximum plus tôt que la P1500 en 2009 mais chute également de manière plus précoce. Cette compensation pourrait s'expliquer par un décalage de la saison de végétation, lequel décalage n'a pas d'impact à l'échelle annuelle.

Les précédentes constatations ne sont plus valables pour la respiration noire. Plus particulièrement, la respiration est nettement supérieure en 2013 et moindre en 2009. Cet écart, bien que réduit à partir de la saison humide, se maintient presque toute l'année ce qui se traduit par un puits moins important en 2013 (Fig. 4.22c et 4.22d).

Les écarts d'échange net (NEE) sont d'ailleurs les plus importants durant les décades 2 à 9 (Fig. 4.22c), en ligne avec les écarts de respiration. Par ailleurs, la NEE peine à augmenter en valeur négative à cette même période (Fig. 4.22d), le pallier précédant la saison humide étant beaucoup plus long que pour les autres années.

En définitive, les précipitations plus élevées induisent à la fois un développement végétatif (EVI) plus marqué et un taux de respiration plus faible. Les écarts de respirations synchronisés avec les écarts de NEE ainsi que les p-values associées aux comparaisons (tableau 4.4) convergent vers une diminution du puits provoquée essentiellement par des anomalies de respiration. Comme signalé plus haut, les anomalies de respiration sont surtout effectives durant la période de transition sèche-intermédiaire (décade de 5 à 10, soit de mi-février jusque début mai). Le début de l'année 2013 est caractérisé par un cumul de précipitations relativement normal (Fig. 4.3) mais suit toutefois la saison sèche la plus longue (Tableau 4.1 et Fig. 4.2). D'autres processus pourraient donc être à l'origine de la variabilité interannuelle détectée. Notamment, Sayer *et al.* (2007) ont démontré que l'augmentation de la quantité de litière au sol favorise le transfert de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère. Or, la phénologie des espèces semi-sempervirentes est dépendante des conditions environnementales. Leur stratégie leur permet d'éviter des conditions de stress hydrique et de transpiration excessive grâce à la chute des feuilles et à leur renouvellement un peu plus tard. Une saison sèche particulièrement contraignante pourrait donc aboutir à un dépôt de litière plus conséquent. A l'avenir, des mesures complémentaires spécifiques pourraient vérifier cette hypothèse.



**Fig. 4.22.** Evolutions saisonnières de la P1500 (a), de la respiration (Rd) (b) calculées par modélisations Michaelis-Menten pour chaque année ainsi qu'une année moyenne (courbe noire) et évolution de l'opposé de la NEE décadaire brute (c) et de la NEE cumulée (d) en 2009, 2012 et 2013

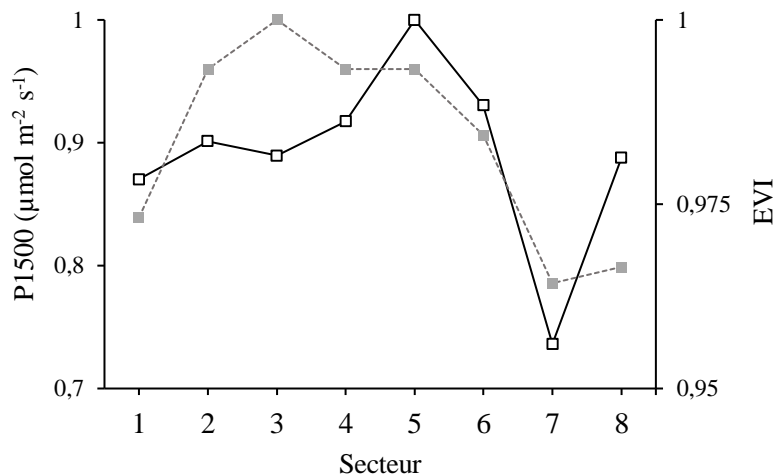
#### 4.7. Variabilité spatiale

Nous allons maintenant voir si l'hétérogénéité spatiale de l'EVI peut expliquer une éventuelle hétérogénéité des flux. Pour rappel, il existe une hétérogénéité spatiale de l'activité végétale en saison sèche et intermédiaire (fig. 4.15). Cet écart est moins identifiable en saison humide, le bruit étant assez important à cette période.

Tout d'abord, la P1500 ainsi que l'EVI moyen ont été calculés dans chaque secteur en saison humide. Les résultats sont présentés en fig. 4.23. La P1500 est maximale ( $25.3 \pm 1.3 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) dans le secteur 5 et minimale ( $18.6 \pm 1.8 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) dans le secteur 7. Malgré l'absence de corrélation significative entre l'indice de végétation et la P1500, l'EVI chute légèrement dans le secteur 7, tout comme la capacité maximale de séquestration. La différence d'EVI par rapport au maximum n'est toutefois pas significative ( $t$  student = 1.47).

La P1500 semble relativement stable en fonction du secteur, excepté dans le secteur 7 (différence par rapport à la moyenne =  $3,9 \mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ). Notons que cette diminution de la P1500 dans le secteur 7 se traduit également par une diminution de l'EVI, même si cette diminution n'est pas significative concernant l'indice de végétation. Une caractérisation plus précise de l'occupation du sol dans ce secteur pourrait aider à confirmer le patron observé.

La fréquence des vents en provenance du secteur 7 est très faible en saison humide (Fig. 4.1). De plus, la moyenne journalière de la direction du vent en période des pluies évolue de manière similaire d'une année à l'autre (Fig. 4.2), les vents étant majoritairement localisés entre 180 et 270 degrés (i.e. secteurs 5 et 6). La probabilité d'une variabilité interannuelle induite par un changement de direction du vent est donc assez réduite.



**Fig. 4.23.** Rapport au maximum de la P1500 (carrés blancs, trait noir continu) et rapport au maximum de l'EVI (carrés gris, trait gris discontinu) pour chaque secteur.

Ensuite, la même démarche a été effectuée pour étudier l'hétérogénéité spatiale des flux en saison sèche et intermédiaire (jours 1 à 89, semaines 1 à 5) durant lesquelles les différences spatiales d'EVI sont les plus importantes (Fig. 4.15). Les estimations de la séquestration maximale furent restreintes aux secteurs 1, 2, 3 et 8 étant donné un nombre insuffisant d'observations dans les autres secteurs. Les P1500 ont été calculées et valent -10.9, -9.3, -8.1 et -10.7  $\mu\text{mol CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , respectivement. L'EVI dans ces mêmes secteurs valent respectivement 0.35, 0.36, 0.36 et 0.34. On constate aisément que les différences observées ne peuvent s'expliquer mutuellement ; une baisse d'EVI ne se traduit pas par une diminution de la capacité maximale de séquestration. Notons toutefois que le nombre de données disponibles est beaucoup plus faible qu'en saison humide, rendant les estimations des paramètres moins robustes.

Nous n'avons pu démontrer le lien entre l'EVI et la P1500 à l'échelle spatiale. Il est à noter que l'incertitude liée à l'estimation du paramètre P1500 (surtout en saison sèche), un décalage de l'anémomètre sonique par rapport au nord, le bruit lié à l'EVI, la méthode de division en secteurs (nombre de secteurs considérés et mode de découpage), la résolution spatiale de l'EVI, ou encore la méthode d'agrégation de ce dernier sont autant de facteurs pouvant affecter la comparaison entre les deux paramètres étudiés.

Une analyse plus approfondie du *footprint* couplée à une analyse affinée de la distribution des espèces autour de la tour permettrait d'évaluer leur contribution aux flux et de détecter les éventuelles différences de capacité de séquestration. Malgré la classification en « forêt » (Fig. 2.5), il est possible qu'une distribution non homogène d'espèces autour de la tour de mesure mène à un contraste photosynthétique non négligeable.

#### **4.8. Faux départs**

Les flux présentent un maximum secondaire visible en début d'année (Fig. 4.18), caractérisé par un pic de séquestration avant le commencement des précipitations (décade 4) et un second pic (décade 7), induit par les premières précipitations. Ce patron s'observe tout particulièrement en 2009 (Fig. 4.7a, numéros 1 et 2). Le deuxième pic correspond aux premières précipitations, amorçant l'augmentation de l'humidité du sol (Fig. 4.2b, numéro 2). Ago *et al.* (2014) ont également observé ce type de « faux départ » pour une savane cultivée, en début de saison humide. En effet, une nouvelle période de sécheresse en mai induit une diminution de l'assimilation. Cette diminution est également visible dans notre jeu de données (Fig. 4.2b et 4.7a, chiffre 3). Une fois l'arrivée de nouvelles précipitations et l'humidité du sol stabilisée, la

P1500 augmente à nouveau. Ce comportement suggère une réactivité assez rapide de l'écosystème à la disponibilité en eau, tant en termes de respiration qu'en termes de potentiel de séquestration. Le premier pic observé, également très visible en 2009 (Fig. 4.7a, numéro 1), est quant à lui moins documenté, puisque les premières précipitations n'ont pas encore eu lieu et l'humidité du sol est constante aux profondeurs sondées. Durant cette courte période, l'augmentation de la NEE et l'augmentation simultanée de la P1500 en valeur négative suggère un accroissement du potentiel photosynthétique de la forêt, partiellement confirmée par les anomalies d'EVI durant les premières semaines de l'année 2009 (Fig. 4.17). Il est possible que cette modification soit déclenchée par le renouvellement foliaire d'*I. doka*. Seghieri *et al.* (2009) ont par ailleurs remarqué que ce ne sont pas les précipitations qui régulent la phénologie des espèces ligneuses pour cette région de l'Afrique. En parallèle, Mamadou (2014) a émis l'hypothèse d'une activité de transpiration de la forêt en saison sèche, activité confirmée au Burkina Faso : L'espèce *I. doka* possède un système racinaire performant ce qui rend possible le prélèvement d'eau dans les horizons profonds (Bationo *et al.*, 2001). La profondeur racinaire est d'ailleurs l'un des facteurs déterminant pour la longueur de la période de feuillaison et détermine l'intensité de la transpiration durant la plupart des périodes sèches (Do *et al.*, 1998; Do *et al.*, 2005; Do *et al.*, 2008). La diminution observée par après (Fig. 4.5 et 4.7a) en milieu de période intermédiaire est plus délicate à discuter. L'hypothèse d'un effet lié au changement de direction du vent semble rejetée de par l'analyse effectuée en section 4.7. Une autre cause plausible est proposée ici, demandant une confirmation *in situ* : la ressource en eau s'épuise dans les horizons profonds au cours de l'évapotranspiration, ce qui freine l'activité photosynthétique par fermeture stomatique. Cette hypothèse pourrait être vérifiée en mesurant la teneur en eau dans les horizons plus profonds.

## 5. Conclusion et perspectives

La présente étude utilise la plus longue série de données de flux de CO<sub>2</sub> mesurés par Eddy Covariance sur une forêt claire d'Afrique de l'Ouest. Cette source de données constitue une opportunité unique pour suivre et comprendre les modifications de la force de séquestration de carbone d'un écosystème, en lien avec les conditions climatiques.

L'un des objectifs clefs de ce travail était de fournir une estimation de la séquestration annuelle de carbone par la forêt et d'améliorer notre compréhension des mécanismes à l'origine de la variabilité du bilan net de l'écosystème à différentes échelles temporelles. Pour ce faire, nous avons complété les données de flux avec des données météorologiques et des mesures satellitaires d'activité végétale. En outre, nos estimations montrent que la forêt de Bellefoungou constitue un puits remarquable de carbone, séquestrant en moyenne 490 gC m<sup>-2</sup> an<sup>-1</sup>. Une analyse plus fine du stockage sur le site permettrait d'affiner le bilan annuel proposé.

Nos analyses indiquent également que la séquestration de carbone évolue en fonction des conditions climatiques, non seulement à l'échelle annuelle, mais également à l'échelle interannuelle. A l'échelle annuelle, l'augmentation de la respiration et de l'assimilation à saturation sont amorcées par l'augmentation de l'humidité du sol, indiquant le début de la saison des pluies. C'est durant cette même saison que la force du puits est la plus intense. Malgré les limitations en eau durant la saison sèche, la forêt reste tout de même, en moyenne, un puits de carbone. Une activité photosynthétique a par ailleurs été détectée en milieu de saison sèche, potentiellement liée au renouvellement foliaire de l'espèce *Isobertia doka*.

La présente étude met en avant un impact important des précipitations sur la capacité de séquestration à l'échelle interannuelle, les années plus humides séquestrant davantage de CO<sub>2</sub> comparé aux années plus sèches. Plus particulièrement, la respiration joue un rôle déterminant dans le bilan annuel et constitue une source de variabilité à cette échelle, ce qui n'a pu être montré pour l'assimilation à saturation.

Les données d'EVI ont été confrontées pour la première fois aux estimations de capacité photosynthétique d'une forêt claire, permettant de confirmer les mesures effectuées *in situ*. Une très bonne corrélation a été obtenue entre les données satellites et les données de flux pour expliquer la variabilité saisonnière. Cette corrélation pourrait encore être améliorée en filtrant les données d'EVI et en tenant compte de la zone empreinte des flux. Il a également été possible de relier la variabilité interannuelle des flux avec les anomalies de l'EVI. Ce dernier résultat est l'un des premiers à mettre en avant la possibilité de suivre les anomalies de capacité de

séquestration grâce à des mesures effectuées à plus large échelle. Des mesures supplémentaires ainsi qu'un filtrage adéquat des données permettraient de renforcer cette tendance. L'EVI a également confirmé une activité végétale plus importante au sein des années les plus humides. L'indice de végétation trouve toutefois ses limites lorsqu'il s'agit d'étudier l'hétérogénéité spatiale des flux. Une investigation supplémentaire est toutefois nécessaire afin d'améliorer la qualité des estimations et confirmer l'absence d'hétérogénéité spatiale pouvant affecter les bilans annuels.

Considérant ces résultats, une baisse des précipitations pourrait, à long terme, affecter la force de séquestration des forêts claires dans cette région d'Afrique de l'Ouest. Cette affirmation pourrait être validée à l'aide d'une série de données plus longue, qui permettrait de répondre clairement aux questions suivantes : Les précipitations permettent-elles à la fois de limiter la respiration et d'augmenter l'assimilation ? Se confirme-t-il que l'EVI est un bon indicateur de la variabilité interannuelle de la capacité photosynthétique de l'écosystème ?

## Bibliographie

---

- Ago, E. E., Kossi, E., Galle, S., Cohard, J., Heinesch, B., & Aubinet, M. (2014). Long term observations of carbon dioxide exchange over cultivated savanna under a Sudanian climate in Benin (West Africa). *Agricultural and Forest Meteorology*, **197**, 13–25. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.06.005>
- Ago Expédit Evariste (2016). *Dynamique des flux de carbone entre l'atmosphère et des écosystèmes ouest-africains : cas des forêts et savanes sous climat soudanien au Bénin*. Thèse de doctorat. Université de Liège – Gembloux Agro Bio Tech, Belgique, 184 p.
- Aubinet, M. (2000). Estimates of the Annual Net Carbon and Water Exchange of forests: The EUROFLUX Methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**, 113–175.
- Aubinet, M., Vesala, T., & Papale, D. 2012. *Eddy Covariance A practical guide to measurement and data analysis*. Dordrecht, The Netherlands: Springer.
- Aubréville, A., 1950. *Flore forestière soudano-guinéenne*. Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, Paris, France. 533 pp.
- Baldocchi, DD, Falge E, Gu LH, Olson R, HollingerD, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Evans R, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee XH, Malhi Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw U KT, Pilegaard K, Schmid HP, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S (2001). FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bulletin of the American Meteorological Society* **82**, 2415–2434.
- Baldocchi, DD (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems : past, present and future. *Global Change Biology* **9**, 479–492.
- Baldocchi, DD (2008). Breathing of the terrestrial biosphere : lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Australian Journal of Botany*, **56**(15), 1–26.
- Bates, D. M. and Chambers, J. M. (1992) *Nonlinear models*. Chapter 10 of *Statistical Models in S* eds J. M. Chambers and T. J. Hastie, Wadsworth & Brooks/Cole. <http://www.netlib.org/port/> for the Port library documentation.
- Bationo, B. A., Ouedraogo, S. J., Alexandre D-Y., Gulnko, S. 2001. Statut hydrique de quatre espèces ligneuses Soudaniennes dans la forêt de Nazinon, Burkina Faso. *Secheresse*, **12** (2), 87-94.
- Blanchard, M., Peugeot, C., & Seghier, J. (2007). *Structure et dynamique saisonnière de la végétation sur quatre types de couvert végétal représentatifs de la diversité du bassin versant de la Donga*. Rapport.
- Bombelli, A., Henry, M., Castaldi, S., Adu-Bredu, S., Arneeth, A., de Grandcourt, A., Grieco, E., Kutsch, W.L., Lehsten, V., Rasile, A., Reichstein, M., Tansey, K., Wber, U., Valentini, R., 2009. An outlook on the sub-Saharan Africa carbon balance. *Biogeosciences* **6**, 2193–2205, <http://dx.doi.org/10.5194/bg-6-2193-2009>

- Brümmer, C., Falk, U., Papen, H., Szarzynski, J., Wassman, R., & Brüggeman, N. (2008). Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in Burkina Faso ( West Africa ). *Journal of Geophysical Research*, **113**, 1–11. <http://doi.org/10.1029/2007JG000583>
- Buck A.L., 1981. New equations for computing vapour pressure and enhancement factor. *J. Appl. Meteorol.* 20 : 1527-1532.
- Burba G, Anderson D (2010) *A brief practical guide to eddy covariance flux measurements*. Li-COR Inc., Lincoln
- Burba, G. (2013) *Eddy Covariance Method for Scientific, Industrial, Agricultural and Regulatory Applications: A Field Book on Measuring Ecosystem Gas Exchange and Areal Emission Rates*. Li-Cor Biosciences, Lincoln.
- Carlaw, D. C. and K. Ropkins, (2012) openair --- an R package for air quality data analysis. *Environmental Modelling & Software*. Volume 27-28, 52-61.
- Ceulemans, R., and M. Mousseau, 1994: Tansley Review No. 71. Effects of elevated atmospheric CO<sub>2</sub> on woody plants. *New Phytol.*, **127**, 425–446.
- Chen, J., Zhang, H., Liu, Z., Che, M., & Chen, B. (2014). Evaluating Parameters Adjustment in the MODIS Gross Primary Production Algorithm Based on Eddy Covariance Tower Measurements. *Remote Sensing*, 6, 3321–3348. <http://doi.org/10.3390/rs6043321>
- Ciais P. et al., 2011. The carbon balance of Africa: synthesis of recent research studies. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **369**, 2038-2057.
- Davidson, E. A., L. V. Verchot, J. H. Cattanio, I. L. Ackerman, and J. E. M. Carvalho (2000), Effects of soil water content on soil respiration in forests and cattle pastures of eastern Amazonia, *Biogeochemistry*, 48, 53– 69, doi:10.1023/A:1006204113917.
- Devineau, J.-L. (1999). Seasonal Rhythms and Phenological Plasticity of Savanna Woody Species in a Fallow Farming System (South-West Burkina Faso). *Journal of Tropical Ecology*, 15, 497–513.
- Do F., Rocheteau A., Diagne A.L. & Grouzis, M. (1998). Flux de sève et consommation en eau d'Acacia tortilis dans le Nord Ferlo. In: L'Acacia au Sénégal, Campa, C., Grignon, C., Gueye, M., Hamon, S. (eds.), pp. 63-80, ORSTOM éditions, coll. Colloques et Séminaires, ISBN 2-7099-1423-9, Paris.
- Do, F., Goudiaby, V.A., Gimenez, O., Diagne, A.L., Diouf, M., Rocheteau, A. & Akpo, L.E. (2005). Environmental influence on canopy phenology in the dry tropics. *Forest Ecology and Management*, Vol. 215, No 1-3, (Aug. 2005), pp. 319-328, ISSN: 0378-1127.
- Do, F., Rocheteau, A., Diagne, A.L, Goudiaby, V.A., Granier, A. & Lhomme, J.P. (2008). Stable annual pattern of water use by Acacia tortilis in Sahelian Africa. *Tree Physiology*, Vol. 28, No 1, (Jan. 2008), pp. 95-104, ISSN 0829-318X.
- Doukoure, M. 2011. *Variabilité des flux turbulents de surface au sein du bassin versant d'Ara au Benin*. Thèse de doctorat. Université de Grenoble
- Eva H.D., Brink A. and Simonetti D., 2006: Monitoring land cover dynamics in sub-Saharan Africa. *Inst. Environ. Sustain. Tech Rep EUR 22498*.
- FAO. (2015). FAO assessment of forest and carbon stocks, 1990-2015. *FAO Forestry Paper 147*. Rome (available at <http://www.fao.org/forestry/fra/fra2005/en/>).

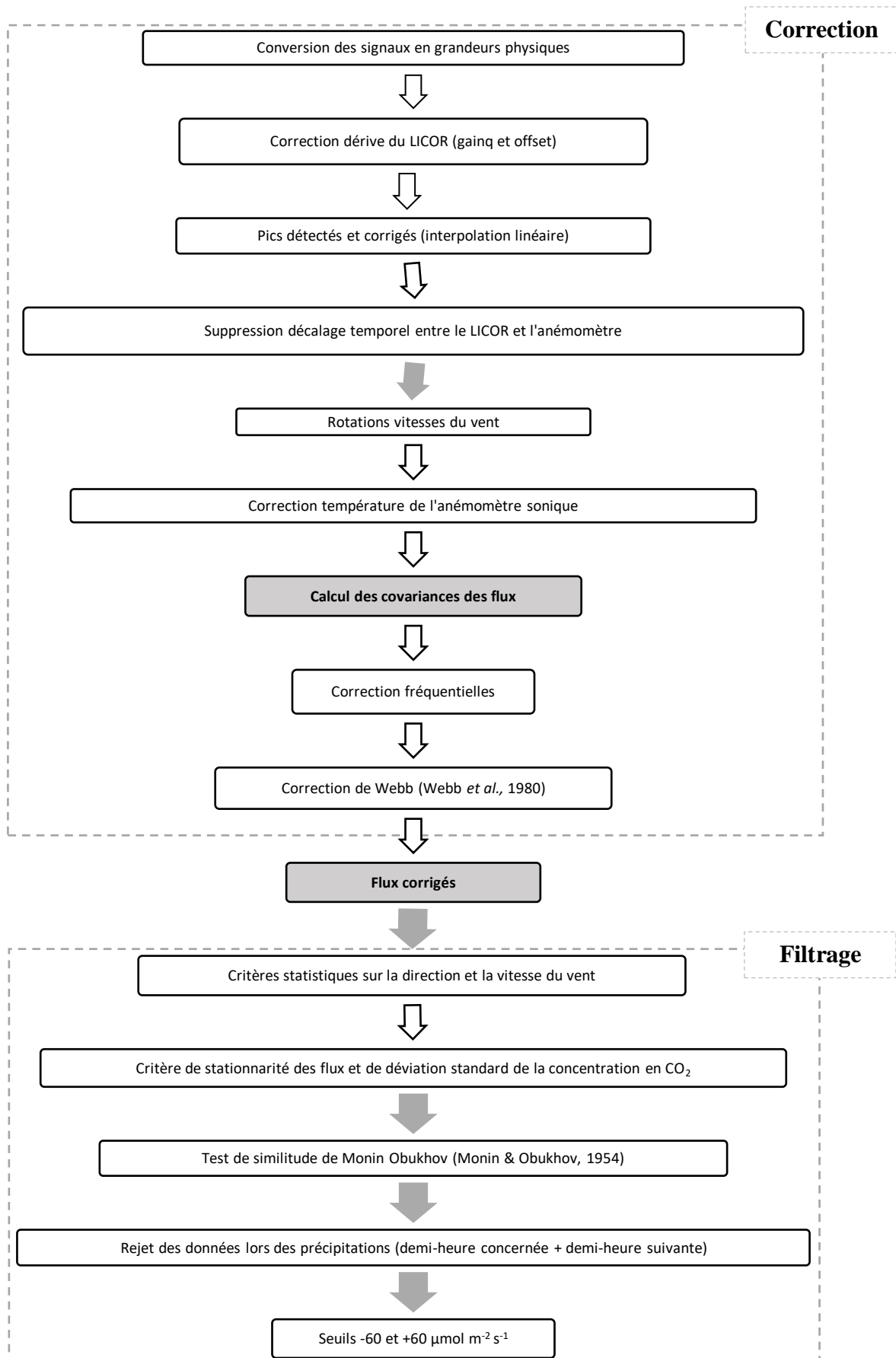
- Finnigan JJ, Clement R, Malhi Y, Leuning R, Cleugh HA (2003) A re-evaluation of long-term flux measurement techniques, part I: averaging and coordinate rotation. *Bound. Layer Meteorol.* 107:1–48
- Foken, T., Aubinet, M., and Leuning, R.: The eddy-covariance method, in: Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis, edited by: Aubinet, M., Vesala, T., and Papale, D., Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 1–19, 2012a.
- Galle, S., Peugeot, C., Grippa, M., & Chaffard, V. (2016). AMMA-CATCH : un observatoire hydrologique, météorologique et écologique de long terme en Afrique de l' Ouest. Résultats importants et données disponibles. In *Risques, Catastrophes, vulnérabilités et adaptation dans les pays de l'Afrique de l'Ouest* (p. 11). Cotonou.
- Gond V, Fayolle A, Pennec A, Cornu G, Mayaux P, Camberlin P, Doumenge C, Fauvet N, Gourlet-Fleury S. 2013 Vegetation structure and greenness in Central Africa from Modis multi-temporal data. *Phil. Trans. R. Soc. B* 368: 20120309. <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2012.0309>
- Goulden, M. L., and Coauthors, 1998: Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 279, 214–217.
- Goulden, M. L., S. D. Miller, H. R. Rocha, M. C. Menton, H. C. Freitas, A. M. S. Figueira, and C. A. D. Sousa (2004), Diel and seasonal patterns of tropical forest CO<sub>2</sub> exchange, *Ecol. Appl.*, 14, 42–54, doi:10.1890/02-6008.
- Gu, L., D. Baldocchi, S. B. Verma, T. A. Black, T. Vesala, E. M. Falge, and P. R. Dowty (2002), Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity, *J. Geophys. Res.*, 106 (D6), <http://doi.org/10.1029/2001JD001242>
- Guyot, A. (2010). *Estimation de l'évapotranspiration sur un couvert complexe par utilisation de la scintillometrie infrarouge*. Thèse de doctorat. Université de Grenoble, France, 229 p.
- Hansen, J. E., M. Sato, A. Lacias, R. Ruedy, I. Tegen, and E. Matthews, 1998: Climate forcings in the industrial era. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. **95**, 12 753–12 758.
- Houghton, R. A. & Hackler, J. L. 2006 Emissions of carbon from land use change in sub-Saharan Africa. *J. Geophys. Res.* 111, G02003. (doi:10.1029/2005JG000076)
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1992. Footprint estimation for scalar flux measurements in the atmospheric surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 59, 279–296.
- Huntington T.G., (2006): Evidence for intensification of the global water cycle: Review and synthesis. *Journal of Hydrology*. P. 83–95.
- Huete, A., Justice, C., & Liu, H. (1994). Development of vegetation and soil indices for MODIS-EOS. *Remote Sensing of Environment*, 49, 224– 234.
- Huete, A. R., Liu, H. Q., Batchily, K., & van Leeuwen, W. J. D. (1997). A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 59, 440–451.
- Huete, A., Justice, C. and van Leeuwen, W. (1999) MODIS Vegetation Index (MOD13) Algorithm Theoretical Basis Document, Version 3.

- Huete A, Didan K, Miura T, Rodriguez EP, Gao X, Ferreira LG. 2002 Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sens. Environ.* 83, 195–213. [http://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00096-2](http://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00096-2)
- Köppen, W., 1918: Classification of climates according to temperature, precipitation and seasonal cycle. *Petermanns Geogr. Mitt.*, 64, 193-203, 243-248.
- Law BE, Bakwin PS, Baldocchi DD *et al.*, (in press) The Ameriflux network paradigm for measuring and understanding the role of the terrestrial biosphere in global climate change. *Bioscience*.
- Le Lay, M. & Galle, S. 2005. Variabilités interannuelle et intra-saisonnière des pluies aux échelles hydrologiques : La mousson ouest-africaine en climat soudanien. *Hydrological Science Journal*. Vol. 50. No. 3, 1-524.
- Lenschow, D.H. Micrometeorological techniques for measuring biosphere-atmosphere trace gas exchange. In: Matson, P.A.; Harris, Re., eds. *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Methods In Ecology Series. New York: Blackwell; 1995: 126-163.
- Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Sitch, S., Ivar Korsbakken, J., Peters, G. P., ... Zaehle, S. (2016). Global Carbon Budget 2016. *Earth System Science Data*, 8(2), 605–649. <http://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016>
- Lindroth, A., A. Grelle, and A. S. Moren, 1998: Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biol.*, 4, 443–450.
- Lloyd, J., Taylor, J.A., 1994. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 8, 315–323.
- Lothon M., Saïd F., Lohou F. et Campistron B. (2008). Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Monthly Weather Review* 136, pp. 3477–3500.
- Malhi, Y., A. D. Nobre, J. Grace, B. Kruijt, M. Pereira, A. Culf, and S. Scott, 1998: Carbon dioxide transfer over a central Amazonian rain forest. *J. Geophys. Res.*, 103, 31 593–31 612.
- Mamadou Ossénatou (2014). *Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin*. Thèse de doctorat. Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 171 p.
- Merbold, L., Ardö, J., Arneth, A., Scholes, R. J., Nouvellon, Y., de Grandcourt, A., Archibald, S., Bonnefond, J. M., Boulain, N., Brueggemann, N., Bruemmer, C., Cappelaere, B., Ceschia, E., El-Khidir, H. A. M., El-Tahir, B. A., Falk, U., Lloyd, J., Kergoat, L., Le Dantec, V., Mougin, E., Muchinda, M., Mukelabai, M. M., Ramier, D., Rouspard, O., Timouk, F., Veenendaal, E. M., and Kutsch, W. L. (2009). Precipitation as driver of carbon fluxes in 11 African ecosystems. *Biogeosciences*, 6, 1027-1041, <http://doi.org/10.5194/bg-6-1027-2009>
- Michaelis, L., Menten, M.L., 1913. Die kinetik der invertinwirkung. *Biochem. Z.* 49, 333.
- Moncrieff, J. B., Jarvis, P. G., & Valentini, R. (2000). Canopy Fluxes. *Methods in Ecosystem Science*, 11, 161–180.

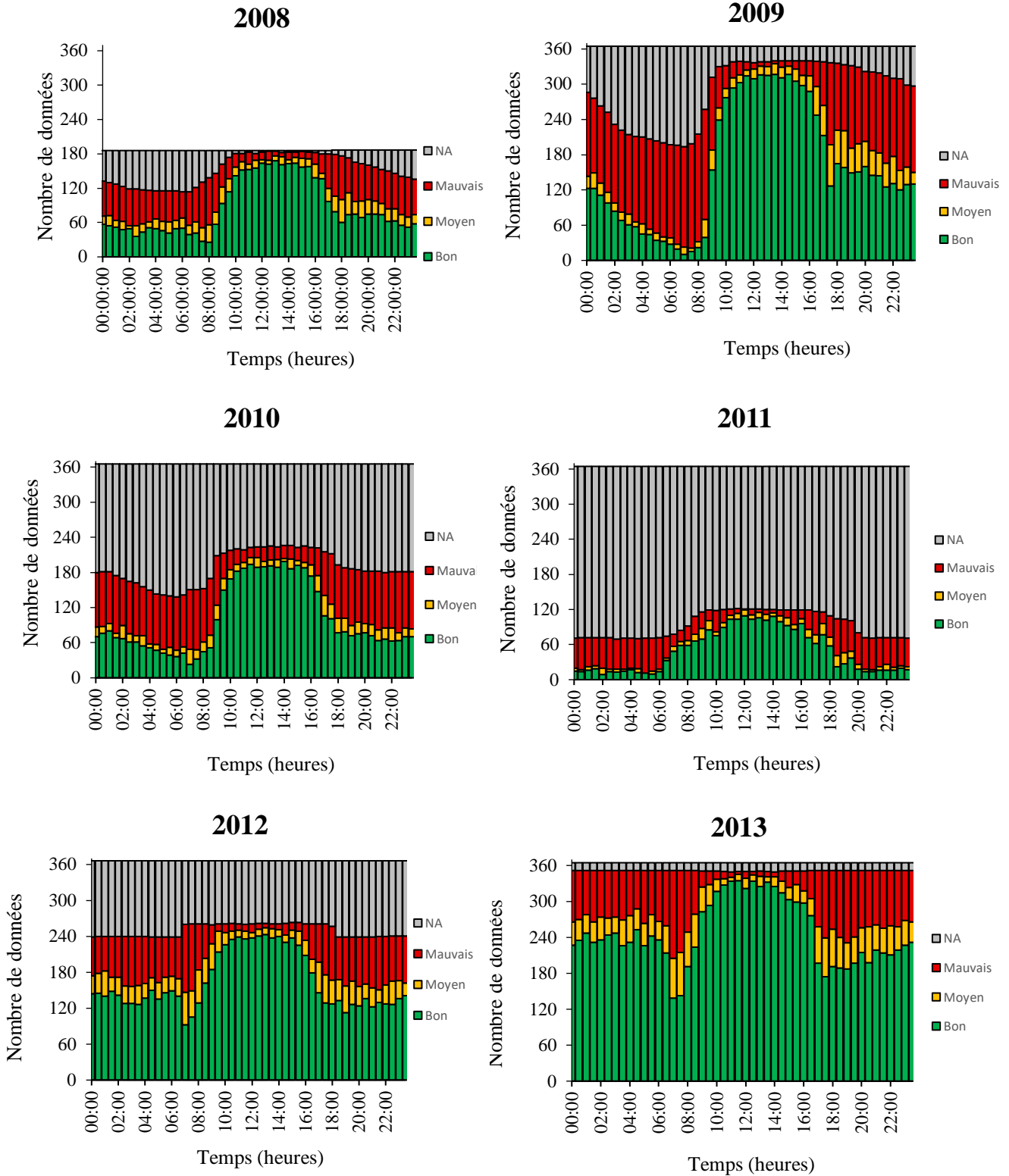
- Norby, R. J., S. D. Wullschleger, C. A. Gunderson, D. W. Johnson, and R. Ceulemans, 1999: Tree responses to rising CO<sub>2</sub> in field experiments: Implication for the future forest. *Plant, Cell Environ.*, 22, 683–714.
- Quansah, E., Mauder, M., Balogun, A. A., Amekudzi, L. K., Hingerl, L., Bliefernicht, J., & Kunstmann, H. (2015). Carbon dioxide fluxes from contrasting ecosystems in the Sudanian Savanna in West Africa. *Carbon Balance and Management*, 10, 1–17. <http://doi.org/10.1186/s13021-014-0011-4>
- Raich, J., J. Ewel, and M. Oliveira (1985), Soil-CO<sub>2</sub> efflux in simple and diverse ecosystems on a volcanic soil in Costa Rica, *Turrialba*, 35(1), 33– 42.
- Richardson, A. D., Aubinet, M., Barr, Alan G., Hollinger, D. Y., Ibrom, A., Lasslop, G. and Reichstein, M.: Uncertainty Quantification, in Eddy Covariance: A practical guide to measurement and data analysis, edited by: Aubinet, M., Vesala, T., and Papale, D., Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 1–19, 2012a.
- Sayer, E. J., Powers, J. S., & Tanner, E. V. J. (2007). Increased litterfall in tropical forests boosts the transfer of soil CO<sub>2</sub> to the atmosphere. *PLoS ONE*, 2(12), 1–6. <http://doi.org/10.1371/journal.pone.0001299>
- Schmid HP (1994). Source areas for scalars and scalar fluxes. *Boundary Layer Meteorology*, 67, 293-318.
- Seghier J., Vescovo A., Padel K., Soubie R., Arjounin M., Boulain N., et al. 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* 375, 78-89.
- Sjöström, M., Ardö, J., Arneth, A., Boulain, N., Cappelaere, B., Eklundh, L., de Grandcourt, A., Kutsch, W.L., Merbold, L., Nouvellon, Y., Scholes, R.J., Schubert, P., Seaquist, J., Veenendaal, E. M. (2011). Exploring the potential of MODIS EVI for modeling gross primary production across African ecosystems. *Remote Sensing of Environment*, 115(4), 1081–1089. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2010.12.013>
- Solano R., Didan K., Jacobson A., Huete A., 2010 : MODIS Vegetation Index User's Guide (MOD13 Series). Université d'Arizona, 42 p.
- Stull, R. Be juil. 1988. An introduction to boundary layer meteorology. *Springer*. Isbn: 9789027727688
- Saleska SR, Miller SD, Matross DM, Goulden ML, Wofsy SC, da Rocha HR, de Camargo PB, Crill P, Daube BC, de Freitas HC, Hutryra L, Keller M, Kirchhoff V, Menton M, Munger JW, Pyle EH, Rice AH, Silva H (2003) Carbon in Amazon forests: unexpected seasonal fluxes and disturbance-induced losses. *Science* **302**, 1554–1557. doi: 10.1126/science.1091165
- Tang, X., Liu, D., Song, K., Munger, J. W., Zhang, B., & Wang, Z. (2011). Short communication A new model of net ecosystem carbon exchange for the deciduous-dominated forest by integrating MODIS and flux data. *Ecological Engineering*, 37(10), 1567–1571. <http://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2011.03.030>

- Vourlitis, G. L., Lobo, F. D. A., & Zeilhofer, P. (2011). Temporal patterns of net CO<sub>2</sub> exchange for a tropical semideciduous forest of the southern Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*, 116, 1–15. <http://doi.org/10.1029/2010JG001524>
- Wagle, P., Xiao, X., Scott, R. L., Kolb, T. E., Cook, D. R., Brunsell, N., Baldocchi, DD., Basarah, J., Matamalai, R., Zhoua, Y., Bajgain, R. (2015). Biophysical controls on carbon and water vapor fluxes across a grassland climatic gradient in the United States. *Agricultural and Forest Meteorology*, 214-215, 293–305. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2015.08.265>
- Williams CA, Hanan N, Neff J, Scholes R, Berry J, Denning AS, et al. Africa and the global carbon cycle. *Carbon Bal Manag*. 2007; 2:3. <http://doi.org/10.1186/1750-0680-2-3>
- Xiao, J., Zhuang, Q., Law, B.E., Baldocchi, DD., Chen, J., Richardson, AD., Melillo, J.M., Davis, K.J., Hollinger, D.Y., Wharton, S., Oren, R.; Noormets, A.; Fischer, M.L., Verma, S., Cook, D.R., Sun, G., McNulty, S., Wofsy, S.C., Bolstad, P.V., Burns, S.P., Curtis, P. S., Drake, B.G., Falk, M., Foster, D.R., Gu, L., Hadley, J.L., Katul, G.G., Litvak, M., Ma, S., Martin, T.A., Matamala, R., Meyers, T.P., Monson, R.K., Munger, J.W., Oechel, W.C., Kyaw Tha Paw, U., Schmid, H.P., Scott, R.L., Starr, G., Suyker, A.E. and Torn, M.S. (2011). Assessing net ecosystem carbon exchange of U.S. terrestrial ecosystems by integrating eddy covariance flux measurements and satellite observations. *Agricultural and Forest Meteorology*, 151, 60-69. <http://doi.org/10.1016/j.agrformet.2010.09.002>
- WHITE F. 1983. *The vegetation of Africa*. UNESCO, Paris, 356 p.

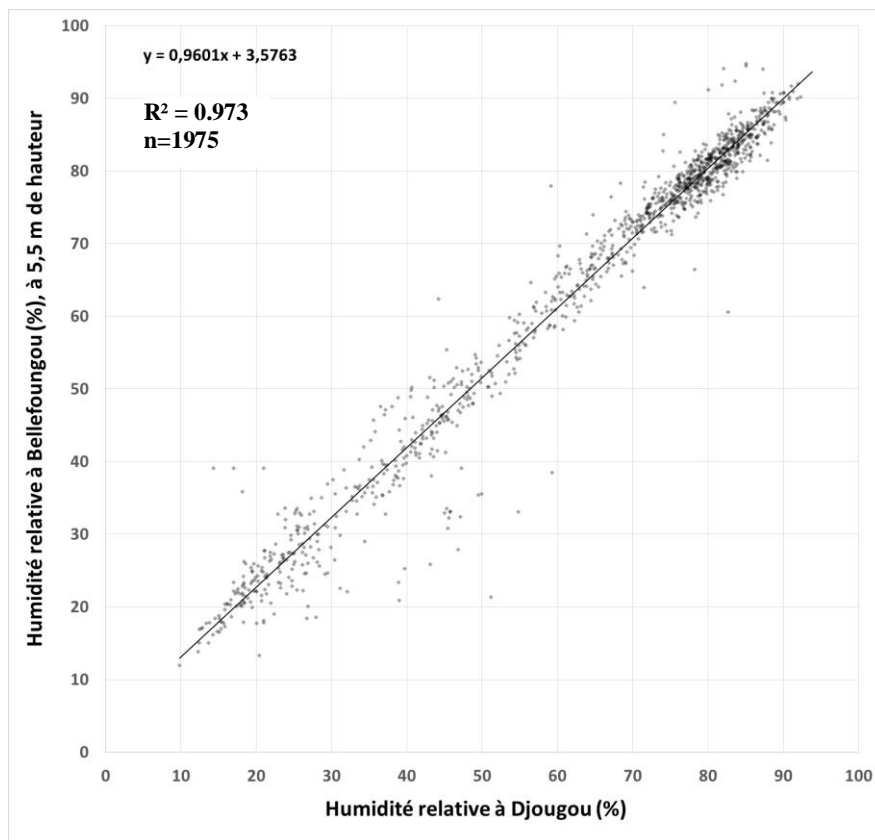
## Annexe A. Prétraitement des données de flux



**Annexe B. Cycles journaliers des indices de qualité**

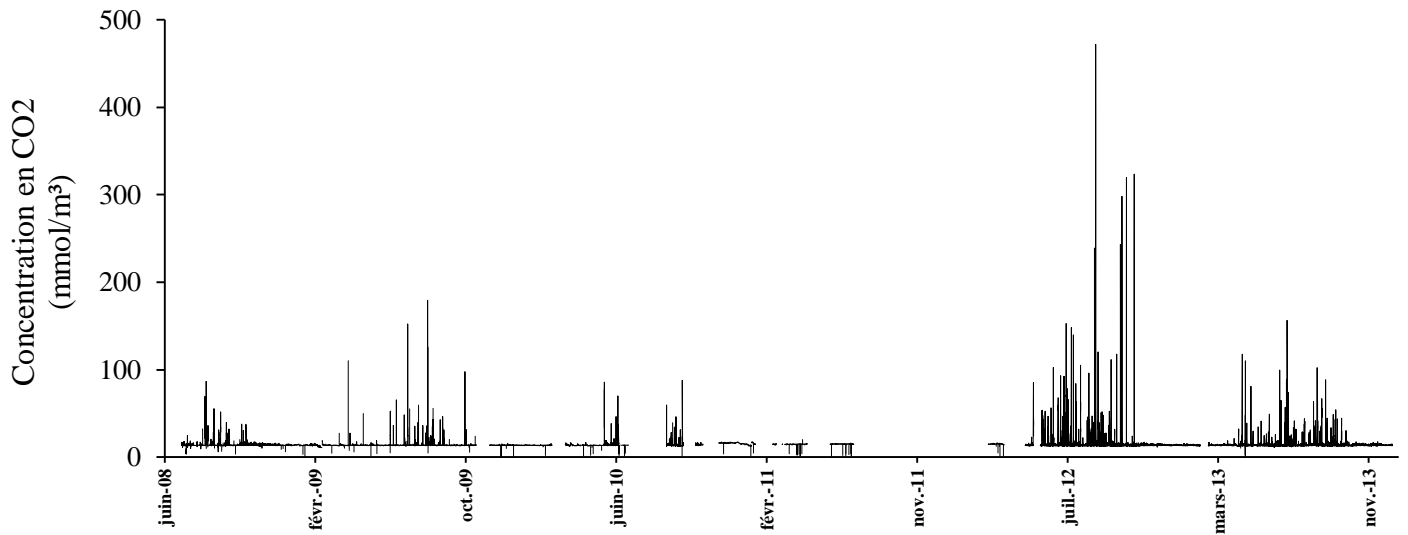


## **Annexe C. Relation entre l'humidité relative à Djougou et à Bellefougou**



## **Annexe D. Pics de concentrations mesurés par le LICOR**

---



## **Annexe E. Zooms sur la zone d'étude**

---

Image satellite prise en février 2009 (disponible sur le lien suivant :

<http://www.arcgis.com/apps/MapSeries/index.html?appid=750b39f07125402ba357c794f2393a94>)



Images satellites en décembre 2013 (gauche) et en février 2017 (droite) (Google Earth).

