HAL
open science

Modélisation des flux de carbone, d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et des écosystèmes de steppe sahélienne avec un modèle de végétation global

Pierre Brender

To cite this version:

Pierre Brender. Modélisation des flux de carbone, d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et des écosystèmes de steppe sahélienne avec un modèle de végétation global. Bioclimatologie. AgroParisTech, 2012. Français. NNT : . pastel-00826115

HAL Id: pastel-00826115

https://pastel.hal.science/pastel-00826115v1

Submitted on 26 May 2013

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

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

ParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY

AgroParisTech
INSTITUT DES SCIENCES ET INDUSTRIES DU VIVANT ET DE L'ENVIRONNEMENT
PARIS INSTITUTE OF TECHNOLOGY FOR LIFE, FOOD AND ENVIRONMENTAL SCIENCES

Ecole Doctorale ABIES
Agriculture Agriculture Alimentation Food Biologie Biology Environnement Environment Santé Health

Doctorat ParisTech

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement

(AgroParisTech)

Spécialité : Sciences de l'environnement

présentée et soutenue publiquement par

Pierre BRENDER

le 29 mai 2012

Modélisation des flux de carbone, d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et des écosystèmes de steppe sahélienne avec un modèle de végétation global.

Directrice de thèse : **Catherine OTTLE**
Directeur de thèse : **Philippe CIAIS**

Jury

M Cyril KAO, Ingénieur en chef, AgroParisTech	président du jury
M Eric MOUGIN, Directeur de recherche, GET (CNRS)	rapporteur
M Thierry LEBEL, Directeur de recherche, LTHE (CNRS)	rapporteur
M Jan POLCHER, Directeur de recherche, LMD (CNRS)	examinateur
M Pierre HIERNAUX, Chercheur, GET (CNRS)	examinateur
M Jérôme DEMARTY, Chargé de recherche, HSM (IRD)	examinateur
M Philippe CIAIS, Ingénieur-Chercheur, LSCE (CEA)	examinateur et directeur de thèse
Mme Catherine OTTLE, Directrice de recherche, LSCE (CNRS)	examinatrice et directrice de thèse

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
UMR CEA/CNRS/UVSQ
Orme des Merisiers 91191 Gif-sur-Yvette. France

In der Liebe wie im Geschäft, in der Wissenschaft, wie beim Weitsprung muß man glauben, ehe man gewinnen und erreichen kann, und wie sollte das nicht vom Leben im Ganzen gelten!

Robert Musil. *Der Mann ohne Eigenschaften.*

Remerciements

> Sancho Panza : Mirase bien lo que hacía, que no eran sino molinos de viento, y no lo podía ignorar sino quien llevase otros tales en la cabeza ?
>
> Miguel de Cervantes Saavedra. *El ingenioso Hidalgo Don Quixote de la Mancha.*

Un merci tout particulier à Catherine Ottlé, qui m'a aidé à aboutir au rendu du manuscrit que vous êtes sur le point de lire. Les faiblesses manifestes de ce document sont de mon fait, le fait qu'il existe lui doit beaucoup.

Merci de m'avoir évité de tomber plus bas. J'espère que je pourrai arriver à me montrer digne de cette confiance par la suite, autrement que par le soulagement avec lequel mon départ a peut-être été accueilli. Des remerciements tout aussi appuyés à l'adresse de Pierre Hiernaux, qui est sans conteste celui qui m'a appris le plus de choses sur des questions en lien direct avec ce que j'aurais voulu faire de mon travail de thèse. Les discussions avec toi ont été l'occasion d'apprendre tant. Excuse moi de ne pas avoir su faire fructifier intelligemment les connaissances que tu as généreusement partagées avec moi. Les quelques semaines passées en ta compagnie entre le Gourma Malien et la capitale du Burkina-Faso, à Toulouse ou encore à Nîmes au cours de cette thèse comptent parmi les moments les plus stimulants de ces trois dernières années. Incontestablement, ce fût un plaisir d'avoir côtoyé un « vrai » africaniste dans le sens positif du terme.

Merci à Philippe Ciais et à nos collègues de Viterbo et de Jena pour les opportunités extrêmement stimulantes de rejoindre respectivement les équipes de l'universita de la Tuscia dans le cadre d'un stage estival en 2007 puis celle du Max-Planck fur Biogeochemistry durant mon master. Merci également à lui d'avoir convaincu l'AFD de nous confier la rédaction de divers rapports, dont celui sur le reverdissement du Sahel sur lequel j'ai travaillé durant une fraction non négligeable de mon temps au cours de mon expérience au LSCE. Ce fut intéressant de s'atteler à une tentative de séparation du grain et de l'ivraie autour d'un de ces sujets « tarte à la crème » de notre domaine de recherche.

Même si tu n'as pas su sentir que j'irais irrémédiablement dans l'impasse avec la feuille de route que tu avais dressée, merci enfin d'avoir fait preuve d'une certaine dose de flegme face à des réactions que tu as du considérer comme l'expression d'une forme de négativisme, et merci de ne pas m'avoir porté plus directement de tort, lorsqu'il était devenu évident que j'étais à terre.

Je tacherai de faire de mon mieux par la suite pour montrer que les convictions que j'ai pu afficher et tenter d'appliquer n'étaient pas juste un paravent pour cacher la béance de mon incompétence dans un cadre de travail au sein duquel je me suis senti très tôt incapable d'apporter, même de loin et de manière très partielle, quelques éléments de réponse aux questions qui me motivaient dans le projet de thèse dans lequel je pensais m'être lancé.

Merci beaucoup à Thierry Lebel et Eric Mougin d'avoir accepté d'être rapporteurs de mon travail et d'avoir su trouver le temps de relire aussi attentivement qu'ils l'ont fait mon manuscrit malgré leurs emplois du temps extrêmement chargés. Merci beaucoup pour vos suggestions sur celui-ci. Merci également à Cyril Kao, Jérôme Demarty, Jan Polcher, d'avoir accepté d'être examinateur de mon travail. Vos suggestions et critiques ont également été des plus utiles pour avancer. J'espère ne pas en avoir trop oublié dans cette version finale de mon manuscrit.

Un très grand merci aussi à toutes celles et ceux qui au LSCE comme ailleurs font tout leur possible pour faire avancer le collectif, même s'il n'en tire pas directement bénéfice, et dont le travail m'a grandement facilité ma tâche. Que vous vous occupiez d'améliorer les synergies au sein du groupe ORCHIDEE (dédicace spéciale à Fabienne Maignan), de l'informatique, des questions administratives, de l'intendance, ou des services de secours, j'ai eu diverses occasions de bénéficier de l'efficacité de votre travail, et je réalise donc combien votre appui est inestimable.

Merci Thomas E., ce fut un grand plaisir de pouvoir travailler avec toi quelque temps. Je garderai de ces moments la conviction qu'avec la manière dont j'arrive à être productif, un plus un fait bien plus que deux.

Un très grand merci donc à nos collègues de Viterbo et de Jena de m'avoir accueilli dans des cadres de travail extrêmement chaleureux. Je ne suis pas prêt d'oublier non plus les nombreuses soirées de travail en commun et des lieux mythiques comme la Wartburg... Un merci tout particulier à Dario Papale et Markus Reichstein. Merci aux stimulantes équipes que vous formez. Merci notamment à Nuno, Miguel de m'avoir donné la possibilité de prendre part au colloque sur les méthodes de Data Mining que vous avez magistralement organisé un an plus tard.

Dommage que je n'ai pas su créer d'opportunités de développer des travaux auxquels il aurait pu vous sembler intéressant de vous associer.

Une pensée pour Hamdi que j'aurais bien aimé voir en arriver à cette possibilité de passer à l'étape suivante. Bien triste de ne pas avoir su t'aider à remonter dans la barque et à trouver en toi l'ardeur nécessaire pour justifier l'opportunité que constitue une thèse.

Thank you Tao for the frequent working week-ends. It will have helped me to make my best to continue. Thank you also for having let the space for an intense scientific discussion between us and for having had some interest for pushing work in some the directions I regarded as worthwhile trying.

Merci également à Cyril Kao que j'ai déjà cité et à Frédéric Hourdin pour leur réflexion posée et les suggestions qu'ils ont su m'apporter notamment à l'occasion de mes différents comités de thèse.

Merci aussi à vous chers compagnons de la rude traversée qu'a pu constituer un travail de longue haleine avec ORCHIDEE : Marie-Noelle W., Isabelle G., Yan Z., Chao Y., Sylvain K., Bruno R., Thomas L., Imen B., David L., Abdoul-Khadre T.,...

Merci à tous ceux d'entre vous grâce à qui faire partie de la communauté de travail du LSCE est un privilège dont je n'ai peut-être pas été suffisamment conscient. Merci tout particulièrement à ceux qui du premier au dernier jour ont toujours été pour moi des modèles par leur approche de la recherche, à l'instar de Frédéric C. et à tous ceux dont la curiosité insatiable est communicative.

Merci aux collègues de Toulouse et de Montpellier pour leur fort bon accueil. Excusez encore le peu de retour de ma part, ce n'était pas faute de vouloir coopérer mais de m'en montrer capable.

Merci aussi à tous ceux avec qui j'ai pu partager des moments sportifs. Probablement ai-je eu tort de délaisser progressivement nos activités communes. Et il est tellement plus sympa de réfléchir en courant ! Ernest K., Cédric B., Philippe N., François-Marie B., Philippe P.,...

Merci à Armel et aux doctorants Pointe Noire : pour votre accueil fraternel, et merci d'avoir montré qu'il faut, vaille que vaille, toujours aller de l'avant, même quand les conditions ne sont pas forcément telles qu'on en rêvait.

Merci à mes proches - famille et amis - pour leur soutien au cours de cette période. Des remerciements particuliers pour mes parents. Si j'ai pu avoir la chance de faire mon chemin jusqu'à ce laboratoire, c'est bien sûr grâce à vous et à tous les enseignants qui m'ont porté durant toute ma scolarité (dédicace spéciale à Mme Guerillot, mon enseignante de physique de seconde année de classe préparatoire : si vous avez toujours joué pour moi le rôle de modèle scientifique, il faut bien reconnaître que pour une fois, j'ai eu la chance de pouvoir suivre vos conseils, plutôt que votre exemple d'un peu trop prêt...). Merci Thanh d'illuminer à chaque instant mon chemin. Quelle chance incroyable que la confiance que tu m'as accordée. Pouvoir faire de notre mieux pour progresser ensemble, je ne saurais assez t'en remercier.

Enfin, j'imagine que s'il fallait une allégorie pour décrire mon parcours de thésard, elle serait facilement trouvée dans une certaine sortie de ski de randonnée... dont la conclusion est heureuse : il tombe, il tombe, le thésard, mais il y a des gens qui le ramassent et le remettent sur pied. S'il ne fait guère de doute que l'objectif de la course n'a pas été atteint - du moins celui que je pensais qu'il fallait lui assigner - je remercie encore toutes celles et ceux qui ont permis que celle-ci ne se soit pas transformée en chute finale.

Table des matières

Résumé **10**

1 Introduction **13**
Objectifs et organisation de la thèse . . . 13

2 Contexte régional et historique **17**
2.1 Introduction du document . . . 17
2.2 Re-greening of the Sahel region : observational evidences . . . 18
2.3 The Sahel vegetation . . . 25
2.4 Sahelian rainfall variability across multiple time scales . . . 28
2.5 Changes in Sahel vegetation ; rainfall and cropland increases . . . 35
2.6 Greening, land use trends and natural vegetation degradation . . . 42
2.7 Perspective about the future and uncertainties . . . 49
2.8 Conclusion . . . 55

3 Matériel et méthodes **59**
3.1 Etat de l'art . . . 59
3.2 Le modèle de végétation ORCHIDEE . . . 67

4 Application du modèle sur sites **95**
4.1 Mesures utilisées . . . 95
4.2 Diagnostic de l'existant . . . 97
4.3 Adaptation du modèle . . . 99
4.4 Ecarts modèle-mesure . . . 118
4.5 Principaux impacts du changement de schéma hydrique. . . . 127
4.6 Synthèse du chapitre et version utilisée dans la suite du travail . . . 130

5 Simulations régionales **133**
5.1 Les données de forçage et de validation . . . 134
5.2 Instabilité numérique . . . 136
5.3 fPAR simulé vs NDVI . . . 143
5.4 Conclusion de ce chapitre . . . 154

6 Conclusions et perspectives **157**
6.1 Contexte . . . 157
6.2 Résultats obtenus et lacunes du présent travail . . . 158
6.3 Suggestions pour les futures recherches . . . 159
6.4 Autres implications . . . 160

Bibliographie **163**

A Evaluation des performances du modèle **197**

B Transitivité des erreurs conditionnelles du modèle **211**

C Variabilité inter-annuelle des pluies CRU et du NDVI GIMMS **255**

Résumé

Compte tenu de la vulnérabilité de la population rurale de la région sahélienne aux aléas pluviométriques, et devant les ambitions de certains acteurs d'utiliser le levier de l'usage des terres pour contribuer à l'atténuation du changement climatique, il est important de comprendre les facteurs contribuant à la variabilité de la couverture végétale au Sahel.

Une synthèse de la littérature expliquant l'évolution récente de la végétation au Sahel est donc d'abord présentée. Les études s'intéressant au paradigme qui souligne l'impact de l'usage des terres sur les précipitations en Afrique de l'Ouest évaluent principalement ces effets par le couplage de modèles dynamiques globaux de végétation - DGVM - avec des modèles de circulation générale. C'est à l'amélioration d'un tel DGVM, ORCHIDEE, développé à l'Institut Pierre Simon Laplace, que le reste du travail cherche à contribuer.

Comme d'autres études ont montré qu'il était possible d'utiliser en première approximation les steppes pâturées et les jachères pour décrire le comportement global de la surface sahélienne, les écarts entre modèle et mesures sont caractérisés pour une jachère située à proximité de Wankama (Niger). Plus précisément, les forces et faiblesses de la paramétrisation et de la structure par défaut du modèle sont diagnostiqués, et l'importance de la réduction d'erreur permise par l'optimisation de certains des paramètres est donnée. En particulier, l'emploi d'une résolution aux différences finies de la diffusion de l'eau dans la colonne de sol est évalué, dans la mesure où cela permet de mieux simuler la réponse rapide du flux évaporatoire aux événements pluvieux que le schéma conceptuel utilisé par défaut dans ORCHIDEE.

Le réalisme du modèle est également mesuré à l'échelle régionale, par la comparaison d'observations de NDVI GIMMS_3G à la couverture végétale simulée par le modèle en réponse à différents forçages climatiques . Si les modifications introduites au cours du travail ne permettent pas de mieux décrire les tendances de la végétation au cours des dernières décennies, tirer partie des leçons du présent travail pourra se révéler utile. Il en est de même des conclusions de l'étude de la transitivité des biais conditionnels du modèle réalisée avec Tao Wang et présentée en annexe B.

Abstract

The evolution of the land-surface conditions is often assessed through the use of « dynamic global vegetation models », as is shown in a review of the current understanding of the factors of variability and of the recent evolution of the vegetation cover in the Sahel. Such models are also coupled to atmospheric general circulation models to evaluate the land feedback on precipitation in monsoonal climates.

Thus, the improvement of the skills of such surface models to simulate the radiative and turbulent fluxes between the land surface and the atmosphere in the Sahel over a range of scales from hourly to multi-annual has a potential to have significant implications. This is especially true considering the vulnerability of the rural population of the region, which largely relies on rainfed agriculture and the interest on the evolution of the carbon stocks of ecosystems in the context of climate change. Such a work on the ORCHIDEE model is presented here. In complement to croplands, rangelands and fallows represent a large share of the Sahelian landscapes and have intermediate characteristics between erosion glacis and acacia bushes. As such, their evolution (in terms of albedo, roughness length,...) may be used to study the Sahel ecosystem behaviour as a first approximation. Differences between model outputs and field observations are quantified for a fallow close to Wankama (Niger). More precisely, some of the drawbacks of the standard parametrisation and structure of the model are diagnosed, and the range of reduction of the model-observation mismatch that results from optimizing some of the parameters are given (plant phenology,...). In particular, the use of a finite difference resolution of the soil water diffusion is considered as it enables to better simulate the fast response of evaporative fluxes to rainfall than the conceptual scheme routinely used in ORCHIDEE. The benefits of the use of such a « physical » hydrological scheme on the different outputs of the surface scheme is evaluated.

The realism of the model is also measured at the regional scale, through a comparison with GIMMS_3G NDVI time series over West Africa. If the modifications that have been introduced in the model don't improve its ability to describe the vegetation cover trends over the last decades in the region, several lessons can be kept from the analysis that has been realised, especially from the work on the transitivity of state-dependent model biases that has been conducted with Tao Wang and which is presented in annex B.

1

Introduction

تجري الريّاح بمَا لَا تشتهي السفن

Les vents ne soufflent pas toujours dans la direction voulue par les bateaux

Proverbe arabe.

Cadre général

Au vu des résultats de recherche récents, les changements climatiques apparaissent comme l'un des défis majeurs qu'auront à affronter nos sociétés. Et même si l'enjeu ne justifierait pas la publicité qui lui est faite actuellement, il serait dans l'immédiat toujours aussi important de continuer l'effort de recherche en la matière. Le cas échéant, cela permettrait de disposer d'informations suffisantes pour rediriger au plus vite les efforts des gouvernements et de la société civile vers les questions qui s'avèreraient plus cruciales.

En effet, les études de prospective actuelles montrent que des évolutions significatives du climat semblent inévitables pour la plupart des régions du globe, mais aussi que leur ampleur dépendra largement des trajectoires de développement entreprises à l'avenir. Dans la mesure où ce changement est susceptible d'être globalement préjudiciable, principalement du fait de sa brutalité, des tentatives de coordination d'efforts d'atténuation à une échelle aussi globale que possible ont fait l'objet d'intenses négociations depuis le sommet de Rio au début des années 90. Un tel effort a en effet été identifié comme un des angles d'attaque incontournables du problème [1] à côté des indispensables démarches d'adaptation.

1. il ne faut toutefois pas sous-estimer le rôle de levier qu'a pu constituer la convergence d'intérêt avec celles de groupes centrés sur d'autres thématiques : ceux cherchant à préparer la sortie indispensable de la dépendance des modes de développement actuels aux ressources énergétiques fossiles (charbon, gaz, pétrole,...) et les mouvements poussant à une intégration de plus en plus forte des différentes sociétés (gouvernance mondiale,...) qui ont pu trouver dans cette question un terrain de jeu et d'apprentissage supplémentaire.

Motivations du travail : les perspectives initiales

Les mécanismes de développement propre ont constitué la première approche par laquelle les pays du Sud (pays de l'annexe B du traité de Kyoto pour être plus précis) ont été directement impliqués dans les négociations sur le climat. Il s'agit de mécanismes de souplesse par lesquels les pays signataires soumis à quotas peuvent s'exonérer d'une partie de leurs obligations de réduction par financement de projets permettant des réductions d'émissions similaires dans des pays en voie de développement ayant ratifié le protocole.

Les projets jouant sur l'usage des terres sont toutefois restés très marginaux car encadrés par des exigences très restrictives (voir par exemple le très faible nombre de projets d'afforestation qui ont été certifiés). Et ce n'est vraiment qu'à partir de la conférence des parties de Bali, à la fin 2007, qu'il a été convenu que la lutte contre la déforestation tropicale devait être un des leviers privilégiés de la lutte contre l'augmentation anthropique des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre.

Dans ce contexte, la capacité à réaliser des estimations des variations des stocks de carbone des écosystèmes tropicaux (sous forme de matière organique vivante et morte) devenait une prestation qu'il était non seulement nécessaire de *développer* mais également *d'évaluer*.

L'objectif initial de ce travail s'inscrivait directement dans ce cadre. L'ambition était en effet d'améliorer les estimations du bilan de carbone africain présent et surtout de mieux contraindre les estimations de la variation du stockage de carbone (sous forme de matière organique vivante et morte) selon différentes trajectoires d'usage des terres.

Les questions posées

Si cette thèse n'apporte pas de contribution directe à ces interrogations sur les stocks de carbone, il est peut-être possible de la considérer comme un catalyseur pouvant modestement contribuer à ce que d'autres aient l'occasion d'avancer dans cette voie. Elle y contribue notamment par les éléments de bibliographie sur les échanges de carbone entre écosystèmes de savane africains et atmosphère rassemblés en première partie du chapitre 3. De plus, le chapitre 4 est consacré à l'évaluation et à l'amélioration de la représentation d'écosystèmes sahéliens à l'occasion d'une analyse des écarts entre flux de carbone et d'énergie simulés et mesurés entre la surface et l'atmosphère pour un site de jachère, à Wankama, au Niger.

Cette thèse a contribué plus directement à l'effort d'évaluation, dont nous notions déjà le caractère indispensable trois paragraphes plus haut. C'est principalement le cas au travers du travail effectué avec Tao Wang et présenté en annexe B. L'idée était de quantifier la fraction des biais du modèle pouvant facilement faire l'objet de corrections, car représentable par des fonctions non linéaires de l'amplitude des flux et de quelques forçages météorologiques instantanés et d'évaluer la transitivité de telles corrections, entre bandes de fréquence et dans l'espace.

De plus, cette thèse a été l'occasion de se pencher sur les tenants et aboutissants d'un cas emblématique d'une autre problématique d'environnement global : la désertification, au travers d'une synthèse bibliographique sur le cas du Sahel. Il s'agit d'une région pour laquelle les produits de télédétection disponibles depuis le début des années 80 ont fait parler de reverdissement après les grandes sècheresses par lesquelles s'ouvre cette période.

Ce travail constitue le chapitre 2 du présent mémoire, car c'est certainement dans ce contexte là que les modestes développements que nous avons conduits ont un intérêt direct, bien plus que pour les interrogations sur le stockage de carbone des écosystèmes de savane qui ont émergé avec l'élaboration de mécanismes financiers destinés à financer la réduction des émissions dues à la déforestation et à la dégradation des forêts (REDD+) dans le cadre des négociations visant le contrôle des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre, qui ne concerneront de toute façon que de façon très marginale et indirecte les écosystèmes sur lesquels notre travail a porté.

Nous présentons enfin en chapitre 5 la quantification de la variabilité interne du modèle et les résultats d'une analyse sommaire de ses performances à l'échelle régionale par confrontation de la phénologie simulée par ORCHIDEE au jeu de données de NDVI GIMMS_3g, couvrant la période 1982-2010.

2

Contexte régional de l'étude : un reverdissement du Sahel après les grandes sécheresses de la période 1968-1983.

> Les sujets « tarte à la crème » ne manquent pas et si l'on prend celui de la désertification et de la sécheresse, on ne peut qu'être épouvanté du nombre sans cesse croissant des rapports et propositions qui, à coté de quelques travaux sérieux, s'accumulent sans aucun effet et sans aucun profit pour ceux-là même que l'on affirme vouloir aider : tous ces hectogrammes de papiers consacrés au Sahel ont-ils vraiment fait germer une seule plantule d'Acacia tortillis de plus ? On voudrait en être certain.
>
> Théodore Monod. *L'émeraude des Garamantes.* La barque prêtée.

2.1 Introduction du document

Le présent travail de thèse s'inscrit à la croisée entre l'étude des évolutions des stocks de carbones d'écosystèmes semi-arides et celle de l'impact de changements d'usage des terres majeurs sur les échanges entre la surface continentale et l'atmosphère des régions concernées.

La rétroaction de la surface continentale sur le climat régional a déjà fait l'objet d'une attention très forte en Afrique de l'Ouest. Faire le point sur les principaux enseignements permet de mettre en perspective l'essentiel du travail plus technique qui a été réalisé dans la suite du travail, et d'éclairer une partie des motivations qui ont justifié de se lancer dans une approche visant à améliorer fortement le réalisme de la réponse évapo-transpiratoire aux événements pluvieux.

La synthèse de la littérature qui fait l'objet de ce chapitre s'articule autour des questions suivantes :

- Quelle a été l'évolution de la couverture végétale, notamment arborée, au Sahel au cours des 30 dernières années ?

- Quelle est l'importance relative des facteurs climatiques (en tout premier lieu des précipitations) et des modifications anthropiques de l'usage des terres sur l'évolution de la couverture végétale dans la région au cours de la période étudiée ?
- Dans quelle mesure une évolution de la couverture végétale peut-elle induire une modification significative des précipitations ? La question se pose dans la mesure où des changements de couverture végétale induisent des changements d'albédo, de rugosité et de rapport de Bowen [1], modifiant ainsi la quantité d'énergie et d'eau disponible dans les basses couches de l'atmosphère, des paramètres qui peuvent modifier le recyclage des précipitations.
- Quels sont les enseignements qu'il faut retenir des travaux de prospective sur l'évolution des précipitations et du climat au Sahel ?

Une première partie du document est consacrée à la présentation des résultats des tendances de couverture végétale estimées par télédétection. Ce travail a été centré sur les différents produits de NDVI. Dans un second temps, nous avons pu relativiser l'anomalie négative de précipitations observée au Sahel entre 1968 et 1983 en présentant les fluctuations des précipitations dont la région est l'objet sur des échelles de temps long. Nous avons également situé les différents facteurs qui induisent une évolution du couvert à ces échelles de temps. Suite à cela, nous avons présenté différents travaux qui ont tenté d'isoler le rôle relatif des forçages météorologiques et des modifications d'usage des terres dans l'évolution du NDVI. Puis nous avons présenté les cadres théoriques selon lesquels l'apparente dégradation de la végétation ou désertification était comprise (conceptions néo-malthuséennes, bosérupiennes,. . .) et expliqué dans quelle mesure l'évolution du couvert végétal au Sahel est compatible avec ces différents schémas de pensée. Nous avons enfin essayé de faire un point sur les enseignements des travaux de prospective qui s'intéressent à l'évolution du climat et de la végétation dans la région au cours des années à venir.

Il s'agit d'un travail rédigé principalement à deux mains avec Pierre Hiernaux qui a bénéficié d'un nombre conséquent de suggestions de P. Ciais, C. Ottlé, F. Maignan,. . . Ce travail ayant fait l'objet d'une commande de l'Agence Française de Développement (AFD), et ayant vocation à être soumis sous forme de publication similaire dans une revue internationale, il a été choisi de maintenir l'usage de l'anglais dans les paragraphes subséquents.

2.2 Re-greening of the Sahel region : observational evidences

The use of the expression « re-greening »to characterize the recent evolution of the Sahelian [2] vegetation comes from remote sensing observations, which show a widespread increase in vegetation greenness indexes since the early 1990's. Re-greening is not an appropriate term to describe ecosystem changes at the site level, but changes in surface properties like solar reflectance values at regional scales may indicate whether the herbaceous vegetation growth and/or the density of woody plants is evolving.

Remote sensing instruments provide information on the Earth surface with an extensive spatial coverage and relatively high sampling rates over several years. In particular, in the solar spectral domain, space radiometers measure the reflected radiation from the Earth surface which depend mostly on land cover spectral properties. Based on these

1. ratio entre flux sensible et flux latent
2. Consult next section for a precise caracterisation of the region of study.

characteristics, remote sensing observations are widely used to analyse the seasonal and interannual dynamics of the vegetation. Many works have been carried on in the Sahel region, to monitor vegetation cover and they all concluded that vegetation 'greenness' has expanded over the Sahel region since the second half of the eighties.

Such analysis emerged in the late nineties. At that time, the mainstream paradigm was that ongoing desertification was occurring (see discussion about the definition of this notion below). The most widely used remote sensing indicator to characterise vegetation cover is the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) [Rouse et al., 1973; Tucker, 1979; Tucker et al., 2005b]. It is based on the differential spectral properties of soil and vegetation in two spectral domains which are the Visible and the Near Infrared. The NDVI simplicity and the fact that it is normalized (i.e. ranging between 0 and 1) explains its popularity, though many other indices which present improvements like atmospheric or soil properties corrections have been proposed. See for example [Rondeaux et al., 1996], analyses of fPAR products by Govaerts and Lattanzio [2008] ; or the use of indices like EVI, for instance Tucker et al. [2005a] and [Röder et al., 2005].

The NDVI index, often referred to as the greenness index, has values close to zero for bare soil and tends to one over densely vegetated areas. In the Sahel region, precipitation determines most of the spatio-temporal differences in vegetation growth, although nitrogen and phosphorus availability strongly constrains the Net Primary Production, especially in the Southern part of the region [de Vries and Djitéye, 1982]. Indeed, many studies have shown high correlations between NDVI and rainfall variations over Sahel at seasonal to interannual time scales [Gray_Jr and Tapley, 1985; Tucker et al., 1986; Justice and Hiernaux, 1986; Townshend and Justice, 1986; Nicholson et al., 1990; Tucker et al., 1991; Tucker and Nicholson, 1999; Rasmussen, 1998]. The relationship between NDVI and rainfall is so tight that time series of NDVI data have sometimes been used as proxy for rainfall in regions with sparse rain gauge networks [Nicholson et al., 1990; Martiny et al., 2009].

The continuous availability of measurements in the required spectral bands over long time periods gives the opportunity to characterise the long-term evolution of the vegetation cover by using trends of NDVI. The first measurements were conducted in 1981 with the Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR) sensors on-board the NOAA polar satellites constellation and are still ongoing [Cracknell, 1997]. More recently many other instruments have been used to provide similar products at higher resolution, in particular SPOT-4-VEGETATION since 1998, MODIS since 2000, MERIS since 2002, and SeaWIFS since 1997 [Brown et al., 2006; Fensholt et al., 2009]. The NOAA-AVHRR NDVI dataset, collected since 1981, is provided at a resolution of 8x8 km^2 and based on ten-days composite time series [Tucker et al., 2005b] of the GAC dataset obtained by subsampling the raw reflectance data onboard the satellite.

The global dataset derived from NOAA-AVHRR, and particularly all the available time series that go back to the early eighties for the Sahel, come from the Global Area Coverage (GAC) radiances [James and Kalluri, 1994]. GAC data are produced on a daily basis for the whole globe from the Local Area Coverage (LAC) 1.1km pixels, using a rather idiosyncratic sampling and averaging technique. For a given scan line, the first four pixels are averaged, then one pixel is ignored, the next four pixels are averaged, the following pixel is ignored, and so on. Once completed for a scan line, the next two scan lines are completely ignored and then the next line is sampled in the same way as the first. So each GAC pixel represents a 5 x 3 LAC pixel area [Justice et al., 1989]. The radiances in AVHRR channels 1 and 2 are then used to calculate the NDVI of each GAC pixel.

Various processings of the NOAA-AVHRR reflectance data in the visible and IR channels have been conducted. Obviously, the possibility to use this index to study inter-annual differences is highly dependent on the quality of the post-processing of the raw data acquired by the sensors. In particular, the orbital configuration of the satellites evolved along their life-cycle, and different NOAA-AVHRR satellite platforms have been launched over the span of the available dataset (table 2.1 ; Tucker et al., 2005b)

TABLE 2.1: : Global coarse-resolution satellite spectral vegetation index datasets. Data from these satellites can be used to study the photosynthetic capacity of vegetation from space.

Instrument	Dates of coverage	Spatial resolution (pixel)	Temporal resolution	Data Source
NOAA-7	7/1981-2/1985	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-9	2/1985-9/1988	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-11	9/1988-9/1994	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-9d	9/1994-1/1995	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-14	1/1995-11/2000	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-16	11/2000-12/2003	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-17	5/2002-7/2005	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
NOAA-18	7/2005-present	8-km (GAC subsampling)	15 days	GIMMS NDVIg op. dataset
SeaWiFS	9/1997-present	4633m	monthly	SeaWIFS / GSFC / GIMMS
SPOT4-Vegetation	5/1998-present	1km	10 days	FAS-GIMMS VITO
MODIS	1/2000-present	250-1000m	16-days	MODIS Land and Vermote/Saleous

The first available NDVI dataset from AVHRR was the Pathfinder dataset [James and Kalluri, 1994]. In this dataset, the data were resampled to a grid size of 7.638km by selecting the maximum value of NDVI from blocks of four 4 km GAC pixels over a 10-day period, in order to minimize the influence of clouds, sun angle, water vapour, aerosols and directional surface reflectance (Holben, 1986). Still, the computed NDVI in that dataset did not benefit from corrections such as angular corrections by the computation of Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF[3]). Nonetheless, the NDVI time series provided in this dataset appear consistent over the period from 1981 and up to 1999, except for 1994 which is lacking. However, the drift in overpass time generates a very large departure (figure 2.1) after 2000 (as shown by Eklundh and Olsson 2003). Eklundh and Olsson [2003] documented Sahel re-greening based on the Pathfinder NDVI dataset, and restricted their study to 1982-1999 to avoid the above mentioned shortcomings. They analyzed 10-day maximum-value NDVI composite and considered both the amplitude and the integral of the curve of NDVI values during the growing season. They found a widespread and strong increase of the NDVI amplitude over northern Sahel between 1982 and 1999 (figure 2.2).

3. a BRDF is a characterisation of the reflectance of a target as a function of the illumination and viewing geometries

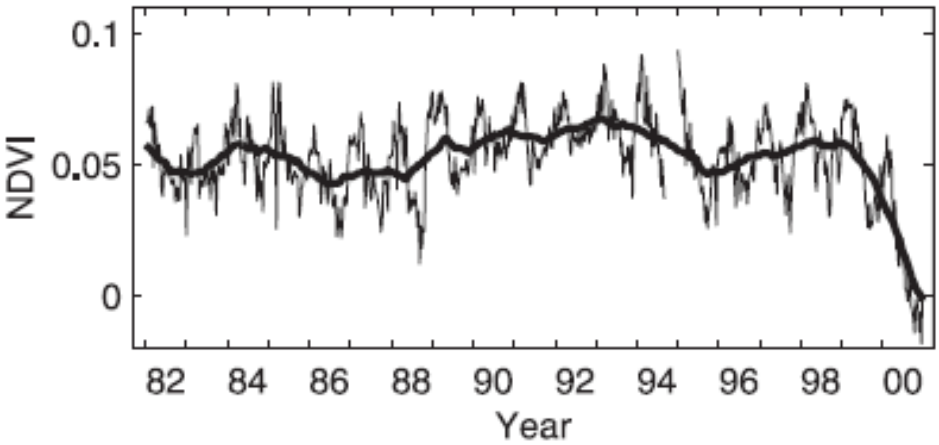


FIGURE 2.1: Pathfinder NDVI averaged for 11750 pixels in the Sahara (to identify fluctuations of the NDVI estimation on points on which this index should remain constant). The thick line is a 35-point running average. [Eklundh and Olsson, 2003], with permission from AGU. In 2000 the values dropped rapidly to below zero, indicating a systematic shift in the data. This is possibly a result of the very late afternoon overpass times of NOAA-14, resulting in very high Solar Zenith Angles.

They also observed that the integrated NDVI over the growing season did not increase in the soudanian and guinean zones (figure 2.2). Aware of the limitations of NDVI due to saturation, Eklundh and Olsson stated that these differences in spatial patterns could be an artefact resulting from the saturation of the NDVI but did not demonstrate this, although it would require a closer examination as the NDVI seldom exceed 0.8 at 10°N.

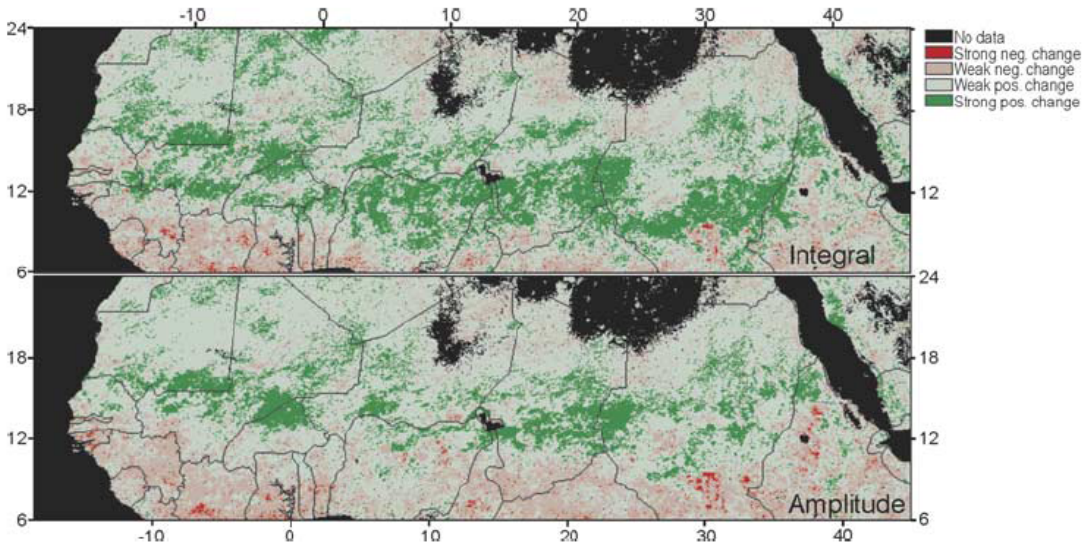


FIGURE 2.2: Trend in Pathfinder AVHRR integrated NDVI (top) and amplitude (bottom) 1982-1999 from the pioneering analysis of Eklundh and Olsson [2003], with permission from AGU. A two-tailed T-test with a 95% confidence interval was used to determine class boundaries from the slope, labeling trends that were not statistically significant as weak and those that were statistically significant as strong.

An improved processing of the NOAA AVHRR data has been conducted by the GIMMS group [Tucker et al., 2005b] (http://www.landcover.org/data/gimms/). The GIMMS dataset has been corrected more precisely for residual sensor degradation and calibration differences, changing solar zenith and viewing angles, volcanic aerosols, atmospheric water vapour and cloud cover. These corrections were achieved by nonlinear empirical mode decomposition methods [Huang et al., 1998; Pinzon et al., 2005] and maximum value composition to minimize biases introduced by cloud contamination (Holben [1986] ; see also McCloy et al. [2005] for a more general comparison of three AVHRR datasets : PathFINDER, GIMMS and FASIR). It has been shown [Fensholt et al., 2009] that the GIMMS dataset is likely not biased by the drift of the overpass time or change of sensor, at least for the recent period of 2000-2007. During this time, validations with alternative products at higher resolution have become available (EOS-Terra-MODIS, SPOT-4-VEGETATION cf Fensholt et al. [2009]).

In 2005, Anyamba and Tucker analyzed the evidence of greening in the Sahel using the GIMMS data over the period 1982-2003. They observed that at the beginning of this period NDVI values were below average reflecting the persistence of drought, in particular during the years between 1982 to 1985, while NDVI values between 1994 and 2003 were above normal, peaking in 1994 and 1999. Thus, these results confirmed a trend towards greener and likely wetter conditions over the Sahel, confirming with a dataset of better quality the results of Eklundh and Olsson, and extending-it over time.

Complementary analyses [Heumann et al., 2007] have also shown that two types of greening have occurred in the Sahelian and Sudanian bioclimatic zones. In the Sahelian zone the increase of integrated NDVI is due to an increase in NDVI amplitude with no extension of the growing season length. In the Sudanian zone instead, the increase of integrated NDVI is due to an increase in the duration of the growing season (figure 2.3 C, E and F). These results, in line with those of Eklundh and Olsson, suggest that either vegetation cover has evolved differently along the gradient of precipitation or that the index suffers from saturation in the wetter Sudanian zone.

In summary, satellite observations of NDVI, despite uncertainties and possible bias indicate unambiguously a trend towards an increased greenness over the Sahel since the drought of the early eighties. This diagnostic has changed the terms of a debate that was driven by lingering fears of desertification and increased dryness as feared during the 1980's.

2.2.1 Evolution of the tree cover

2.2.1.1 Evolution of the crown cover fraction.

To our knowledge, no study providing an estimate of the evolution of the tree-cover at the regional scale over West-Africa and the Sahel has been published.

Approaches that have already been the subject of publication for others regions of the globe could also be applied in West-Africa and the Sahel. Studies quantifying rates and patterns of regional changes in woody cover in savanna have been carried out in North America [e.g. Archer et al., 2001; Asner et al., 2003], South America [e.g. Silva et al., 2001], Australia [e.g. Burrows et al., 2002; Fensham and Fairfax, 2003] and Africa [e.g. Hudak and Wessman, 1998; Roques et al., 2001] as noticed by Fensham et al. [2005].

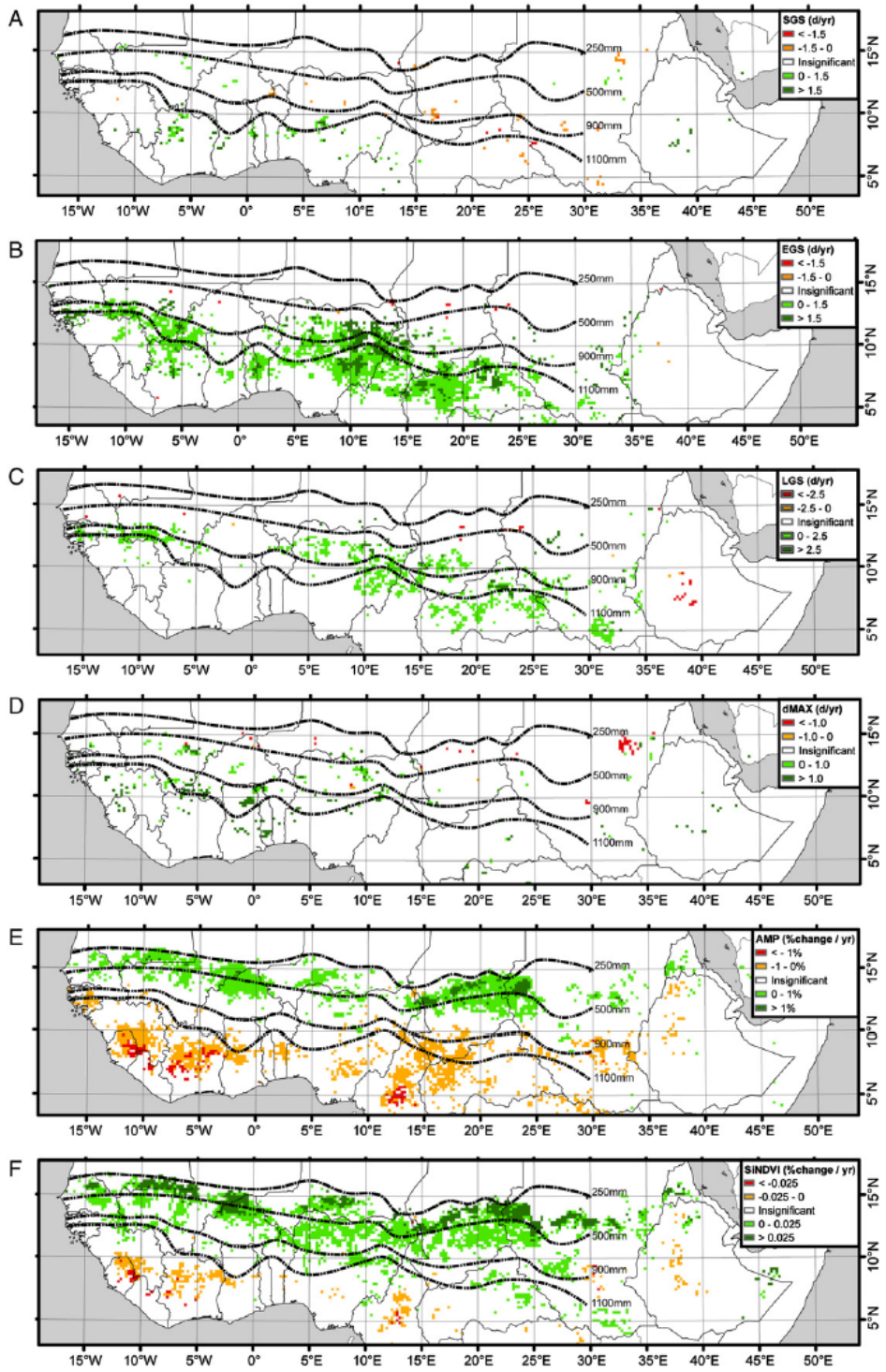


FIGURE 2.3: Significant trends in the start of the growing season SGS (A), end of the growing season EGS (B), length of the growing season (C), time when the annual max occurs dMAX (D), amplitude AMP (E), and seasonal integrated NDVI SiNDVI (F). Positive and negative trends refer to earlier and later dates for SGS, EGS and dMAX. While significant trends of AMP and SiNDVI are widespread throughout the Sahel, significant phenological trends are confined to the Sudan and Guinean regions [Heumann et al., 2007], with permission from Elsevier.

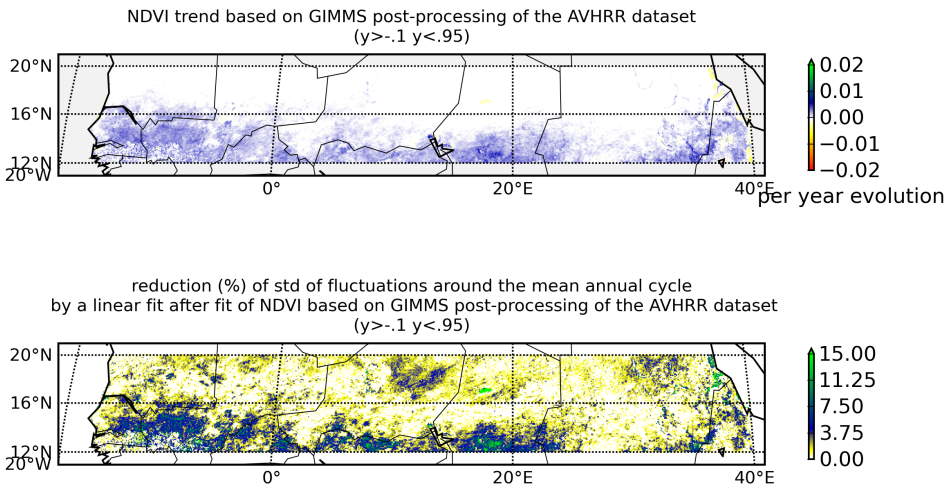


FIGURE 2.4: a. NDVI trend of the fluctuations around the mean annual cycle of the GIMMS dataset over the period 1982-2006. b. Reduction of the standard deviation of the residual due to the linear trend for the above figure.

These studies were based either exclusively on the use of aerial photographies and ground survey [Roques et al., 2001; Hudak and Wessman, 1998; Fensham and Fairfax, 2003] or on a combination of remote sensing products at medium resolution and aerial photographies [Asner et al., 2003]. The complementary between these two streams of data comes from the fact that low resolution remote sensing products are available with a much higher repetition rates over relatively long periods, while aerial photographies can complement the analysis by enabling to going back further in time and provide higher resolution information like more recent remote sensing captors (SPOT, IKONOS,. . .). For instance, the approach of Asner et al. [2003] was based on the use of historical aerial photography, contemporary Landsat satellite data, field observations and aboveground C stocks between 1937 and 1999 in a 400km^2 region of northern Texas, USA.

The combination of aerial photography and remote sensing product at different resolution for long-term, large-scale analyses of changes in woody plant cover benefits from evaluations of the importance of re-sampling at the same resolution of data obtained thanks to multiple sensors and the degradation of the result associated with the use of unsupervised classifications [see for instance Ruelland et al., 2011].

Subsampling strategies, as the one applied for the analysis of the land cover trend in Senegal by Tappan et al. [2004] can be applied to get regional estimates. Following similar protocol would enable to provide an estimate of the evolution of the tree-cover over West-Africa or the Sahel (a work presently conducted by colleagues of the JRC and the CIFOR, personnal communication, but not yet published at the time of redacton of the present report).

2.2.1.2 Evolution of forested areas

Withing the sample of results gathered by Ariori and Pierre [2005], their has been a reduction of around 2% per year of dry-forests cover in West Africa over the last decades.

Among the 44 forest sites that had been analysed, 15 have disappeared during the second half of the XXth century, while the others have been the subject of reduction of more than 50% during the second half of the XXth century. They put an emphasis on the case of the 27 classified and protected forests along the Senegal river is for instance rather spectacular, since the surface that they cover has diminished by 77% between 1965 and 1992 [Tappan et al., 2004].If the rates of deforestation compiled by the FAO are of 0.72% for the area considered by these authors (Mauritania, Senegal, Guinea-Bissau, Mali, Burkina-Faso, Niger and Tchad), Ariori and Pierre [2005] also insisted on the discrepancies between the successive report of the FAO, with total forest area of these countries revised.

2.3 The Sahel vegetation

2.3.1 Vegetation distribution

The Sahel, a word meaning "shore" in Arabic, corresponds to the arid and semi-arid ecosystems extending between the hyper-arid Sahara desert and the savannas of sub-humid tropical Africa. It spans across all of Africa, from Mauritania and Senegal on its western edge to Eritrea at its eastern edge, crossing Mali, Burkina-Faso, Niger, Nigeria, Chad and Sudan.

The Sahel region is characterized by a strong north-south rainfall gradient, a strong seasonality of rainfall distribution associated with high inter-annual rainfall variability. By definition, the Sahel bioclimatic zone is bounded by mean annual rainfall up to 600-700 mm in the south, down to 100-200 mm in the north (e.g. Aubréville and Chevalier [1949]; Houérou and Popov [1981]). The vast majority of the Sahelian rainfall is delivered by the northeastward progression of the West African Monsoon during the boreal summer, with most rainfall occurring between July and September. A large share of the rain is delivered during a limited numbers of days, often when squall lines, spatially organized lines of convective disturbances, are triggered [Rowell and Milford, 1993].

The strength and maximum northwards displacement of the Monsoon vary on timescales of years to millennia, meaning that the boundaries of the Sahel using a bio-climatic definition such as above are not fixed over time. Sahel may be defined geographically as the region of Africa situated between 12° and 18° North. However, in the western part of this region, the mean rainfall gradient is steeper and tends to extend further north.

Together with mean annual precipitations, the Sahelian vegetation is controlled by the duration (up to 9-10 months) and severity (air moisture below 10% for 1 to 3 months) of the dry season, resulting in high values of the aridity index. In addition, even during rainy season, precipitation exhibits a high temporal and spatial variability. Yet, a very large fraction of the herbaceous vegetation in Sahel is composed of annuals grasses. Perennial herbaceous species occur both on the drier and wetter edge of the Sahel zone [Hiernaux and Le Houérou, 2006]. Northern Sahel is dominated by rangelands of annual grasses associated with scattered shrubs and low trees, including acacia species. Rain-fed crops/fallow successions represent a more significant part of the landscape in the southern Sahel, where the "natural" herbaceous layer is still dominated by annual grasses, of longer growth cycle though, and woody populations get taller and denser with more species from the combretaceae and fabaceae families. The herbaceous vegetation being dominated by annual species across the whole Sahel gradient, vegetation growth is first determined by seed germination and seedling development, highly dependant on the pattern of the rains at the onset of the rainy season. Germination failure and aborted cohorts are common [Cissé, 1986]. Yet

the bulk of the soil seed stock is transient, i.e. seeds do not remain viable several years in the soil [Hérault and Hiernaux, 2004] reinforcing and prolonging the effect of rainfall variations.

If mean annual rainfall drive the Sahel vegetation gradient at regional scale, and rainfall distribution during the rainy season drives the vegetation growth, the redistribution of rainfall through run-off plays a major role in the heterogeneity and pattern of vegetation in the landscape [Breman and de Ridder, 1991]. Despite the endorheic functioning of most of the Sahel hydrosystems, redistribution of rainfall at the soil surface is very active in Sahel because of the high intensity of monsoonal precipitation [Lebel and Ali, 2009], the poor vegetation coverage especially at the onset of the rainy season and the large extent of soils surface crusts [Casenave and Valentin, 1989]. On sandy soils and very gentle slopes water travels short distances in sheet run-off to small distances (a few 10th to 100th meters) feeding interdune or other small depressions. On finer textured soils, or rocky soils, and steeper slopes, run-off is concentrated in gullies structured in hierarchical webs, which depending on topography and geological substrate, can feed valleys and pools of various scales including valleys of between 10 to 100km in length, as well as large perennial lakes offering a key resource to human economy [Gardelle et al., 2010]. Depending on soil texture, part of the water accumulated in the low land and pools percolates and may feed a water table [Favreau et al., 2009]. The concentration of rainfall water and sediments sustain higher vegetation growth in the low lands, especially dense woody plant stands that will not survive solely on rainfall and benefit from percolated water [Hiernaux and Le Houérou, 2006]. Rainfall water redistribution by run-off also varies with rainfall intensity and distribution pattern and is mediated by the status of vegetation cover and soil surface features contributing to indirect effects of variations in precipitations and in land use. For example, the reduction of vegetation cover and the expansion of areas cropped have been identified as main driver of a steady increase in water recharge in western Niger [Favreau et al., 2009], and the reduction in vegetation cover over shallow soils is viewed as the main cause for the large increase in water stored in ponds in eastern Mali [Gardelle et al., 2010]. Both evolution have occurred since the 1980's while rainfall has remained below average.

2.3.2 Land use trends

Despite sustained migration toward cities, rural population is still growing fast (see Guenguant et al. [2002] about the dynamic of population in Niger). This growth is accompanied by a major shift in land-use resulting from crop area expansion and cropping system intensification. Areas devoted to crops increased in proportions similar to that of the rural population. New crop lands are created farther from villages and over terrain more marginally suitable for cropping. Intensification of the cropping system affected the crop-fallow succession scheme by abrupt changes in farming practices rather than by simple shortening of the fallow period. Changes from systems with long term fallow toward a 5 years cultivation / 3 years fallow cycle are observed. Changes from fallow to continuous cropping are also observed, as long as soil fertility allows it (around Kano in Nigeria, Mortimore [2000a] ; in the Maradi department of Niger, Mortimore [2000b]; Hountondji [2008] ; Niger department of Keita, Vecchia et al. [2007],...).

In Senegal, as described by Tappan et al. [2004], the emerging land use trend is a significant increase of areas devoted to crops since the 1980's. However, this extension may not be as widespread as estimated in the widely used model of land use change in Sudan-Sahelian Africa : SALU [Stéphenne and Lambin, 2001; Lambin et al., 2001]. In Senegal, based on the analysis of randomly chosen imagery samples, Tappan et al. [2004] concluded

that the relative increase of croplands has been of the order of 23% (from 17.4 to 21.4% of the total over the period 1965-2000 : figure 2.5). This extension of croplands has been very significant in the Casamance region, in southern Senegal. At the country level, this has resulted into important losses of riverine and gallery forests but did not change completely the ratio of the ecosystems that may be categorised as savannas vs. agro-ecosystems.

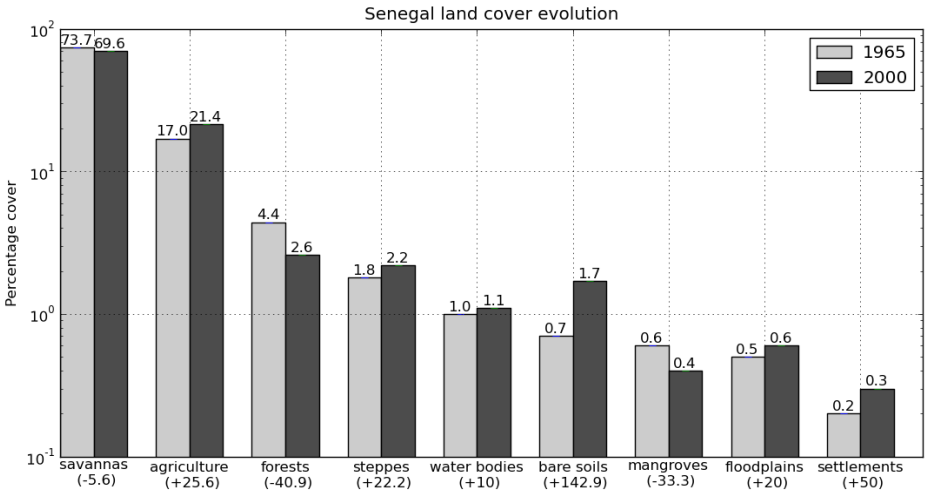


FIGURE 2.5: National land use and land cover for Senegal, comparing the 1965 and 2000 situations (the percentage of relative evolution is indicated in parenthesis). Values from Tappan et al. [2004] are presented in a semi-log bar chart.

Besides, the intensification of cropland also contributed to a net reduction of the areas available for grazing, at least during the cropping season. Grazing is not only conducted over areas classified as steppic rangeland with bushes and wooded savannas, but also over fallowed areas that are shrinking as a consequence of increasing cropland areas.

By promoting short-rotation fallow and permanent cropping, the intensification of agriculture has broken down the management of agrarian parklands (agro-forestry systems). Indeed in traditional management systems, the trees conserved in cropland were not planted but only spared at land clearing, which implies that young stems had to emerge and grow enough during the fallow period to avoid being removed as adventices. Such is only possible with prolonged fallow periods.

Today, high use of fertiliser is more the exception than the rule (except in Nigeria, in the peanut belt of Senegal and the cotton belt which is spread out over several countries), leading to a major impact of nutrient limitation on the differential between the potential and observed productivity.

In summary, Sahel vegetation cover and production varies mainly with the rainfall gradient along the South-North axis. Locally, this pattern is modulated by rain water being redistributed by runoff and by differences in soil fertility. Anomalies of rainfall during a given year may also alter the vegetation composition and productivity during the following years. Finally vegetation composition and productivity are also deeply modified by land use trends. Overall however, differences of vegetation growth on a large scale are largely controlled by rainfall. This observation suggests that any positive / negative changes in rainfall will have a positive / negative impact on vegetation cover and production.

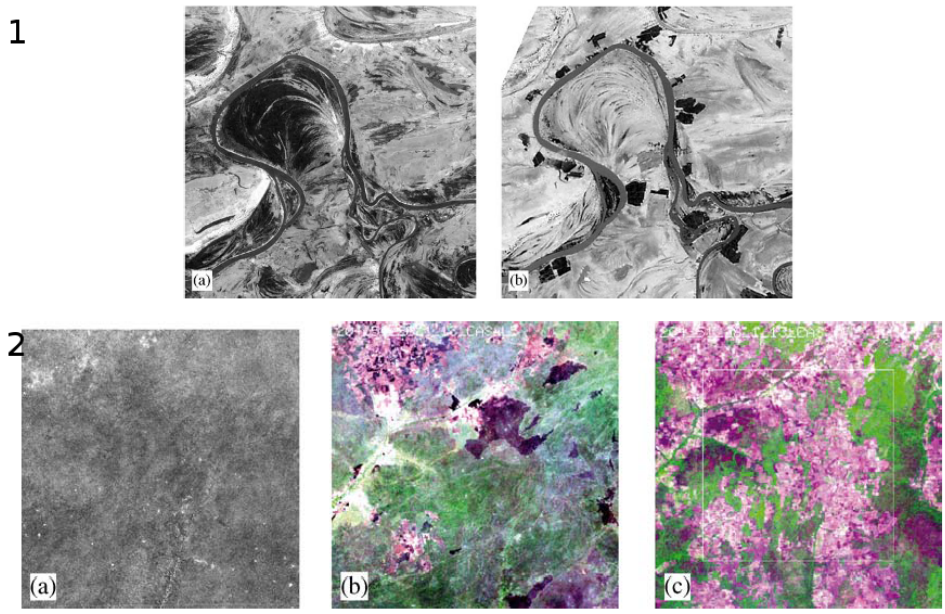


FIGURE 2.6: 1. (a and b). Left : Corona photograph, December 1965 ; right : TM image, January 1994. This pair of satellite images shows the total loss of riverine acacia forests at a loop in the Senegal River just west of Podor. Note the large, irrigated fields in the photo at right. 2. (a, b, and c). This time series of satellite images represents one of the 10x10km2 area frame samples used to monitor and quantify land use and land cover trends in the Casamance Region. This example shows deforestation and rapid expansion of agriculture in the Pata Forest Reserve. Left : Corona, January 1968 ; center : Landsat, November 1985 ; right : Landsat, December 1999. Reprinted from [Tappan et al., 2004], with permission from Elsevier.

2.4 Sahelian rainfall variability across multiple time scales

Like most of the semi-arid climate zones, the Sahel is a region that is subject to a very high rainfall variability both spatially and temporally, from year to year. One specificity, however : dry and humid anomalies over several years and decades seem to be much more pronounced than in many other steppe climatic regions [Nicholson, 1993, 2000].

2.4.1 The past 100,000 years

Long-term climatic and environmental changes in the Sahel are chiefly associated with variations in the strength and position of the African Monsoon. The main factors leading to fluctuations of the African Monsoon on millennial and longer time scales are the Earth's orbital parameters. These variations change the seasonal distribution of solar radiation. Still, the coupled vegetation-atmosphere system has a non-linear response to changes in solar radiation [Rial et al., 2004]. There are hysteresis effects [Pielke et al., 1998] and abrupt transitions [Claussen et al., 1999], as observed in reconstructions of the Sahelian monsoon during transitions from glacial to interglacial conditions or after the decrease of Northern Hemisphere summer season maximum insolation as happened some 5500 years ago [Foley et al., 2003]. Hence, processes due to the changes in the circulation of energy in the atmosphere and the ocean, but also modification of the land surface superimpose their

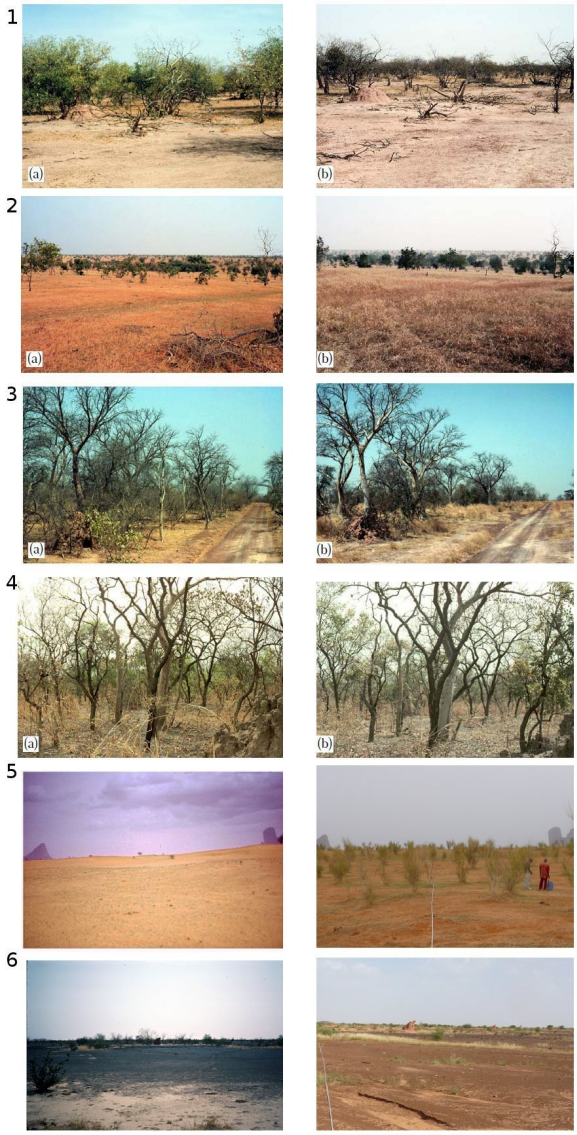


FIGURE 2.7: 1.(a and b). Drought in the 1970's and mid-1980's reduced the woody vegetation of the Ferruginous Pastoral Region. This photograph pair taken 13 years apart shows mortality among Pterocarpus lucens bushes. Left : November 1983 ; right : February 1996. 2.(a and b). A 10-year comparison of a typical landscape near the Réserve Sylvo-Pastorale des Six Forages. The photographs show relative stability in the woody cover, despite a severe drought in 1982–84. Left : October 1983 ; right : January 1994. 3. (a and b). An 11-year comparison of a Sudanian wooded savanna 10km north of the Forêt Classée de Goudiri. The tree cover has been thinned out from logging for charcoal production, creating a negative impact on the biological diversity. Left : March 1983 ; right : February 1994. 4. (a and b). A 10-year comparison of an upland wooded savanna in the Niokolo-Koba National Park. Note the stability of the woody cover and the very slow rate of growth, judging from the thickness of the branches and trunks. Left : April 1984 ; right : February 1994 [1a and b, 2a and b, 3a and b, and 4a and b are photos courtesy of Tappan et al. 2004], with permission from Elsevier. 5 (a and b). Gourma supersite long term monitoring. Site 19. 6 (a and b) [unpublished pictures of Hiernaux et al.]

own mode of variability on the solar forcing which is smooth over several millennia, with frequencies of 20ky, 40ky, 100ky and more [Milankovitch, 1941; Berger, 1988].

During glacial periods, for instance during the period from 120ky to 10 ky before present, the aridity was episodically greatly enhanced in the northern African subcontinent [Houérou, 1997], in phase with what seemed to occur over Arabia and Asia [Yan and Petit-Maire, 1994] on the basis of paleoclimatic proxies.

At the time of the last glacial maximum (LGM), 21,000 years ago, the Sahara desert covered a much larger area than at present (fig 3.1 in Goudie [1992] ; Jolly et al. [1998]). The presence of fossil dunes five degrees south of their present limit is an heritage of this period [Talbot, 1985]. A combination of factors is believed to have caused the increase of aridity over the Sahel at the time of the LGM. The main drivers of that situation were a reduction of the available moisture in the atmosphere leading to a contraction of the meteorological tropical belt concomitant with a minimal summer insolation for the Northern hemisphere (more details in Goudie [1992]; Bush and Philander [1998]; Gasse [2000]).

2.4.2 The past 10,000 years

The enhanced seasonality of the solar radiation forcing (orbital tilt of the Earth) that peaked at 11 000 years BP, led to an increase of the Sahelian monsoon system. This link is mainly because the thermal inertia of the continent is lower than the one of the ocean, creating a steeper gradient of temperature in summer and increasing the monsoon forcing [Joussaume et al., 1999; Braconnot et al., 1999; Zhao et al., 2005; Braconnot et al., 2007]. The African monsoon was stronger than at present during the period from around 10-5 ka, although this trait is much less obvious for the period from 6.7 to 5.5 ka [Petit-Maire and Guo, 1996]. Indeed, there is widespread evidence of a much wetter climate in the Sahel and Sahara in the first half of the Holocene [Jolly et al., 1998]. Although the solar forcing enhanced seasonality progressively declined after 8000 yrs BP [Fleitmann et al., 2003], conditions wetter than today persisted over Sahel up until around 5000 yrs BP [Lezine et al., 1990]. This period of 'green Sahara' was characterized by a northwards shift of Sahelian bioclimatic zones by hundreds of kilometers, as compared to their limits today.

After 5000 yrs BP, the weakening of the monsoon ultimately led to aridification and desertification of the Saharan region [Jolly et al., 1998; Brooks, 2004]. Most paleo-environmental reconstructions and model studies suggested that the desiccation occurred relatively abruptly [Petit-Maire and Guo, 1996; de Noblet et al., 1996; Claussen and Gayler, 1997; Claussen, 1997] as summarized in Claussen [2008]. For instance, in the model study of Claussen et al. [1999], a strong amplification by positive feedbacks between the atmosphere and the vegetation caused this abrupt change, despite slowly varying solar forcing. According to Renssen et al. [2003], the abruptness of the transition could have been mediated by a slowdown of the thermohaline circulation. However, some recent analyses challenge this perception. For instance, the analysis of the sediment cores of Lake Yoa, in Northern Chad, suggests that there has been a relatively weak biogeophysical feedback on climate and a gradual, rather than an abrupt, termination of the african humid period in the eastern Sahara [Kropelin et al., 2008b,a]. Indeed, their measurements indicate a phase of large-scale dust mobilisation from 4300 B.P. (2350 B.C.), associated with a strong reduction in tropical trees and then Sahelian grassland cover. Today's ecosystem and regional wind regime have only been established around 2700 B.P. (750 B.C.)

During the last 2-3 millennia, the evolution of Sahelian precipitations is not reconstructed with great precision, due to the scarcity of data. Humidity-related indicators such as fossil oasis observed over the Sahara during its green period are no longer available. Nonetheless, it seems that the Sahel region experienced alternating sub-millennial scale arid and humid periods, superimposed over a late Holocene trend of increasing aridity [Vernet, 2002].

2.4.3 The past 1000 years

Brooks [2004] described an arid period during 300 BC-300 AD, during which "the Sahara may have been more desiccated than at any time during the past 2000 years". This arid spell was followed by a wetter period between 300 and 1100 AD. Then another arid period occurred during 1100-1500 AD. According to Brooks [2004], rainfall increased significantly by around 1500 AD, followed by aridity during 1630-1860 AD, causing drought and famine conditions in Senegal and the Niger Bend area during the 1640's and 1660's.

Shanahan et al. [2009], working on sedimentary deposits in the Lake Bosumtwi in south-western Ghana, found a high correlation between their proxy and regional-scale precipitation anomalies over the period 1920-2000. They could thus use lake sediments proxy data to infer regional-scale changes in monsoon precipitation on decadal and longer time scales. The lake Bosumtwi underwent progressive drying between 2660 and $\sim$ 1000 yr B.P., and a rapid drying between 1700 and 1800 yr B.P. (figure 2.8 below). This record is consistent with climate simulations [Kutzbach and Liu, 1997] and paleoclimate reconstructions [Gasse, 2000; Jolly et al., 1998; deMenocal et al., 2000; Weldeab et al., 2007], which support a continuation of the weakening of the West African Monsoon in response to the gradually decreasing summer insolation over the late Holocene. On top of this weakening monsoon trend, Shanahan et al. [2009] could identify the superimposition of a serie of multicentury droughts, the most recent of which having occurred between 1400 and 1750 AD (550 to 200 yr B.P.).

2.4.4 The past 100 years

Large inter-annual and decadal fluctuations of rainfall are superimposed on changes on longer time scales. Recent findings suggest that the former are primarily resulting from fluctuations in the pattern of tropical ocean surface temperatures [Giannini et al., 2003]. On the basis of the results of these authors, the persistence of drought in the 1970's and 1980's in the Sahel can be attributed to warmer-than-average low-latitude waters around Africa, since these conditions weaken the continental convergence as they favor the establishment of deep convection over the ocean.

This hypothesis is actually far from new [Lamb, 1978] but might have been overlooked when looking for causes of the drought of the 1970's and 1980's [McCann, 1999]. At that time, Charney's work on the positive albedo [4]-precipitation feedback was very influential (Otterman 1974; Charney 1975, figure 2.10) as well as the potential relevance of land surface conditions as the main driver for the drought. Indeed, although numerous studies have supported the existence of a positive land surface feedback [Sud and Fennessy, 1982; Xue and Shukla, 1993; Taylor et al., 2002], a convincing demonstration that this mechanism

4. the albedo represent the fraction of the incoming solar radiation which is reflected

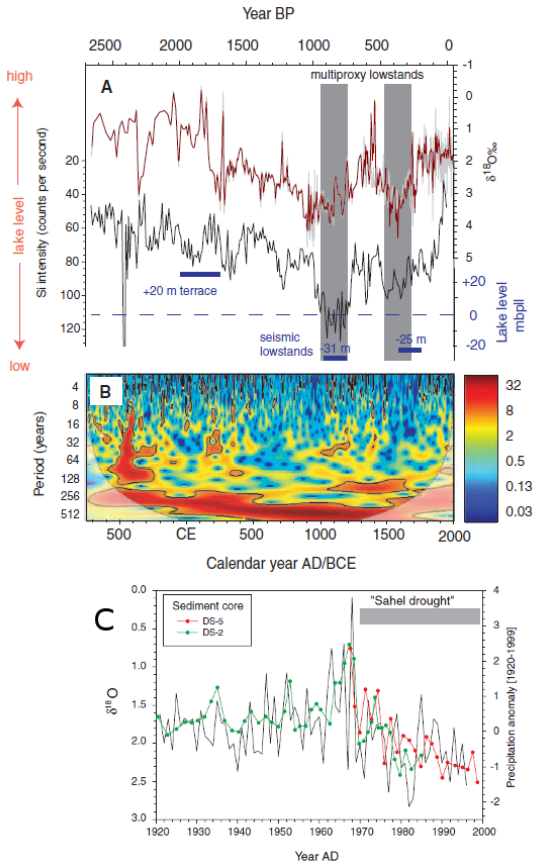


FIGURE 2.8: Paleohydrologic evolution of Lake Bosumtwi (Ghana). (A) Shown are the $\delta^{18}O$ in lake carbonates (top : red line, 5-year average ; gray line, raw data ; note the reversed scale), silicon (Si) intensities generated by m-XRF scanning (middle : black line, note the reversed scale ; 10-year averages), and indicators of past lake levels based on emergent terraces and seismic data (bottom : horizontal blue bars) mbpll, meters below present lake level. More positive isotopic values occur during lowstands, which is consistent with a more evaporated lake. Higher elemental (Si, Al, K, and Ti) concentrations indicate increased transport of terrigenous material to the basin during lowstands, when more catchment area is exposed to erosion. Vertical gray bars indicate the timing of prominent late Holocene lowstands discussed in the text, as identified in the multiproxy data. (B) Evolutive wavelet power spectrum (28) computed with a Morlet wavelet (eight octaves, four suboctaves per octave) on the detrended (600-year, 50% spline) PC1 of the XRF data. The black line indicates 95% significance level. Century-scale variability is strong throughout the past approximately three millennia. (C) Proxy instrumental data comparison with rainfall variability. Carbonate oxygen isotope data from cores DS-2 and DS-5, placed on a laminae age model plotted with normalized precipitation anomalies from the Kumasi meteorological station (black line), 35 km northwest of the lake, are shown. More negative isotopic values occur during intervals with high precipitation rates. Both records show enhanced precipitation before $\sim$ 1965 and a negative trend in precipitation after 1970, synchronous with extended drought in the Sahel region (gray horizontal bar). [From Shanahan et al. 2009]. Reprinted with permission from AAAS.

constitutes the leading cause of decadal variability of the West African Moosoon could never be proposed. One must note that the prescribed changes in land surface and vegetation cover were largely exaggerated in all the studies that pointed to the importance of a large land surface feedback on rainfall[Giannini et al., 2003]. Nowadays, even the existence of a vegetation feedback on rainfall remains debated [Zeng et al., 1999; Liu et al., 2006]. And in any case, this feedback seems to be of much smaller magnitude than estimated some twenty years ago [Taylor et al., 2002].

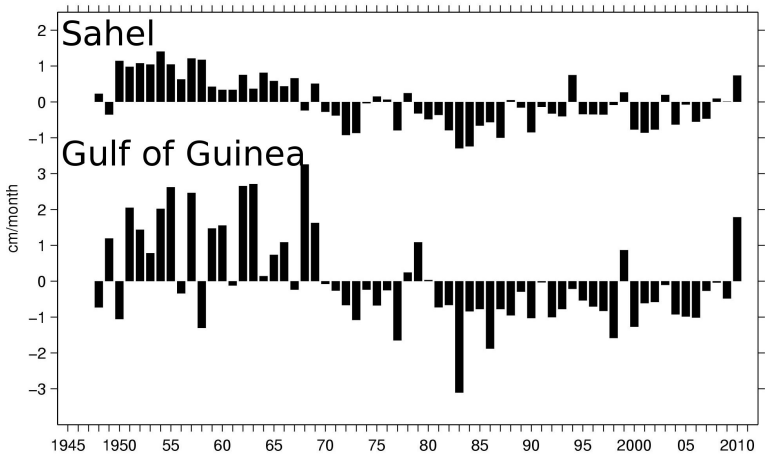


FIGURE 2.9: Sahel and Gulf of Guinea annual precipitation anomalies over 1948-2010. Yearly average of NOAA CPC Precipitation reconstruction based on raingauge data. The « Sahel » is the average over a region between 20°W-10°E and 10°N-20°N, while the Gulf of Guinea one has been computed over a region between 20°W-10°E and 2.5^{o}N and 10°N. Reproduced from `http://jisao.washington.edu/data/guinea/` .

Even if sea surface temperature (SST) seems to be a main driver for decadal variations in Sahel rainfall [Folland et al., 1986; Giannini et al., 2003; Hagos and Cook, 2008], there is a debate regarding the ultimate cause of this change. Is natural variability the only source of these fluctuations (and thus of Sahelian drought) or did anthropogenic forcings play a role [Hoerling et al., 2006; Ting et al., 2009] ? It is especially hard to decipher whether the regional cooling of sulphate aerosols and the global warming of greenhouse gases have reached a magnitude sufficient to alter SST patterns to lead to a prolonged drought over the Sahel [Rotstayn and Lohmann, 2002; Biasutti and Giannini, 2006]. Part of the uncertainty comes from the different model responses to GHG forcing, as seen in projections for the future [e.g., Held 2005; Cook 2008].

In the Ghana lake record of Shanahan et al. [2009], the strongest frequency component of the sub-century-scale variability is of $\sim$ 40 years (33 to 42 years), suggesting that long lasting droughts, like the one recently experienced since 1970 may correspond to natural variability. It has also been suggested that the drought patterns may reflect a natural low-frequency mode (65 to 80 year) of SST, termed the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO).

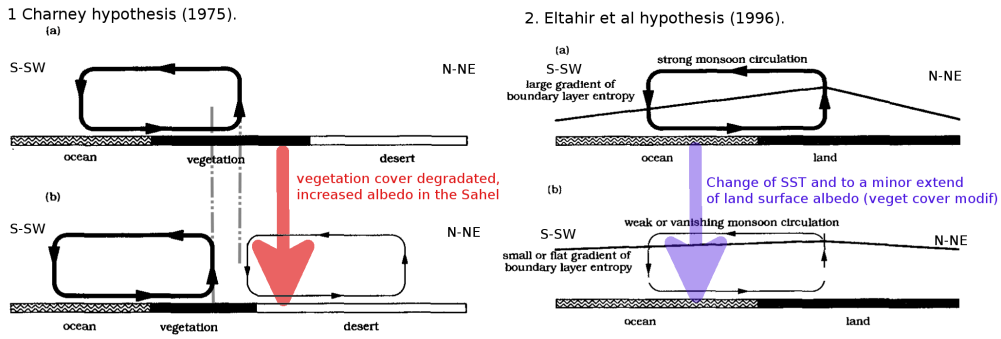


FIGURE 2.10: a. The Charney hypothesis, according to which the increase of albedo resulting from decreased Sahelian vegetation favors the development of large-scale circulations of air-masses unfavorable to the penetration of the monsoon flux in the Sahel. b. Representation of the hypothesis of Eltahir and Gong [1996] who focused on boundary layer entropy continental gradient as a good indicator of the likelihood of deep convection, and thus strong rainfall in West-Africa.

In summary, the rainfall regime in the Sahel has oscillated between dry and wet conditions at different times scales during the last 100 000 years. On long time scale, the main process controlling rainfall are the solar changes, and possibly their modulation by short-to medium term ocean circulation and SST changes. On shorter time scales, the occurence of decadal to centennial dry episodes can be inferred from paleo-data. There is no clear evidence that the positive feedback of vegetation cover on rainfall has strongly influenced the decrease of rainfall during the 1970's and 1980's.

2.4.5 Increasing rainfall in the 1990's according to rain gauge networks

Measurements at rain gauge stations, at most a century old, are the most accurate and reliable source of rainfall data in Sahel. However, rain gauge stations are sparse throughout Sahel and of varying reliability. Further, the data are not always easily available [Nicholson et al., 2003]. Hence, satellite observations were used as proxy for rainfall in a number of studies. There are several satellite precipitation estimation methods and products, including TAMSAT [Grimes et al., 1999], TOVS [Susskind et al., 1997], and PERSIANN [Sorooshian et al., 2000]. The most convincing products combine satellite with ground measurements into averaged precipitation fields. Two currently used examples of such datasets are the GPCP [Huffman et al., 1997; Adler et al., 2003] and the TRMM [Kummerow et al., 1998] products. The fusion between different satellite datasets or between satellite and in-situ datasets can improve the overall quality of precipitation estimation, eg the TAMANN product, [Grimes and Diop, 2003; Coppola et al., 2006], or the pentad GPCP [Xie et al., 2003].

Various analyses of rain gauge data over Sahel show a significant increase of precipitations during the 1990's and 2000's following two very dry decades during the 1970's and 1980's. Analysing a dataset that covered the period until 1998, Nicholson [2000] already identified a recovery of rainfall in Chad during the 1990's following continued aridity since the late 1960s. Eventhough rainfall has been near the 1901-1998 mean in some years of the 1990's, they noted however that conditions on average dryer than the last 50-years mean have prevailed throughout most of West Africa, and western Sahel in particular.

Rainfall slightly exceeded the long-term mean over most of the Sahel in 1994, the wettest year of the period 1975-1997, with 1978 and 1988 being the second wettest years. However, even during the latter two wet years, rainfall was below the long-term mean. Sircoulon [1976] and Kates and Ford [1981] found that severe droughts occurred in the Sahel in the 1910's and the 1940's. But from the few data available, it is quite clear that these drought were actually sporadic events compared to the prolonged drought observed in the 1970's and 1980's [Nicholson, 2000].

In a region of high inter-annual variability such as Sahel, Ozer et al. [2003] showed the length of observation period needed to assess a significant variation of rainfall when applying statistical tests to historical records : using Pettitt change point test, 12 years are needed on average to identify the reduction of annual rainfall that occurred by the end of the 1960's. Using a data set until 1999, Ozer et al. concur with the analysis of Nicholson et al. [2000] that the Sahelian drought initiated in the late 1960's may have ended during the early 1990's, but also pointed out that ten more years of data will be required before drawing any firm conclusion about the end of the drought at a 95% confidence level.

In a recent analysis of rain gauge data over West Africa, Lebel and Ali [2009] confirmed that the recent period chosen as 1990-2007 evidenced distinct rainfall trends between Western and Central Sahel (Chad, coined East in their article). This result is in line with the results of Nicholson et al. [2000] who only considered the period 1990-1997. This longitudinal dipole of rainfall increase over 1990-2007 is more complicated than the uniform drought pattern observed during the 1970's and 1980's, with an average annual rainfall deficit of 200 ±40 mm.

Lebel and Ali [2009] also showed that between 10°E and 20°E, wetter conditions returned since the end of the 1990's with mean rainfall recovering at the level of the 1950–1989 mean. In Central Sahel, between 10°W and 10°E, the drought was somewhat attenuated with a 1990–2007 average rainfall 10% larger than the 1970–1989 average but remaining lower than the 1950–1989 average. In Western Sahel, west of 10°W, dry conditions have continued to prevail after 1989 with an average rainfall over 1990-2006 equal to 675 mm compared to 680 mm during the 1970-1989 drought period and 905 mm during the 1950-1969 wet period.

In summary, despite high interannual variability, rain gauge data confirm a recent increase of rainfall since the 1990's. Between 0°E and 20°E, rainfall may have entirely recovered to a level observed prior to the large droughts of the 1970's and 1980's. By contrast, further west, no significant recovery of rain could be identified during the 1990's.

2.5 Changes in Sahel vegetation ; rainfall and cropland increases

2.5.1 Changes in vegetation productivity due to rainfall

Field measurements of vegetation biomass in relation with inter-annual variations of rainfall amount and distribution have shed light on the relationship between vegetation productivity and rainfall. Field measurements have been conducted for different land use types [Bille, 1977; Cornet, 1981; Breman and de Wit, 1983; César and Havet, 1986; Grouzis,

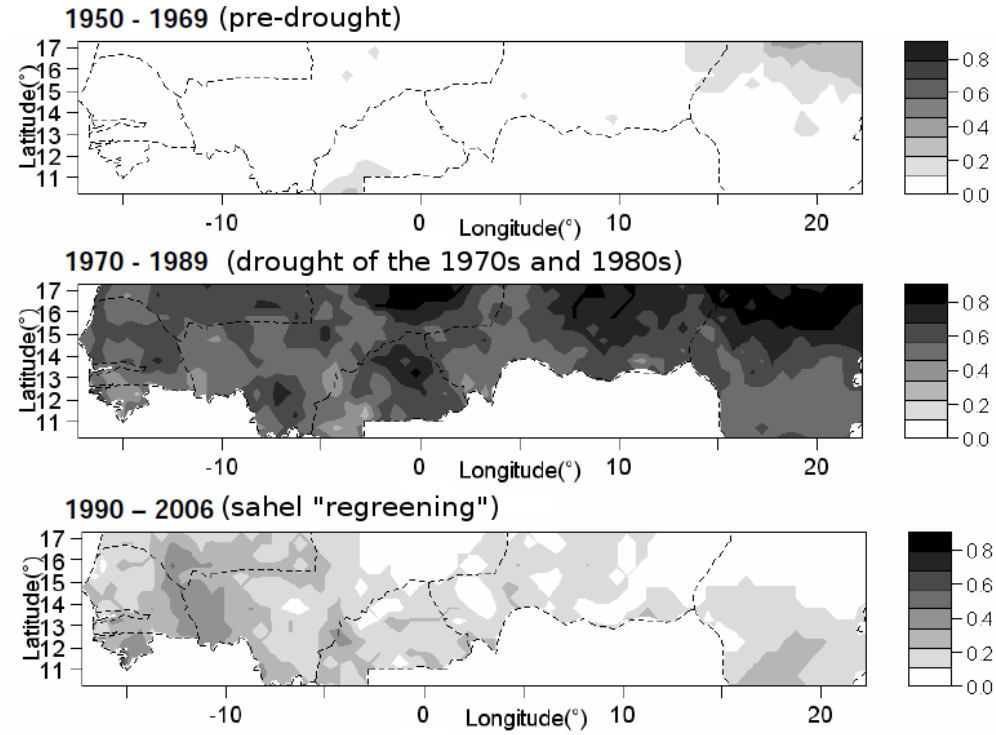


FIGURE 2.11: Maps of the occurrence of $SPI_{1/2^o} \leq -0.5$ for three periods : 1950 – 1969 ; 1970 – 1989 ; 1990 – 2006. The 1950 – 2006 reference period is considered for the computation of $SPI_{1/2^o}$. Here the Standardized Precipitation Index over each of the 0.5°x0.5° boxes of the domain, $SPI_{1/2^o}$, is used. It corresponds to a kriging of the arithmetic mean of the normalized precipitation recorded at several stations over a region of interest, where the standard deviation computed at each station over a period of reference is used as the normalizing factor. [Ali and Lebel, 2009]. Reproduced with permission from Wiley.

1988; Houérou et al., 1988; Fournier, 1990; Achard and Candau, 1993; Donfack, 1993; Tracol et al., 2006; Savadogo et al., 2007; Hiernaux et al., 2009b]. The conclusions of these studies depend on the vegetation component and the parameter observed : annual yield of crops, annual herbaceous biomass, perennial herbaceous, woody plant cover or density. They also depend on the length of the period of observation and on the position of the sites relative to climatic events such as drought or flood.

Annual crop yield and annual herbaceous biomass production respond positively to an increase in annual rainfall volume [Pieri, 1989; Houérou et al., 1988]. However the statistical relationship is generally poor, and the response is modulated by the rainfall distribution during the wet season in relation with phenology [Cornet, 1981; de Vries and Djitéye, 1982]. For instance, late rains, falling after herb maturation by mid September, are not used for growth by annual grasses [Grouzis, 1988]. Indeed, the growth of annual herbaceous species responds to soil moisture driven by the spatial and temporal distribution of rainfall redistributed by the run-off, itself conditioned by topography and soil texture [Casenave and Valentin, 1989; Breman and de Ridder, 1991; Mougin et al., 1995]. By contrast to annual plants, the growth of perennial herbaceous of subhumid savannas has been found to be insensitive to annual rainfall, but instead negatively related to the severity or duration of the dry spells [César and Havet, 1986; Achard and Candau, 1993].

In Sahel and subhumid zones, the soil seed stock only limits plant production locally in eroded soil patches or, exceptionally, at larger scale following repeated drought events as in 1984 [Carrière, 1989; Hérault and Hiernaux, 2004]. The seed stock of rangelands in Gourma was replenished yet within three years after the 1984 drought, at least in number of seeds per unit area but with different species composition, and rain use efficiency was back to its magnitude in average [Tracol et al., 2006]. In theory, the productivity of herbaceous should also be modulated by species composition, depending on the proportion of the species using C3 versus C4 photosynthetic pathways [de Vries and Djitéye, 1982], however the C3/C4 influence seems to be minor due to several compensatory plant attributes such as the sensitivity to photoperiod and the length of the growing cycle [Cissé, 1986]. Therefore, in spite of the positive response of plant growth to the soil moisture regime driven by rainfall, the regressions established at one site between herbaceous yield and rainfall are often poor [Grouzis, 1988; Hiernaux et al., 2009b].

For crops, annual yields are, in addition, conditioned by crop management, including the type of soil tillage, the date and sowing density, the date and number of weeding, inputs in fertiliser and manure that all also influence the use of water by the crop and hence its yield [Bationo et al., 1993; Bielders et al., 1996; Buerkert et al., 2001]. The response of crop productivity to rainfall is thus generally positive, but function of management.

In Sahelian, as well as subhumid savannas further south, the density and crown cover of woody plant stands are highly contrasted within landscape, depending on topography, soils and land use, all factors influencing the runoff/runon balance [Poupon, 1980; Breman and Kessler, 1995; Couteron and Kokou, 1997]. In Sahel, in a rough approximation, the landscape is shared into three main edaphic components [Breman and de Ridder, 1991; Mougin et al., 2009] : locally endorheic systems on sandy soils on which runoff is limited, in volume and distance, slopes with shallow soils and rock outcrops on which a large fraction of rain water runs off feeding to the drainage lines and lowlands as runon water allowing much denser woody population such as thickets, open forest, gallery forest. Perennial plant density and cover and annual herbaceous yields are not independent as all plants compete for top soil moisture during herbaceous growth while only perennials use deep soil moisture [Scholes and Archer, 1997; Boulain et al., 2009]. The interplay between competition and facilitation in the use of soil moisture explains part of the interannual and intersite variations observed in woody plant phenology [Hiernaux et al., 1994; Devineau, 1999].

Major drought resulted in perennial herbaceous and woody plant decimation throughout the landscape, whatever their initial density and cover [Poupon, 1980; Grouzis, 1988; Couteron and Kokou, 1997; Ichaou, 2000]. The dying of perennials often followed drought with one of two years delay [Niang et al., 2008]. Because of the relief of competition for light, soil moisture and nutrients, massive dying of perennial populations are often followed by active recruitments, although not much on shallow soils on which woody population remained very scattered following the last drought of 1983-84 [Hiernaux et al., 2009a]. Differential regeneration of woody population depending on soil and topography resulted in enhanced contrasts in woody plant density and cover, with opening on rocky slopes and encroachment in low lands [Couteron and Kokou, 1997]. The extent of these recruitments depends however on the mode of seed dispersion and dormancy, often resulting in successive cohorts, with pioneer species establishing first [Hiernaux and Le Houérou, 2006]. Then, because of woody plants growth over several years, large hysteresis is observed between changes in rainfall and changes in woody plant density, cover or biomass. This decoupling between rainfall and woody population dynamics is also put forward to explain the apparent mismatch between woody species composition of the agrarian parks and the present, dryer, mean rainfall [Maranz, 2009].

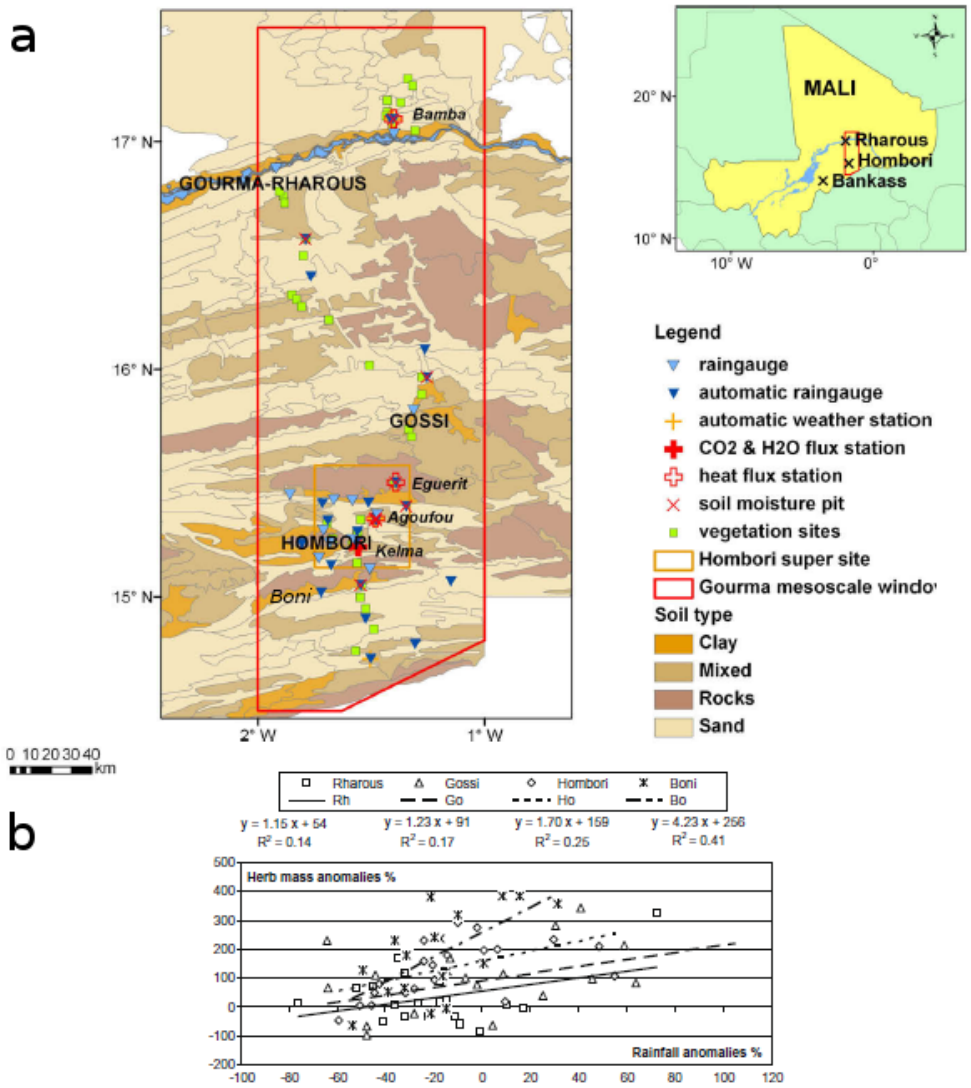


FIGURE 2.12: a. Distribution of vegetation monitoring sites, meteorological stations, rain gauges and soil moisture measuring devices along a North–South transect in central Gourma, Mali. Main soil types are thick sands (Sand), thick loamy-clay (Clay), shallow soils on rock or hard pan outcrops (Rocks). b. Annual maximum standing mass relative anomaly (i.e. deviation from the mean) for sandy sites with moderate grazing plotted against annual rainfall anomaly for the meteorological stations of each group of site from north to south : Rharous, Gossi, Hombori and Boni respectively. [Hiernaux et al., 2009a], with permission from Elsevier.

In summary, the response of vegetation to rainfall is generally positive. This observation implies that an increase in rainfall will result in a greater production of the Sahelian vegetation. However, the relationship between increased rainfall and vegetation growth is non linear and non uniform, as it depends on rainfall timing, water redistribution by run-off, vegetation composition and phenology. One must distinguish the short-term physiological response to rainfall from the long-term response, the latter involving complex and lagged changes in ecosystem structure and functions.

2.5.2 Changes in vegetation due to cropland expansion

The unprecedented increase of rural population during the XXth century, especially since the 1950's [Guenguant et al., 2002; Ramankutty et al., 2008], generated a large increase in the area of land cropped. Yet, the rates by which cropland area expands varies widely between countries and regions within countries as demonstrated for Senegal in section 2.3.2 [Tappan et al., 2004]. The increase of cropland area implies clearing of land, with the cutting of most woody plants except spared trees that will progressively constitute the trees of the agrarian park [Pélissier, 1966; Boffa, 1999]. It also implies clearing of the herbaceous layer by burning, followed by soil tillage and regular weeding practices depending on soil texture and cropping systems. Hence, in the first years of the cropping cycle, cultivation results in a strong decrease of the woody vegetation cover, and a decrease in herbaceous cover at least at the onset of the rainy season, at sowing or planting, and later after harvest during the dry season. This seasonal reduction in vegetation cover promotes soil erosion by both wind and water [Bielders and Baveye, 1995; Sterk, 2003]. However, the production of a crop generally exceeds the one of natural savanna that preceded [Hiernaux et al., 2009b] while the trees of the agrarian park seldom reach the productivity of trees in natural savanna or woodland cleared to crop [Boffa, 1999]. When crops are grown during successive years without or with insufficient nutrient input, soil fertility declines reducing crop yields [Pieri, 1989]. Fallowing crop fields when the fertility of soils declines is a practice which had been used in West Africa to maintain yields in absence of fertiliser [Floret and Serpantié, 1993; Warren et al., 2001]. However, as the areas cropped are increasing, less and less room was left to fallows [Hiernaux et al., 2009a]. Therefore, crop yields can only be maintained if the cropping system intensifies, implying increasing the organic matter and nutrient inputs and protection of soil from erosion. Soils can be effectively protected from erosion by increasing the density of trees, setting bush field edges, stone or wood infrastructures to control runoff and impede gully formation [Evéquoz and Yadji, 1998]. Large scales as well as local soil protection projects have been supported by national programmes and NGO's in most sahelian countries as well as by private investment [Botoni and Reij, 2009]. Across major areas of southern Niger [Vecchia et al., 2007] and northern Burkina Faso [Reij et al., 2005], many thousands, indeed millions of hectares of agricultural lands are characterised by much higher tree densities in 2011 that they were in 1985 or 1975, largely thanks to the spread of Farmer-Managed Natural Regeneration. Reij et al. [2010] estimated for instance that 5,000,000 hectares have much more tree cover in southern Niger than 2 decades ago and considered that this agro-environmental transformation is so important that it should be described as « another kind of Green Revolution ». Cropping system intensification involves also a diversification of commodities, including cash crops such as cotton, peanuts, soja, and livestock which provides in addition to milk and meat, labour forces for traction and tillage, and manure to fertilise crop fields [Lhoste, 1987; McIntire et al., 1992].

In summary, the expansion of the area cropped over the semi-arid and subhumid parts of West Africa has resulted into a sharp reduction of rangeland and fallow areas, causing a net reduction in woody plant density and cover, and a reduction of the herbaceous cover during the dry season and at the onset of the rains. This evolution has locally aggravated wind erosion and soil degradation. However, depending on management, vegetation productivity has only been locally affected, and may be enhanced where agriculture intensified. Therefore, the intensification of cropland rotations can alter vegetation independently of rainfall changes.

2.5.3 Changes in vegetation and livestock production

Livestock population also increased in Sahel since mid XXth century, although in a lower rate than did rural population and area cropped [Steinfeld et al., 2006]. Because of the cropland expansion and the reduction of area fallowed, the area left in rangelands decreased sharply, leading to livestock production only on marginal lands (dryer area, rock outcrops and shallow soils, wetlands). The insignificant adoption of fodder crop technology by farmers in spite of persistent efforts from research and technical services [Sumberg, 2002], the limited yield of high feed quality crop residues such as cowpea and peanut haulms, the limited resources in crop by-products of high feeding value such as cotton seed, sesame cakes, and the poor fodder quality of the main staple residues such as millet, sorghum and maize stalks [Savadogo, 2000], do not compensate the shrinking of rangeland. Yet, in spite of large increases in stocking rate supported by remaining rangelands during the wet season when livestock are excluded from crop fields, reports on the impact of grazing on range production are contradictory. Heavy grazing pressure during the growing season is reported to decrease the productivity of grazed species by up to half [Ayantunde et al., 1999], the annual plants having limited ability to regrow after grazing or cutting [Hiernaux and Turner, 1996]. However grazing is selective and only preferred species are affected. Hence, the effect of this differential grazing on seed production [O'Connor and Pickett, 1992], associated to the effects of livestock trampling on grass tillering, seed burial and soil infiltration [Hiernaux et al., 1999], result in either the range being dominated by stands of highly palatable grasses (Brachiaria xantholeuca ; Cenchrus biflorus), legumes (Zornia glochidiata) or other dicotyledons (Tribulus terrestris) that have adapted to heavy grazing, or else by unpalatable species (Sida cordifolia ; Senna obtusiflora ; Acanthospermum hispidum ; Hyptis spicigera). In the first case, more common in arid zone [Thebaud et al., 1995], the production and cover of the herbaceous is affected by heavy grazing, while in the second case, more common in sub-humid zones, grazing can even enhance herbaceous production and cover [Hiernaux et al., 2009b]. Thus, the impact of wet season heavy grazing on the herbaceous cover of rangelands remains region specific. In the dry season, grazing and associated trampling contribute to accelerate the decrease in mass and cover of standing and litter straws of annual herbaceous. This may trigger soil erosion [de Wispelaere, 1980] but also enhance the density of germinations at the onset of the next rainy season and thus contribute to maintain high annual herbaceous production [Thebaud et al., 1995]. With the perennial grasses of subhumid savannas, heavy grazing tends to weaken the plants and delay the main growth at the onset of the rains [Fournier, 1994].

In summary, the increase of cropland over West Africa has reduced the area of rangeland and fallows, while livestock population has continued to increase. As a result, the pressure on grazing resources has been enhanced, causing a reduction of herbaceous vegetation cover in the dry season, but it has diversely affected wet season productivity. Altogether, an increase of livestock grazing is expected to increase the dry season albedo but not to affect strongly the seasonal greening of the remaining rangelands during the wet season, except in the most arid zones.

2.5.4 Attempts to separate rainfall from other drivers on the satellite vegetation index trends

Various attempts have been made to identify whether changes of rainfall regime explain most of the evolution of NDVI from the early 1980's onwards or not.

Several studies attempting to separate the contribution of rain make use of AVHRR-NDVI time series. They differ by the construction of the null hypothesis. i.e., a series of modelled variables that should explain the trend of the NDVI time series, should the rainfall amounts alone explain the evolution of the index over time. They also differ in the choice of the NDVI-derived indicator of vegetation activity.

Seaquist et al. [2009] regressed for each grid point of Sahel the annual NDVI maximum value from the GIMMS dataset against the LAI maximum as simulated by Lund-Posdam-Jena vegetation model [Sitch et al., 2003]. Their model was driven by gridded rainfall and other climatic variables provided at a spatial resolution of 0.5° by the CRU05 dataset which is based on in-situ observations [Mitchell and Jones, 2005; New et al., 2000]. The LPJ model simulates the evolution over time of vegetation cover as expected from potential vegetation growth.

The temporal correlation of maximum NDVI and LAI maximum from LPJ both aggregated over the whole Sahel is significant. In a second step, the temporal correlation between NDVI maximum and modelled LAI maximum were established for individual pixels and the resulting coefficients were regressed against indicators of land use and population during the period 1982-2002. The NDVI/modelled LAI correlations were found independent from population density, from trends in population density, and from 'cropping intensity', i.e. relative area cropped [Ramankutty et al., 2008]. Only 'pasture intensity' i.e. relative area in pasture was significantly and positively related with the NDVI-LAI correlations yet with a very large scatter. This suggests that land use related variables do not explain the spatial patterns of the relationship between satellite NDVI and climate-induced potential LAI changes across the Sahel. The lack of human density effect is remarkable since a 50% increase in local population density took place over many grid points.

Olsson et al. [2005] regressed the Pathfinder AVHRR Land (PAL) NDVI amplitude and time integral against pointscale observation of rainfall time series at 40 stations. Then they further sampled NDVI over small regions (each of a few tens of thousand km^2) centered around 40 rain gauges stations where crop yield time series were also available. NDVI was spatially averaged over the small regions, and regressed against pointscale rainfall variation over the period 1981-1999. The slope of the linear regression was determined for each NDVI and rain-gauge time series. Olsson et al. found that NDVI slopes at small region scale were not correlated with the point scale rain gauge data, indicating some decoupling between rainfall and NDVI changes across the Sahel. Of course, local heterogeneities in rainfall might explain the lack of correlation when point scale rainfalls are compared with NDVI

aggregated at small region scale (see decrease of correlation with space in Ali et al. [2003]). Moreover, no correlation was found between the regional crop yield and NDVI time-series, suggesting that the regional crop productivity was not a relevant proxy for NDVI trends.

Herrmann et al. [2005] tackled the separation of rainfall from other drivers on the GIMMS NDVI variability over the period 1982-2003. They constructed a linear model by which monthly maximum NDVI is explained by cumulated rainfall during the three previous months. Rainfall data are from GPCP [Adler et al., 2003] at a coarse spatial resolution of 2.5°, whereas NDVI data are at 8km resolution. Then the linear model was subtracted from the NDVI time series in each pixel, and the trend of the residuals is computed. In most areas of Northern Sahel the residuals over the period 1982-2003 are positive, interpreted as an indication of 'over-greening'. Looking across time, the residuals are negative over the 1982-1990 'drought' period and positive over the 1990-2003 're-greening' period. This result could support a land use amplification of the NDVI response to rainfall, or a non linear response of NDVI. Yet, the significant greening trend over the whole period 1982-2003 coincided with a 50% population increase in Sahel, concomitant with a 55% and 35% increase in food production in Burkina-Faso and Mali and a decrease in the other sahelian countries. It suggests that land use intensity has a smaller control than rainfall in determining NDVI trends.

In summary, our ability to unravel the effect of land-use on the trend of NDVI is hindered by the lack of reliable land use history information (section 2.3.2). If the most accurate products of rainfall are still based on rain gauge networks, their sparsity (section 2.4.5) also complicates this type of analysis. The fact that the land use intensity (when measured by the relative extent of the areas cropped) is positively correlated to rainfall further complicates statistical tests of hypothesis which consider these variables as independants. Using different methods, and based upon different null hypotheses, studies by Hutchinson et al. [2005]; Olsson et al. [2005]; Seaquist et al. [2009]; Herrmann and Hutchinson [2005] all suggest that rainfall changes control NDVI variability and explain a significant fraction of the recent greening trend observed since 1990. Conversely, there is no evidence for a direct land use effect on NDVI, although feedbacks of land use on rainfall could amplify the NDVI changes. The uncertainties remain large, and the determination of the fraction of the variance explained by land use over the whole Sahel remains an open science question. It will be important in future studies to compare NDVI and rainfall data or vegetation models at appropriate spatial scale, and assess errors in the gridded rainfall data products. In parallel, more high resolution studies of land use changes using e.g. ETM or SPOT images will be helpful in better characterising land use changes and will allow regionally focused studies of the Sahel greening phenomenon over well observed regions.

2.6 The greening of Sahel in the context of land use trends and natural vegetation degradation

The 're-greening of the Sahel', i.e. the increase in vegetation cover and photosynthetic activity, seems to be in contradiction to the trends expected from crop expansion, degradation of natural vegetation and desertification in West Africa. Desertification has been a

4. a. available at : http://na.unep.net/globalpop/africa/Africaindex.html and b. http://www.geog.mcgill.ca/~nramankutty/Datasets/Datasets.html.

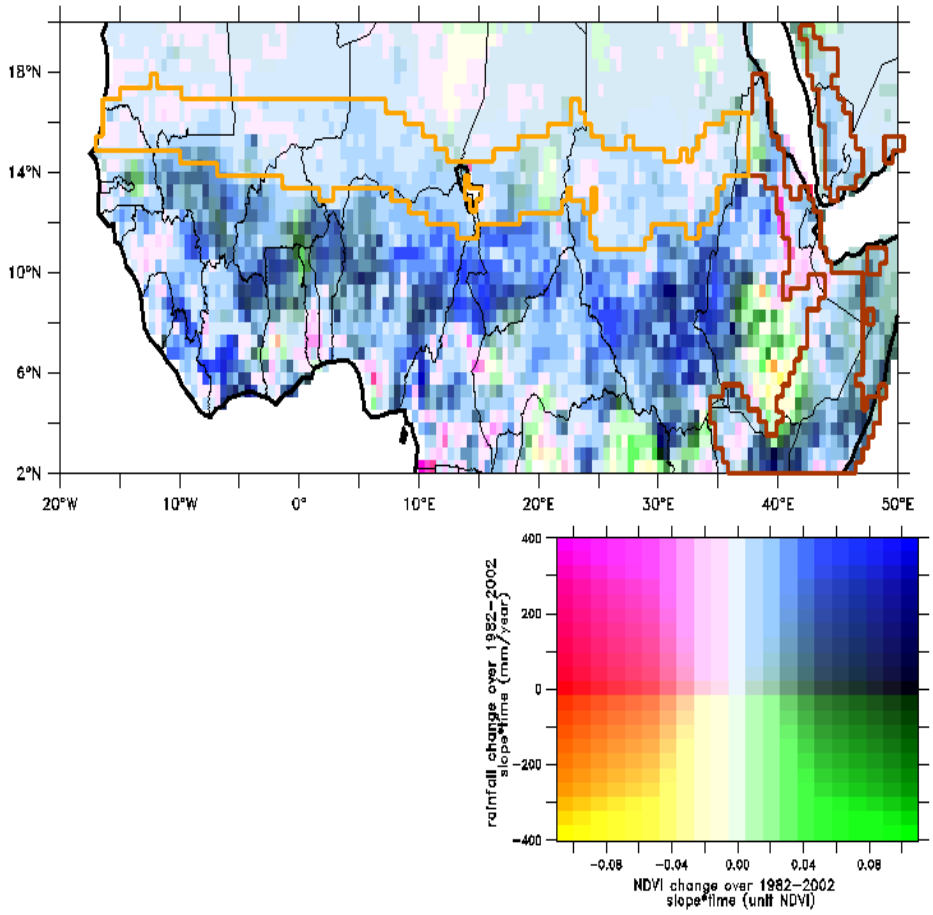


FIGURE 2.13: Bivariate representation of the trends in precipitation and mean annual NDVI over the period 1982-2002. Precipitation from the CRU dataset [Mitchell and Jones, 2005; New et al., 2000], GIMMS NDVI dataset aggregated at the .5° resolution before the computation of the trends. A contour of the Sahel (orange) and the other semi-arid areas (brown) have been overlayed (areas with mean annual rainfall over 1901-2002 between 200 and 600mm).

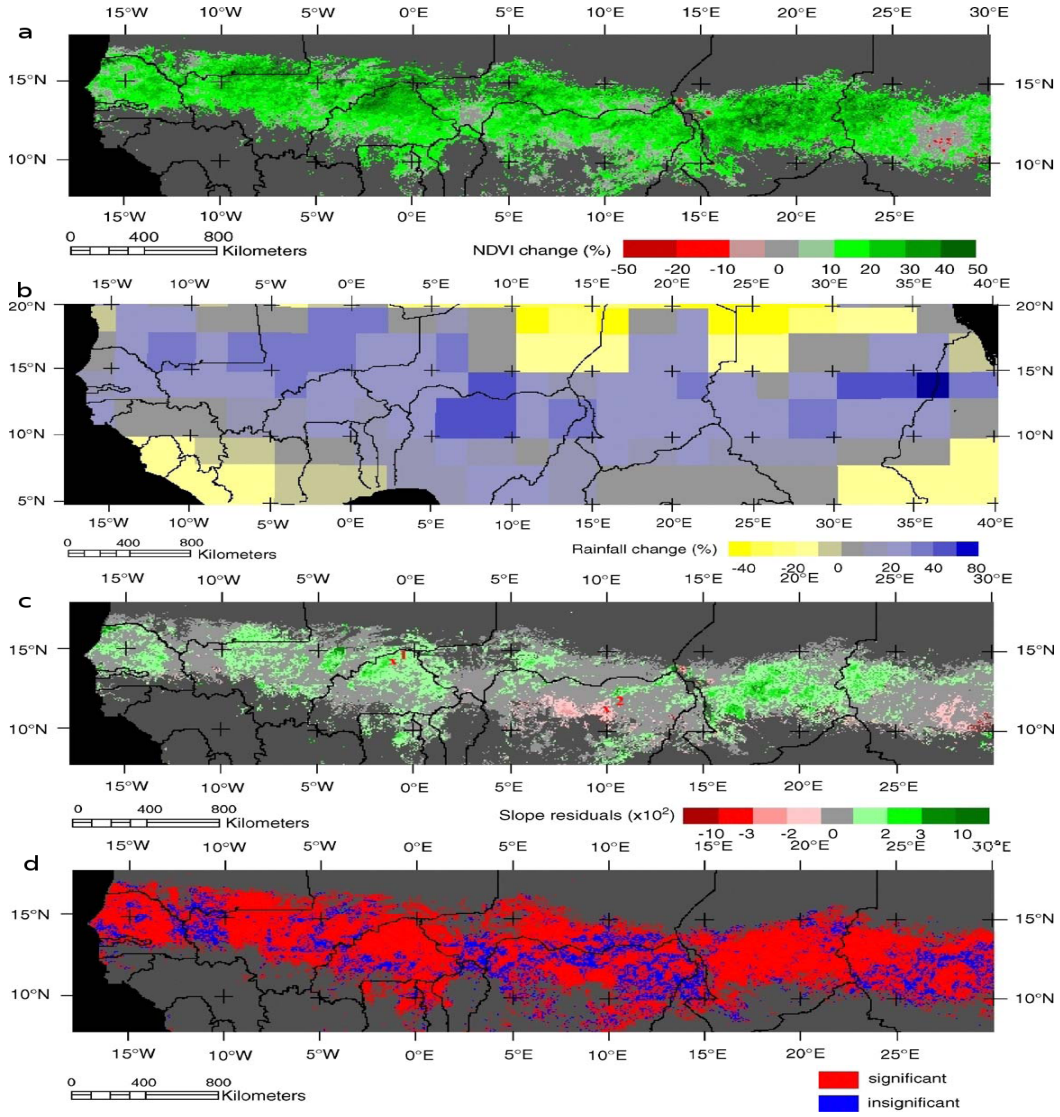


FIGURE 2.14: a. Overall trends in vegetation greenness throughout the period 1982–2003 based on monthly GIMMS AVHRR NDVI. Percentage values express changes in average NDVI between 1982 and 2003. b. Overall trends in monthly rainfall throughout the period 1982–2003 based on GPCP estimates (integrating infrared observations from GEOS, GMS and Meteosat, microwave estimates from SSM/I and rain gauge data). Percentages express changes in average GPCP estimated rainfall between 1982 and 2003. c. Overall trends in the residual NDVI throughout the period 1982–2003 based on regression of NDVI and 3-monthly cumulative rainfall (GPCP estimate). Slopes of residual NDVI trendlines between 1982 and 2003 are expressed in units of NDVI $.10^2$. d. Significances of trends in the residual NDVI time series. Trends are termed 'significant' for pixels in which trend slopes exceed the respective sigma errors and 'insignificant' for pixels in which sigma errors exceed trend slopes. [Herrmann et al., 2005], with permission from Elsevier.

lingering fear since the colonial time (Hubert [1920]; Bovill [1921]; Chevalier [1928]; Stebbing [1935, 1937, 1938]; Aubréville and Chevalier [1949] ; see also Tucker and Nicholson [1999] or Herrmann and Hutchinson [2005] for an historical overview). Often imprecisely defined, desertification involves significant losses in ecosystem services, such as crop yields, vegetation cover and soil fertility, enhanced soil erosion, and climate deterioration towards dryer and variable conditions. In context, climate is therefore seen both as a driver and as a manifestation of desertification [Charney, 1975].

The United Nation Convention to Combat Desertification (UNCCD) more precisely defines desertification as "land degradation in arid, semiarid and sub-humid areas resulting from various factors, including climate variations and human activities", where land degradation means "reduction or loss of the biological or economic productivity and complexity of rainfed cropland, irrigated cropland, or range, pasture, forest and woodlands resulting from land uses or from a process or combination of processes, including processes arising from human activities and habitation patterns" [UN, 1994]. The relative importance of climatic versus human causes in the observed vegetation changes in Sahel is the subject of a long-standing debate. Further, ecosystem degradation that results from drought, local and regional ill-managed or over-exploited natural resources, is considered to exert a positive feedback on climate drying. Charney [1975] hypothesized that an increase in surface albedo resulting from the reduction of vegetation cover caused by land use changes contributed to the 1970's drought. The role of changes in vegetation cover related to human management was also proposed to explain the drought of the 1980's [Hulme, 2001].

Unfortunately, the impact of human management is seldom defined with precision : the baseline ecosystem conditions, the components of human interventions, and their time scale are often poorly or not defined [Dodd, 1994]. The term 'agricultural intensification' sometimes refers to the increase in the amount of land planted in crops, or to increased livestock numbers, and not, as it should, to increased crop or husbandry activities including fertiliser, supplement feed, labour and funds. Imprecise definitions of land use and land management intensity in Sahel in part explain the contradictions between the various studies that attempted to separate the impact of land use changes versus rainfall change on the West Africa vegetation 'greening' or 'browning' (such as between Lamprey [1975]; Helldén [1984, 1988] and Olsson [1985] then Olsson et al. 2005 in central Sudan). We distinguish two categories of studies that concluded that the trend in land use along with the demographic increase is either un-sustainable or sustainable. These two families of thought are respectively referred to as 'neo-Malthusian' and 'Boserupian' (by reference to Boserup [1965] seminal work) by social scientists [Behnke et al., 1993].

2.6.1 The unsustainable land use theory

According to tenets of unsustainable land use theory, local resource users increasing in number and facing increasing needs, are degrading the ecosystems on which they depend [Aubréville and Chevalier, 1949; Lamprey, 1975; Mabbutt, 1985; Sinclair and Fryxell, 1985; Ayoub, 1998; Drechsel et al., 2001]. Degradation is only accelerated by droughts [Niang et al., 2008], whose occurrence and severity is in return increased by ecosystem degradation. This view of desertification as a vicious circle comes along with the idea of irreversibility, or at least of long term hysteresis [Binns, 1990]. Without heavy intervention after the years of drought, should the rain come back, the vegetation is assumed not to grow as much as it had before [van de Koppel van de Koppel et al., 1997]. In line with the hypothesis of a strong influence of vegetation cover on rainfall comes the image that "the trees attract

the rain". This served as a major argument for developing tree planting campaigns such as the recently launched international green belt project [Malagnoux et al., 2007] by the New Partnership for African Development (NEPAD).

If an unsustainable land use theory is assumed, then international action, strict regulation and conservation programmes are necessary to prevent further desertification of Sahelian regions. The elaboration of the UN convention to Combat Desertification is rooted in this perspective. Following international awareness and concern raised by the humanitarian crisis of the 70's drought, the UN took three steps. First, a Plan of Action to Combat Desertification was approved at the UN Conference on Desertification, held in Nairobi in 1977. Second, the UN Convention to Combat Desertification (UNCCD) was initiated after the Rio Earth Summit, in 1992 ; and had been ratified by over 150 countries when the World Summit on Sustainable Development took place in Johannesburg, 2002. Finally, under the UNCCD, countries prepared and approved National Action Plans, in a process facilitated by the Convention's secretariat.

2.6.2 The sustainable land use theory

According to tenets of the sustainable land use theory [Warren et al., 2001; Tiffen and Mortimore, 2002; Scoones and Toulmin, 1995; Mortimore and Turner, 2005], the management of natural resources by farmers and pastoralists were not causing widespread desertification or degradation of sahelian drylands, a view which seems to be confirmed by the compilation of remote-sensing data and censuses of [Lepers et al., 2005]. Any long term negative trend in vegetation activity and density is then assumed to be caused by declining rainfall [Boudet, 1977, 1979]. Like some precursors [Chudeau, 1921; Jones, 1938], these studies question the evidence of a human cause for desertification as observed after the mid 1970's. Contrary to the view that the vegetation is degradated by 'over-population', it is argued that an increasing population density produces an increased investment in the management of natural resources that finally enhances yields and protects the ecosystems. The demonstration is made for the densely populated area around Kano in northern Nigeria, where increasingly intensive agriculture has been practiced, the Machakos district in Kenya [Harris, 2000; Tiffen and Mortimore, 2002; Mortimore and Turner, 2005], the Maradi district in Niger [Mortimore and Adams, 2001] and the Diourbel district in Senegal [Faye et al., 2001] by studies that separate the effects of land use on crop yields from long term changes of woody plant density and soil fertility. Observations of increases in crop yields, vegetation cover and woody plant densities observed in areas of intensification of practice due to interventions that promoted reduction of soil erosion and reforestation such as in the central plateau of Burkina Faso [Reij et al., 2005] or the Ader Doutchi in Niger [Vecchia et al., 2007] also support sustainable land use, although the investment for intensification is generated through external funds.

In summary, the causes of what is regarded as vegetation degradation in Sahel and sub-humid West Africa since the 1970's are still strongly debated. The hypothesis blaming human causes for this degradation through historical deforestation, expansion of croplands and increase of livestock number, considers the land use trends to be unsustainable. This notion of a downward spiral of degradation, has been rooted in the view that the ecosystem services can only be restored through land conservation policies [Adger et al., 2001]. In contrast, the hypothesis privileging an externally driven rainfall decrease as the dominant cause for degradation considers the current land use practices sustainable, so that ecosystem services can be restored solely by the improvement of rainfall that has happened during the last two decades. No firm conclusion can be drawn regarding the importance of the first hypothesis in explaining the degradation of the 1970's and the recovery of the 1990's.

2.6.3 Models of vegetation dynamics associated with the sustainable or unsustainable land-use theories

The conceptual models used to represent vegetation dynamics [Briske et al., 2003; Vetter, 2005]. Even if the original state of the ecosystems is uncertain, the unsustainable land use theory implies a referent pristine state, termed 'climax' which reflects a long term equilibrium of vegetation with soil and climate in absence of any human intervention (Clements, 1936 ; Smith, 1988). Human interventions then disturb this equilibrium and generate degraded states [McCook, 1994]. In theory, the regeneration of these degraded states could lead back to the climax, however this recovery is thought to be compromised by repeated human disturbances such as burning, clearing, grazing livestock, which lead to secondary equilibrium states [Trochain, 1940].

In contrast, the 'sustainable land use' theory does not require a referent state nor a set of degraded states as a function of disturbance intensity. Rather, a pragmatic 'state and transition' model is adopted [Whittaker, 1953]. Ecosystem states are not defined along a continuum of degradation-regeneration but relate to each other through either 'transition' or 'jump' [Westoby et al., 1989]. Moreover, it is argued that in arid and semi-arid ecosystem some of the climate induced transitions display 'non-linear feedbacks' or 'hysteresis' [Loehle, 1989; Rietkerk and van de Koppel van de Koppel, 1997] in response to the climate 'pulses' [DeAngelis and Waterhouse, 1987], that could result in non-equilibrium ecosystem states [Ellis and Swift, 1988; Tausch et al., 1993].

2.6.4 Commons and Privatisation

Land tenure and associated rights to access natural resources are central in the issues that oppose the tenets of sustainable or unsustainable land use theories. The 'tragedy of the commons' [Hardin, 1968] along which the use of communally managed resources, such as forest and rangeland resources in West Africa, cannot be controlled because the actors always differ in needs and goals, and thus lead unavoidably to ecosystem degradation, is a key argument of the unsustainable land use. In that line, land privatisation has been advocated as a solution to fight against land degradation and desertification.

For sustainable land-use tenets, instead, communal use of natural resource does not imply an unregulated management [Ostrom et al., 1999]. Communal institutions do organise and control the access to resources, and are still successful in ensuring minimal access

to land by a majority [Hesse and Trench, 2000], although women are often excluded [Boserup et al., 2007]. First, outside cities and conservation areas, the vast majority of the land is under traditional land tenure system [Toulmin et al., 2002]. At their independence, many West African states claimed state ownership of resources, but in practice traditional systems have kept most of their authority in land resource allocation and control [Moorehead, 1991]. Yet, privatisation of cropping land is gaining momentum in West Africa following the interest of local investors, mostly urban civil servants and traders, in some cases farmers by fear of state expropriation [Toulmin et al., 2002], often with support of the decentralisation policies [Ribot, 2001]. However, the relationship between titling and land improvements or agricultural yields is generally inconclusive in Sub-Saharan Africa [Platteau, 1996; Golan, 1994; Brasselle et al., 2002]. Besley [1995] did find that private land rights facilitated the investments in cropland in one of the districts studied in Ghana, but it did not in another, and concluded that the development of private rights cannot be considered as 'a panacea for problems of low growth and investment'. Moreover, Besley [1995] noted that a significant relationship between titling and enhanced investment does not establish causal relationship. It is quite possible that farmers tend to register land fields that benefit from comparatively high levels of investment, in which case registration does not stimulate investment but that the direction of causality is rather in the opposite direction [Roth et al., 1994].

2.6.5 Pastoralism and rangeland management

Unlike cropland, rangelands have remained largely under communal management until now in the different Sahelian countries. The few attempts to privatise rangelands through the creation of private (or state) ranches in colonial time and since independence, have failed [Boutrais, 1990]. However, access to water and forage resources is not fully public but controlled by priority access rights associated with communities and individuals, that are flexible enough to keep an access (admittedly of short duration) to every one, and adapt in case of emergency [Thébaud, 1999]. The merit of this tenure management is to allow livestock local and regional mobility, to optimise seasonal access to the best forage, and thus livestock production at the regional scale [Turner, 1993]. Livestock mobility also reduces the risks of local 'over-grazing'. However, from colonial times until today, states have always tried to control and limit the seasonal movement of livestock and pastoralists considered a public risk. In the 1970-80's, agricultural development policy was centered on village management plans [Delville, 1999]. Largely made for settled farmers these plans effectively hindered mobility [Marty, 1993]. In recent years mobility has been further restricted by the convergent impact of the extent of area cropped, the decentralisation policy, the promotion of intensified animal production through barn feeding, and by the conservation policy [Moritz, 2006].

In summary, the disagreement in research studies about the sustainability of land use in West Africa is rooted in divergent conceptual models of ecosystem dynamics and leads to designing opposite policies. The unsustainable land use tenets advocate land privatisation and international intervention to help ecosystem conservation. The tenets of the sustainable land use theory advocate support to, on one hand, existing communal institutions managing natural resources, especially in the realm of pastoral, forestry and fishing economies, and on the other hand, intensification of cropping systems whenever land fertility, manpower and market permit. Although the unsustainable land use idea historically prevailed, the land-use policies that were implemented relate to both concepts. It is not clear whether a change in the implementation of both policies occurred between the 70's and 90's. Therefore it is highly questionable to claim that such a change in policy could be the cause of the transformation from the degraded state of vegetation in the Sahel during the 1970's to the recovery of the vegetation in the 1990's and 2000's.

2.7 Perspective about the future and uncertainties

2.7.1 Future climate in the Sahel, with a special focus on the rainfall regime

The XXth century persistent drying of the Sahel region can be explained (60%) by tropical ocean SST warming [Giannini et al., 2003]. Sensitivity studies with Ocean Atmosphere General Circulation Models (OAGCM) where SST warming is applied to specific tropical ocean basins [Lu and Delworth, 2005; Bader and Latif, 2003] suggest that in these models, warmer SST always result into a dryer Sahel. The model experiments also suggest a larger sensitivity of Sahel rainfall to prescribed SST changes over the Indian ocean [Bader and Latif, 2003]. It is also suggested by model simulations that the drying of Sahel has been exacerbated throughout the XXth century by the formation of a SST dipole with a slower warming SST over the Northern tropical oceans caused by lingering anthropogenic sulfate aerosols, and a faster warming of the Southern tropical oceans SST. Such a SST warning dipole is particularly conducive to drought in Sahel. Although a full attribution framework is not available from the AR4 simulations, a recent study by Held [2005] with an ensemble of simulations with different forcings concluded that "the drying trend in the ensemble mean of the model simulations is attributable to anthropogenic forcing, partly to an increase in aerosol loading and partly to an increase in greenhouse gases". Besides, the role of Northern tropical Atlantic SST in controlling the Amazon drought has been suggested by Cox et al. [2008]. Extrapolation of these results about SST patterns during the second part of the XXth century tends to suggest that the increase of greenhouse gas forcing will inevitably cause a further drying of the Sahel in the future. In fact, the model of Held [2005] projects a dramatic drying in the future, under any of the IPCC future forcing scenarios [Nakicenovic and Swart, 2000]. No other AR4 models projects such a strong drying over Sahel in the future.

At first sight, a larger rate of warming can be expected over land than over the ocean, due to the smaller heat capacity of continents, and this has already been observed (figure 12 in Brohan et al. [2006]). An enhanced temperature contrast between land and sea could drive more moisture into the Sahel interior, just as during the mid-Holocene when the Sahara was greener [de Noblet et al., 1996; Claussen et al., 1999]. However, the underlying

processes are not well known, in presence of the vegetation feedbacks. All AR4 coupled ocean-atmosphere models results do produce an enhanced ocean evaporation in response to anthropogenic greenhouse forcing. Whether this extra evaporation will just intensify convection over the ocean or near the western African coast, or be entrained northwards into the Sahel interior by an enhanced West African Monsoon is not clear. According to Seidel et al. [2008] several lines of evidence show that over the past few decades the tropical belt has expanded. This expansion shifts poleward the boundary of the Hadley circulation and move the subtropical dryland zone further North. If this type of effect dominates over the evolution of the contrast between the continent and the ocean, a displacement of the northward moisture gradient across Sahel can be projected, with moister conditions in the South and dryer conditions in the North. This is in fact what is obtained by the OAGCM sensitivity experiment of Lu and Delworth [2005]. But the exact boundary of this wetter / dryer transition is evidently poorly known. Thus, a regionally wetter Sahel is still possible in response to future warming. And this is in fact what some AR4 model predict, eg. the Hadley centre model whose patterns are used below (next section) to force vegetation models.

It should also be outlined that the ocean SST account for only 60% of the Sahel rainfall decrease through the XXth century in models, thus leaving 40% unexplained. On a year to year basis, the correlation between SST and rainfall is even smaller (Douville et al. [2007], figure 2.9), suggesting that driving factors other than ocean SST contribute as well. In this context, the observed greening of Sahel and the recovery of rainfall during the 1990's is a key phenomenon because, on average tropical SST have continued to warm during that period without being paralleled by a drying of the Sahel.

In a study using two datasets of SST (HadISST1 and ERSSTv3), Mohino et al. [2010] investigated the contribution of three modes of variability on Sahelian rainfall ; the global warming (GW), the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and the inter-decadal Pacific Oscillation (IPO). Their results suggest that the low-frequency evolution of Sahel rainfall can be interpreted as the competition of the three modes. Following this interpretation, their results indicate that 50% of the SST-driven Sahel drought in the 1980's was explained by the change to a negative phase of the AMO, and that the GW contribution was of no more than 10%. In addition, they showed that the partial recovery of Sahel rainfall in recent years is mainly driven by the AMO (ie that the independent contribution of GW was very limited).

Besides, the Sahel seems to be an area of strong coupling between surface and atmosphere [Koster et al., 2004], although empirical studies do not find that a particularly strong variance of rainfall is explained by the vegetation [Alessandri and Navarra, 2008]. Even in the dramatic future drying projections of Held [2005], decennial episodes of wetter climate can be isolated. Such episodes could be an analogue for the greening observed between 1990 and 2002. In that context, updating the rainfall and satellite data until today is extremely important to confirm if the Sahel greening is still going on or if it has stopped after the early 2000's.

Despite some discrepancies between model results, some features of the evolution of the rainfall regime appears to be robust. For instance, according to the multi-model analyses of Biasutti and Sobel [2009] for the XXIst century ; in contrast with large divergences about rainfall totals, there is a robust agreement across models on the seasonal distribution of Sahel rainfall changes. Rainy season is projected to start later and become (a bit) shorter as the end of the rainy season should not be shifted by such a significant amount.

Under a climate warming scenario, the evolution of the rainfall regime is not clearly established in regions under the West African Monsoon climate. Progress has been made recently in the understanding of the interplays of the Sea Surface Temperature in the Guinea Gulf (dynamic of the "cold tongue") and the Indian Ocean and their impact on the Easterly Jet and African Easterly Jet summarized in a conceptual model [Nicholson and Webster, 2007]. However, the predictions of the various OAGCM about the faith of the West-African Monsoon diverge to a point that there is not even agreement on the sign of the change in the precipitation expected [Giannini et al., 2008] [5]. In addition, OAGCM models are facing great difficulties to represent some major spatial characteristics of tropical climate [Dai, 2006]. Thus large cautions should be taken in using these model outputs in any prospective impact study of climate change in Sahel.

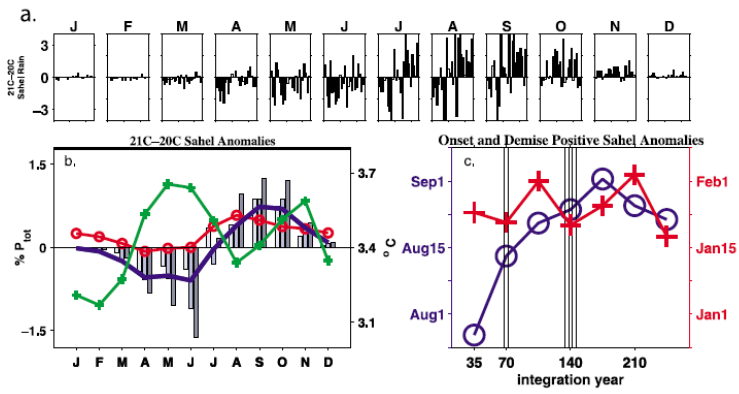


FIGURE 2.15: Seasonal Changes in Sahel Climate in Response to GHG Forcing. (a) Monthly (January through December) 21C-20C rainfall anomalies for individual CMIP3 models. Filled bars are significant at the 95% level. (b) Ensemble mean A1B-20C change in Sahel precipitation (solid blue), evaporation (red circles) and surface temperature (green pluses, right axis). Bars : median precipitation anomalies in three scenarios with growing GHG forcing : B1-20C (light gray), A1B-20C (light blue) and A2-20C (dark gray). Only models with all scenarios are used. Precipitation and evaporation anomalies are percentages of 20C annual precipitation (left axis). (c) Dates when positive Sahel rainfall anomalies start (circles) and end (pluses) as a function of simulation year in the 1%to4X simulations. Anomalies are means over 20 years around the target dates, minus the long term mean of the control. CO2 doubles at year 70, quadruples at year 140, and remains constant after that [From Biasutti and Sobel 2009], with permission from AGU.

2.7.2 Expectations of carbon fluxes changes

In this section, the response of the vegetation by historical and future climate changes is investigated. An ensemble of five terrestrial biosphere models forced by the same climate model analogue [Huntingford and Cox, 2000] is used. The five biosphere models are dynamic vegetation models in the sense that they calculate long-term shifts in biomes area in response to climate change, in addition to carbon and water fluxes and pools. The biosphere models are LPJ, HYBRID, HYLAND, S-DGVM and ORCHIDEE. More details on their parameterizations can be found in Sitch et al. [2008]. During the XXth

5. some models predicting increase of up to 20% of precipitations over the region between 0°N to 20°N and 20°W to 20°E, while others assume a decrease of up to 10%

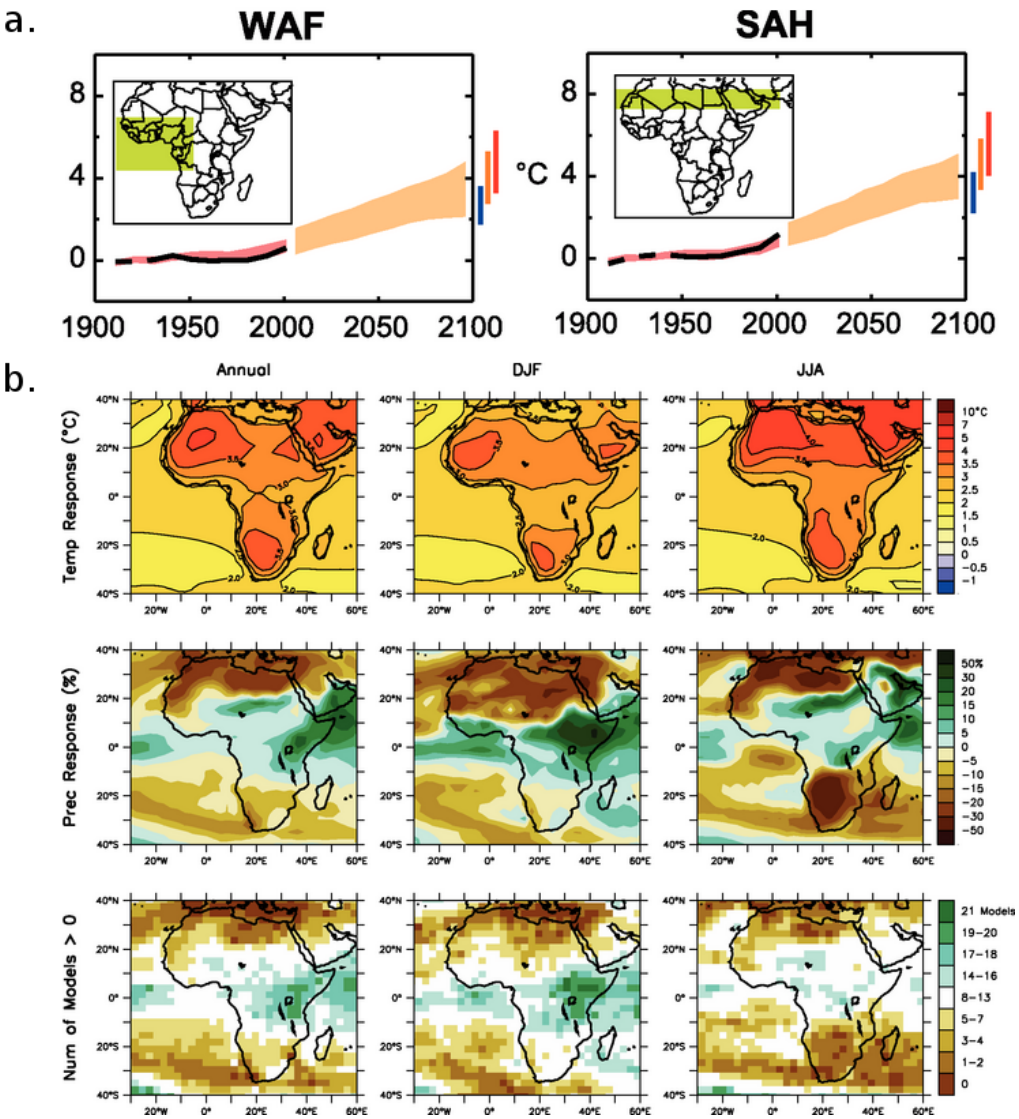


FIGURE 2.16: a. Temperature anomalies with respect to 1901 to 1950 for West Africa and Sahara regions for 1906 to 2005 (black line) and as simulated (red envelope) by MMD models incorporating known forcings ; and as projected for 2001 to 2100 by MMD models for the A1B scenario (orange envelope). The bars at the end of the orange envelope represent the range of projected changes for 2091 to 2100 for the B1 scenario (blue), the A1B scenario (orange) and the A2 scenario (red). The black line is dashed where observations are present for less than 50% of the area in the decade concerned [figure 11.1 in Christensen et al. [2007]]. b. Temperature and precipitation changes over Africa from the MMD-A1B simulations. Top row : Annual mean, DJF and JJA temperature change between 1980 to 1999 and 2080 to 2099, averaged over 21 models. Middle row : same as top, but for fractional change in precipitation. Bottom row : number of models out of 21 that project increases in precipitation [figure 11.2 in Christensen et al. [2007]].

century, the biosphere models are forced by reconstructed climate fields (CRU dataset : [New et al., 2000]) and rising CO2, using constant present-day land cover (GLC2000). Over the XXIst century, the four IPCC SRES radiative forcing scenarios [Nakicenovic and Swart, 2000] are used to drive the analogue climate model of an AOGCM [Huntingford and Cox, 2000]. Importantly, the analogue climate model is based upon the spatial patterns of anthropogenically forced scenario of the HadCM3 coupled model [Collins et al., 2001]. One should keep in mind the unexplored uncertainty associated with future changes of rainfall patterns, seasonal cycle, and frequency, when using one climate model only. The HadCM3 participated to the fourth assessment report of the IPCC [Randall et al., 2007]. It produces for the future [Schaphoff et al., 2006] a dipole of Amazon drought and Africa wettening, thus a wetter Sahel climate on average than for present-day conditions.

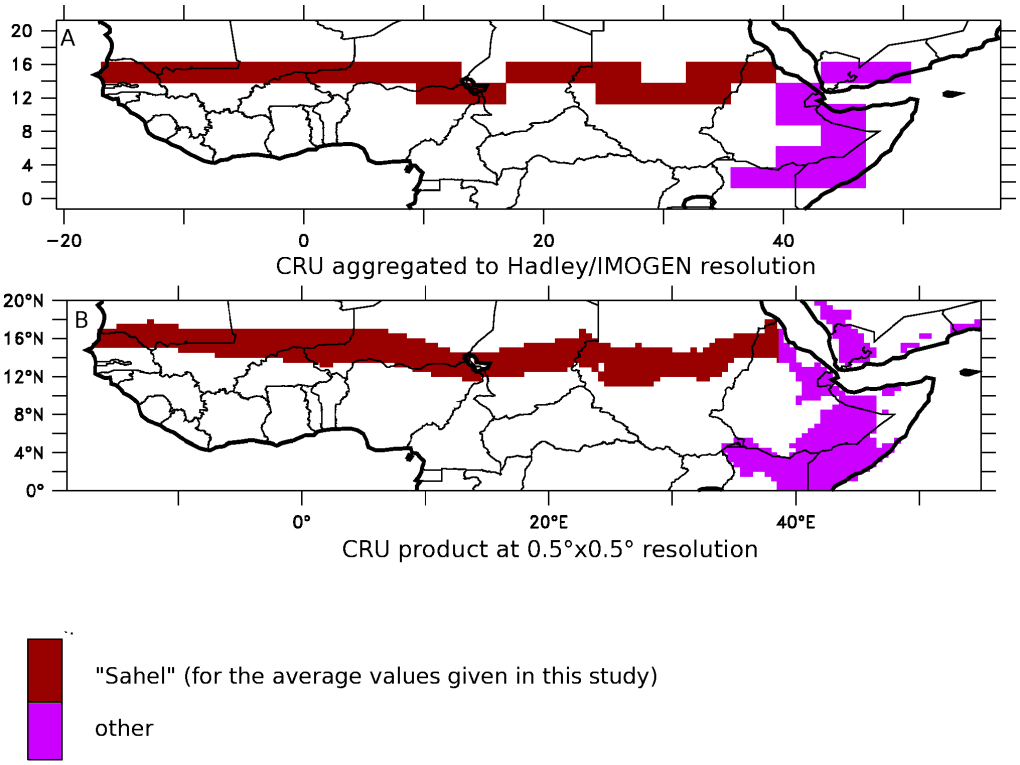


FIGURE 2.17: Semi-arid regions of Northern Hemisphere sub-Saharan Africa (mean annual rainfall in the range 200-600mm/year in the CRU dataset over 1901-2002)

The changes in living biomass and soil organic C pools over the Sahel are analysed. The regional estimates correspond to average over the area in maroon on figure 2.17.b (all the low resolution pixels along the Sahara border with average rainfall between 200 and 600mm/year over the XXth century). First, figure 2.19 shows the modelled change of biomass over the drying period of Sahel in the CRU forcing defined as 1960-1985, and over the greening period defined from 1985 to 2002. A linear model is fitted to the time serie obtained for each grid point. We express the "Changes" of the variable of interest as the slope of the trend multiplied by the length of the time serie under investigation, aggregated over the Sahel Mask of figure 2.17.b (for all models and scenarios when no precision is given). Over the 1960-1985 period, annual rainfall dropped on average by 167mm ± 75 mm (-6.7 ± 3.0 mm/year). The estimation of the average reduction of rainfall lies in the same range when using the mask of figure 2.17.a and the CRU dataset before agregation : -150 ± 83mm. Driven by such a drastic reduction of precipitations, one would expect a

very large decrease of biomass, as suggested by all field measurements (and the low satellite NDVI data observed in the drought of the early 80's). However, figure 2.19 shows that this is not so much the case for the coupled run presented in Sitch et al. [2008]. The biosphere models predict on average a mild increase of GPP (6% ± 5.5%) This is most likely due to the failure of IMOGEN (in fact HadCM3) to represent the importance of the anomaly of precipitations that occured during the 70's and 80's. To some extent, it could also be explained by the response of the models to the rising CO2 (nearly 30 ppm from 1960 to 1985). Indeed, this CO2 induced GPP increase is mostly ameliorated by soil moisture water savings induced from stomatal closure, a process incorporated in the five biosphere models.

The soil C balance is controlled both by litter input, expected to parallel the positive trend in primary production, and by decomposition output. In all the biosphere models, decomposition is generally described as an exponentially increasing function of soil temperature and as a function of soil moisture, with dryer conditions inhibiting decomposition. The change in soil C obtained from the five biosphere models during the period 1960-1985 and 1985-2002 is shown in figure 2.19. Overall, soil C in the region defined by the Sahelian mask presented on figure 2.17.a has increased by 0.7% ± 4.5% (gC/m^{-2}) over the period 1960-1985, while vegetation biomass has increased by 9% ± 11%. In the models, during the greening period (1985-2002), the increase of soil carbon is only 0.13% ± 4.3%($gC.m^{-2}$) and the one of vegetation biomass 11% ± 7%.

Future climate scenarios, with the HadCM3 regional climate change patterns produce a warming consistent with the other climate models (figure 2.16) and strong wettening over Sahel, a feature which is more specific to the Circulation Model from which the anomalies are derived. In response to combination of wettening and rising CO2, the biosphere models all produce a widespread increase in vegetation biomass during the XXIst century. The magnitude and spatial pattern of this increase is reasonably similar among the five models with an increase of 125% ± 106% and is paralleled by an increase of soil carbon of 60% ± 117%. Thus, the response of vegetation through the five biosphere models suggests first that the models share some parameterizations and thus have a similar response, and second, that the response of Sahelian vegetation to future climate change is relatively robust within our model ensemble. The similarity of the response of the different vegetation models used in this study contrasts with the divergence of the response of climate models (as shown in previous section). This suggests that most of the uncertainty in predicting the sustainability of Sahelian vegetation currently lies in regional climate projections. On the other hand, confidence in biosphere model results must not be overstated (and dryland vegetation processes remain poorly constrained in particular phenology and allocation). Further, with a high population density and significant cropland cover [Cour et al., 1998], using natural vegetation, cropland and pasture should be incorporated in the models in a more realistic way than using generic grasslands as presently done [Berg et al., 2010].

In summary, climate models largely diverge in their representation of the faith of the West African Moonsoon over the XXIst century. This lack of well define climate constraint has a very large impact on the uncertainty that hinders any projection of the evolutions of the stocks of carbon in the sahelian ecosystems. Differences between vegetation models are also displayed, but as long as the knowledge about the evolution of the rainfall regime in the region remains inconclusive, hardly any conclusion can be derived with regards to the evolution of the sahelian vegetation cover over the next century.

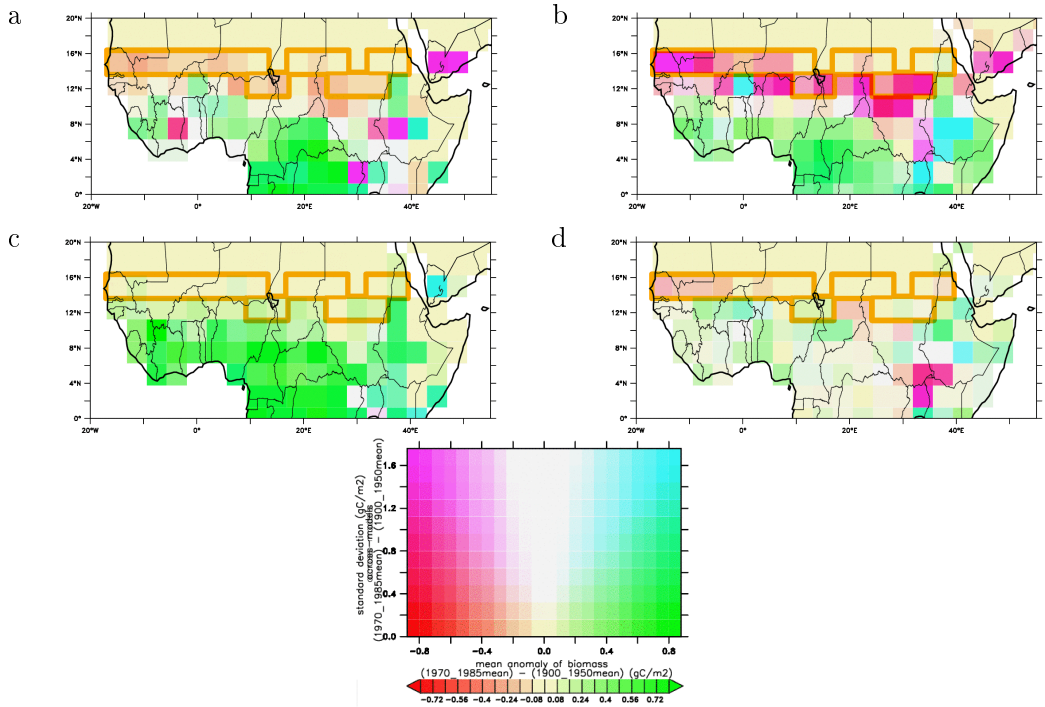


FIGURE 2.18: Biomass (a, c) and soil organic matter (b, d) change of carbon stocks over the periods 1960-1985 (a and b) and 1986-2002 (c and d) when forcing four different vegetation models [Sitch et al., 2008] (Sheffield, Triffid, LPJ, Hyland) with the CRU precipitations. They are expressed in gC/m^2 and correspond to the linear trend multiplied by the length of the period. A contour of the pixel used for the « Sahel average »in Table 2.2 is overlayed in orange color.

2.8 Conclusion

Remote sensing studies have identified a significant regreening of a large fraction of the Sahel since the early 80's. This change is concomitant with an increase in rainfall and is more robust at the longitude of Chad and eastern Niger (between 0°E and 20°E) than for regions situated further West. In itself, this re-greening trend does not imply that the class of hypotheses popularized by Charney and Lamprey were misleading. While these hypotheses assumed that the land-surface conditions were playing a major role in the negative anomalies of precipitation observed in the 70's and early 80's ; the indisputable increase of the areas cropped in the landscape has not been as drastic as assumed by the few modelling works which attempted to assess the effect of land use on weather for that period. More important to falsify these hypotheses, the increase of the anthropic appropriation of the primary production seems to have continued after the 80's and the sporadic conservative actions that have been taken don't modify the overall image.

Therefore, land-use changes cannot be considered as the main cause of the change in precipitation and regreening that have been observed over the Sahel during the last decades. These conclusion are in line with those of Ozer et al. [2010], although the reader may consider that these synthesis on the « desertification » was way more critical than our with regards to the remote sensing studies that have « diagnosed » a regreening of the Sahelian region.

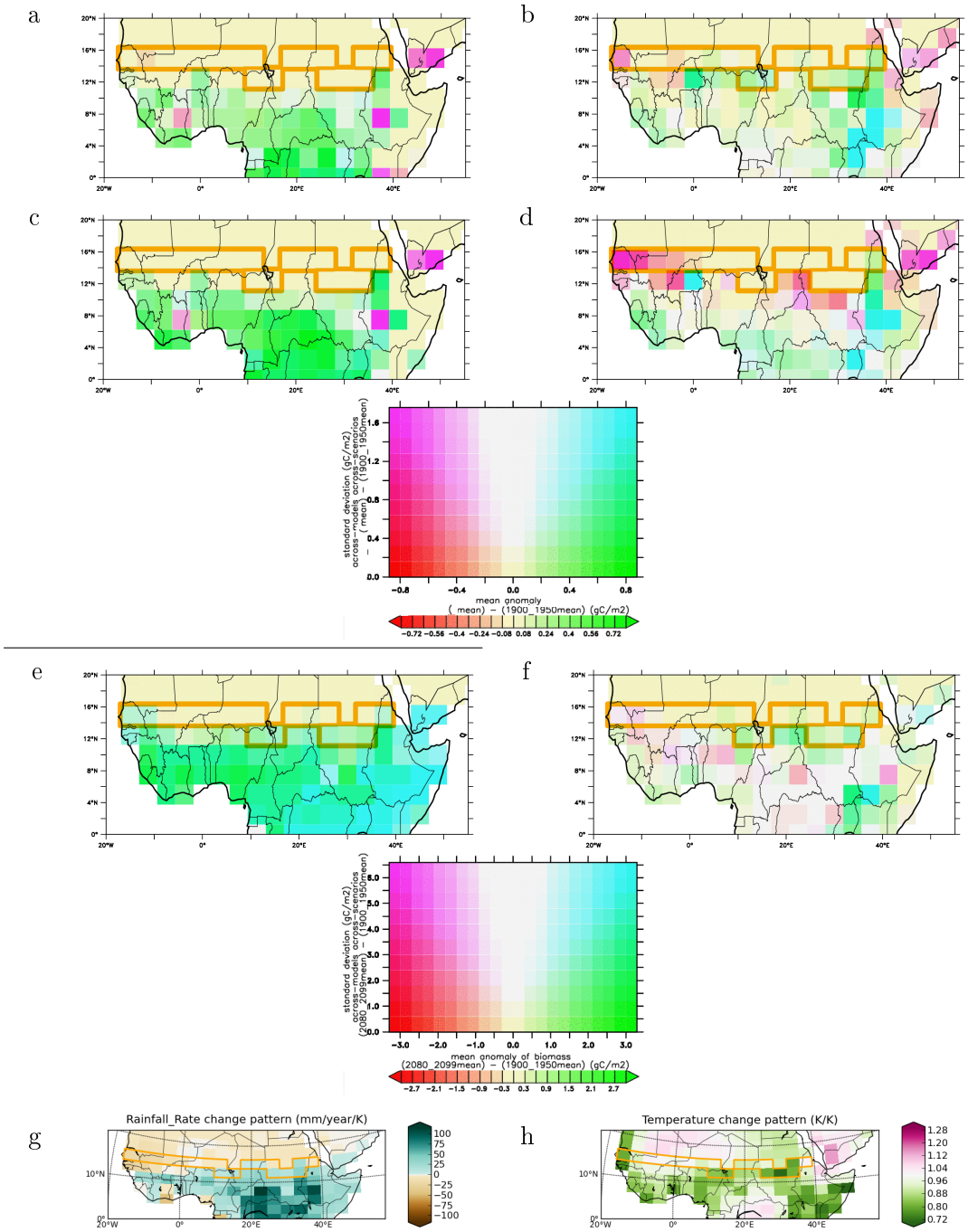


FIGURE 2.19: Biomass (a, c and e) and soil organic matter (b, d and f) carbon stocks anomalies for the periods 1970-1985 (a and b), 1986-2002 (c and d) and projections for 2080-2099 for 4 anthropic carbon emissions scenarios A1, A2, B1, B2 (e and f) when coupling the model IMOGEN to five different vegetation models (Sheffield, Triffid, LPJ, Hyland, ORCHIDEE) [Sitch et al., 2008]. They are expressed in gC/m^2 departure from the 1900-1950 mean. Patterns of the anomalies of precipitation (g) and temperature (h) applied for the projections are also presented. A contour of the pixel used for the « Sahel average »in Table 2.2 is overlayed in orange color.

TABLE 2.2: Anomalies of biomass, soil carbon, precipitation and temperature for each model of Sitch et al. [2008] over the sahelian region with the average over 1901-1950 taken as a reference. The anomalies of temperature and rainfall are deduced from the global mean surface temperature increase based on the pattern presented in figure 2.19 (g) and (h), ie $\Delta T \times 1.57 \pm 14.99(mm/year)$ for the precipitations and $\Delta T \times 0.90 \pm 0.09(K)$ for the temperature. For biomass and soil carbon, the standard deviation across models or scenarios is indicated in parenthesis, while the standard deviation between pixels is given for the precipitation and temperature anomalies.

period	model	Δ Biomass (kgC/m^2)	Δ Soil C (kgC/m^2)	Δ P (mm/year)	Δ T (K)
1970-1985 drought	HYL	-4.8×10^{-03}	6.1×10^{-02}		
	LPJ	-1.7×10^{-03}	1.1×10^{-02}		
	ORC			-81.6 (±47.6)	-0.016 (±0.180)
	SHE	-4.2×10^{-02}	1.6×10^{-03}		
	TRI	-5.7×10^{-02}	2.3×10^{-01}		
1986-2002 re-greening	HYL	-2.7×10^{-03}	-7.7×10^{-01}		
	LPJ	-1.3×10^{-03}	3.8×10^{-03}		
	ORC			-59.3 (±42.7)	-0.05 (±0.261)
	SHE	-3.7×10^{-02}	-4.3×10^{-02}		
	TRI	-4.6×10^{-02}	-3.6×10^{-01}		
2080-2099 A1FI scenario	across models	8.3×10^{-01} ($\pm8.1\times10^{-01}$)	3.7×10^{-01} ($\pm3.9\times10^{-01}$)	7.32 (± 70.06)	4.20 (± 0.43)
2080-2099 A2 scenario	across models	7.3×10^{-01} ($\pm7.8\times10^{-01}$)	2.9×10^{-01} ($\pm3.3\times10^{-01}$)	6.73 (± 64.34)	3.85 (± 0.39)
2080-2099 B1 scenario	across models	5.1×10^{-01} ($\pm5.4\times10^{-01}$)	2.7×10^{-01} ($\pm2.1\times10^{-01}$)	4.42 (± 42.28)	2.53 (± 0.26)
2080-2099 B2 scenario	across models	5.3×10^{-01} ($\pm5.4\times10^{-01}$)	2.3×10^{-01} ($\pm2.1\times10^{-01}$)	4.98 (± 47.66)	2.86 (± 0.29)
2080-2099 across scenarios	HYL	1.1×10^{-01} ($\pm2.5\times10^{-03}$)	4.7×10^{-01} ($\pm3.8\times10^{-02}$)	5.46 (± 52.26)	3.13 (± 0.32)
	LPJ	2.4 ($\pm8.2\times10^{-02}$)	3.3×10^{-01} ($\pm7.1\times10^{-02}$)	6.46 (± 61.75)	3.70 (± 0.38)
	ORC	4.0×10^{-01} ($\pm2.5\times10^{-02}$)	1.0×10^{-01} ($\pm4.2\times10^{-03}$)	5.59 (± 53.43)	3.20 (± 0.32)
	SHE	3.6×10^{-01} ($\pm3.1\times10^{-02}$)	1.1 ($\pm5.5\times10^{-02}$)	5.46 (± 52.26)	3.13 (± 0.32)
	TRI	-1.8×10^{-02} ($\pm1.1\times10^{-05}$)	-5.9×10^{-01} ($\pm1.0\times10^{-03}$)	6.35 (± 60.72)	3.64 (± 0.37)

Obviously, this observation does not exclude the idea that evaporation feedback could have reinforced the persistence of anomalies (positive or negative) over the Sahel region through an influence on the recycling of water and the dynamic of the moonsoon. In the meantime, the most convincing studies have backed the assumption that large scale patterns of sea surface temperature have been the most important drivers of fluctuations in the rainfall over West-Africa, and these patterns of SST are only loosely affected by fluxes anomalies over the continent.

There is no general agreement on the direction of the change of the woody plant cover over the whole region. On the one hand, there is currently no satisfying remote-sensing dataset characterising the change in woody plant cover in savannahs and agroforestry parklands. For instance, it must be kept in mind that the inter-annual fluctuations of the NDVI signal which used to characterise the "re-greening" over the last decades are dominated by modifications of the herbaceous cover. On the other hand, there is no obvious convergence in the results of the set of field studies conducted to measure the trend of the density of ligneous plants. If modifications of species have occured, as well as massive recolonisation of some spaces left empty by the large dieback of trees following the driest years, the mean increase of the stem density could be extremely limited.

To take for granted a further densification of the vegetation cover over the next century appears hasardous considering the large divergence of rainfall predictions from the different Global Circulation Models. Some display a reduction of more than 10% while others predict an increase of up to 20%, a range sufficient to offset the effect of the expected increase of atmospheric CO2, which should further enhance the productivity of trees and C3 grasses as it did (at the global scale) during the XXth century. Moreover, the limited availability of suitable land for a further expansion of cropland represents a very strong incentive toward intensification of the cropping practices, but the impact of such a change on the vegetation cover is hard to estimate.

3

Etat de l'art et modèle employé

> La connaissance scientifique fut longtemps et demeure encore souvent conçue comme ayant pour mission de dissiper l'apparente complexité des phénomènes afin de révéler l'ordre simple auquel ils obéissent.
>
> Mais s'il apparaît que les modes simplificateurs de connaissance mutilent plus qu'ils n'expriment les réalités ou les phénomènes dont ils rendent compte, s'il devient évident qu'ils produisent plus d'aveuglement que d'élucidation, alors surgit le problème : comment envisager la complexité de façon non-simplifiante ?
>
> Edgar Morin. *Introduction à la pensée complexe.* Avant-propos.

3.1 Etat de l'art de la représentation des flux de carbone d'écosystèmes de steppes sahéliennes : du site jusqu'à l'échelle régionale.

Le présent travail s'inscrit dans un effort de recherche beaucoup plus large dont l'objectif est l'amélioration des estimations de la distribution géographique des flux de carbone, eau et énergie des savanes et steppes africaines. L'étude de leur évolution à long terme et plus particulièrement la réalisation de scénarios informatifs par rapport au spectre des évolutions possibles au cours du XXIeme siècle requiert en effet une telle amélioration et de manière plus urgente encore des estimations des erreurs et incertitudes sur les valeurs apparaissant ici ou là dans la littérature spécialisée.

3.1.1 Approches employées pour fournir une représentation spatialisée des flux de carbone des écosystèmes sahéliens.

A notre connaissance, ce type de question a été principalement traité par les trois types d'approches suivantes :

- Approches réductionnistes
- Approches mécanistes (qui procèdent par extension progressive du nombre de processus pris en compte). Etat de l'art parmi les modèles globaux de végétation dynamique.
- Approches utilisant l'assimilation de données obtenues par télédétection.

D'une part, différents auteurs ont effectué des analyses d'exploration de jeux de données (data-mining analysis), avec pour objectif l'estimation d'une fonction de transfert entre des variables pour lesquelles des champs spatialisés informatifs ont pu être obtenus et les variables d'intérêt. Des familles entières de méthodes peuvent être rangées dans cette catégorie, qu'il s'agisse de simples régressions (multi-)linéaires, de l'emploi de réseaux de neurones, d'arbres décisionnels,... Dans une certaine mesure, il est possible de considérer que les méthodes d'inversion statistique (variationnelle ou séquentielle : filtre de Kalman, filtre particulaire,... ou matricielle) en font également partie. D'un point de vue simpliste, toutes ces méthodes peuvent être décrites comme des tentatives d'optimisation de la fraction de la variance expliquée des variables d'intérêts à partir d'un nombre contraint de degrés de liberté. Si des considérations théoriques permettent d'avoir confiance dans la capacité d'interpolation de la plupart de ces méthodes, la situation est beaucoup plus contrastée en termes de capacité d'extrapolation. En effet, il y a peu de raisons pour lesquelles elles devraient continuer à constituer des estimateurs satisfaisants à l'extérieur du domaine au sein duquel elles ont été entrainées.

D'autre part, il est possible d'employer des stratégies visant à décrire les processus clés du fonctionnement du système. Un type d'approche qui peut être subdivisé en hiérarchies de complexité variable, entre des modèles constitués de jeux d'équations aussi restreints que possible, des modèles dit de complexité intermédiaire (qui ne peuvent être résolus qu'informatiquement mais dont on cherche à contenir l'extension pour qu'il soit toujours possible d'en connaître rapidement tout le détail) et des approches qui consistent vraiment à décrire de manière aussi exhaustive que possible les processus en jeu, tant que cette exhaustivité ne se fait pas au prix de l'emploi de paramètres pour lesquels on ne dispose de strictement aucune contrainte.

Le développement et l'emploi d'un modèle dynamique global de végétation comme ORCHIDEE est à ranger dans cette seconde catégorie (voir § suivant pour plus de détails sur la formulation du modèle). Des caractéristiques qui peuvent être perçues comme des faiblesses actuelles de ces modèles proviennent du fait qu'ils sont souvent employés pour fournir un « best-guess » sans représenter de manière structurelle les erreurs entachant l'estimation proposée (au contraire par exemple des approches d'assimilation de données dans lesquelles la quantification de l'incertitude de l'estimation occupe une place aussi, sinon plus importante que l'estimation elle-même. Une autre faiblesse est peut-être qu'on se donne souvent comme objectif d'utiliser les résultats de ces modèles à des échelles spatio-temporelles très distinctes de celles pour lesquelles l'essentiel des efforts de confrontation aux observations (« validation ») sont effectués. Le travail présenté dans cette thèse ne s'affranchit pas de manière pleinement satisfaisante de cette dichotomie (validation sur sites versus utilisation à l'échelle régionale), même si le travail de caractérisation de la transitivité des erreurs entre sites traite de manière modeste de questions qui se posent lors de ce « changement d'échelle ». Enfin, cette prétention à l'exhaustivité induit bien souvent que l'évaluation de l'équilibre entre l'intérêt de rafinement qu'on peut intégrer et degré de liberté faiblement contraints que cela ajoute au modèle n'est plus menée avec rigueur.

3.1.2 Synthèse des résultats publiés à ce jour dont nous avons connaissance.

De nombreuses estimations de la production primaire nette (NPP) ou du moins de la production annuelle de biomasse épigée d'écosystèmes de savane sont disponibles.

Ne pouvant les citer individuellement ici, nous nous limitons à une rapide synthèse en Table 3.1 qui reprend notamment les résultats obtenus par Bille and Poupon [1972]; Sicot [1976]; Bille [1977]; Grouzis [1979]; Cornet [1981]; Breman and de Wit [1983]; Cornet [1984]; César and Havet [1986]; Fournier [1990]; Breman and de Ridder [1991]; de Vries and Djitéye [1982]; Abbadie et al. [2006]; Gignoux et al. [2006]; Hiernaux et al. [2009a,b] ainsi que ceux référencés en Table 3 de Bombelli et al. [2009] et d'autres documents de synthèse comme Claude et al. [1991]; Grace et al. [2006]; Kanniah et al. [2010].

Il faut bien noter qu'une partie importante des valeurs de NPP présentées sont en fait déduites d'estimations de la production annuelle de biomasse épigée (matière sèche). Le cas échéant, les données de production de matière sèche (aérienne) ont été converties en stocks de carbone en supposant que le carbone représentait 50% de cette quantité et, hypothèse qui est susceptible d'être beaucoup plus approximative encore, que 50% de la biomasse était allouée aux racines.

Dans la synthèse des résultats obtenus sur 45 ans de travail sur le site de Lamto, une savane guinéenne de Côte d'Ivoire [Abbadie et al., 2006], Gignoux et al. [2006] indiquent que le rapport de la biomasse souterraine par rapport à la biomasse épigée se situe entre 0.5 et 6.1 selon le facies et la fraction de nécromasse contenue dans la phytomasse racinaire. Le rapport serait plutôt de l'ordre de 0.5 pour les arbres si on ignore les racines fines [1]. En ce qui concerne la strate herbacée, sur des faciès relativement ouverts, pour éviter de comptabiliser trop de racines fines des arbres, le rapport moyen serait de l'ordre de 0.8 pour les savanes à Andropogoneae et 1.7 pour les savanes à Loudetia (en supposant que les mesures de la biomasse souterraine ont comptabilisé 10% de racines mortes).

De même, utiliser un facteur de 1.33 pour évaluer la production aérienne à partir de la phytomasse se révèle acceptable [Fournier, 1990, page 263], même si ce rapport a tendance à être plus élevé à mesure que les savanes sont plus humides. Ainsi, il a été estimé qu'il vallait 1.26 (1.1-1.6) à Nazinga, 1.36 (1.2-1.6) à Lamto, Côte d'Ivoire [Fournier, 1990] et 1.5 à Luiswishi, Congo [Freson, 1973].

Si les travaux de Fournier [1990] n'ont pas permis d'aboutir à une loi simple entre phytomasse aérienne et phytomasse souterraine, elle a par contre trouvé un rapport plus robuste reliant le ratio R phytomasse aérienne maximale sur phytomasse souterraine moyenne et la phytomasse aérienne maximale Ph :

$$R = 0.06Ph + 0.17(r = 0.74)$$

à partir de mesures sur des sites (Nazinga, Ouango-Fitini, Lamto). Mais Fournier [1990] note bien que ce résultat n'est pas valable pour les steppes sahéliennes dans lesquelles les annuelles sont dominantes. Elle cite l'exemple de la mare d'Oursi, dans le cadre duquel ce ratio est relativement proche de 1.47.

1. même si ce chiffre ne présente pas beaucoup d'intérêt tant qu'on ne peut pas correctement estimer ces dernières

Dans le cadre d'un travail sur la biomasse racinaire de la strate herbacée de formations sahéliennes autour de la mare d'Oursi (Burkina-Faso), Le Grand [1979] avait plutôt trouvé des ratios biomasse racinaire sur biomasse totale de 2/3, autrement dit, un ratio phytomasse aérienne sur phytomasse souterraine de 0,5.

site	pluviosité annuelle moyenne (mm/an)	couvert végétal	période	NPP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	NEP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	RUE $kgC.ha^{-1}.mm^{-1}$	Ref.
climat de type saharo-sahélien (precipitations : 100-200mm/an)							
bande saharo-sahelienne	100-200mm	majoritaire : steppes contractées ou diffuses d'herbacées pérennes (*Panicum turgidum*,...), acacias cantonnés dans les bas fonds				1-4	Le Houérou et al. [1988]
climat de type sahélien (precipitations : 200-400mm/an)							
bande sahelienne	200-400mm	majoritaire : savane à mimosaceae avec annuelles (trois couches : arbres/arbustes/herbacées)				1.7-8	Le Houérou et al. [1988]
Niger, HAPEX-Sahel		steppe sahélienne	1992	1.58	0.32		Hanan et al. [1998]
Fété Olé, Ferlo Sénégal	219mm	formation de dune à *Aristida mulabilis* et *Schoenfeldia gracilis*/formation de bas de pente à *Schoenfeldia*	1970	$0.96/2,65$			Bille and Poupon [1972]
Fété Olé, Ferlo Sénégal	316mm	formation de dune à *Aristida mulabilis* et *Schoenfeldia gracilis*/formation de bas de pente à *Schoenfeldia*	1974	$0.81/2,27$			Bille and Poupon [1972]
			1974				Bille [1977]
Dahra-Nord, Sénégal	305	formation de dune à *Ephrosia purpurea* et *Aristida*, formation de bas de pente à *Schoenfeldia*	1977	2,16/2,45			Cornet [1981]
Dahra-Nord, Sénégal	362	formation de dune *Ephrosia purpurea* et *Aristida*, formation de bas de pente à *Schoenfeldia*	1978	4,16/4,47			Cornet [1981]
Dahra-Sud, Sénégal	297	formation dégradée à *Zornia*	1977	1,77			Cornet [1981]
Dahra-Sud, Sénégal	357	formation dégradée à *Zornia*	1978	2,03			Cornet [1981]
Oursi, Burkina-Faso	345	formation de dune à *Aristida mutabilis* et *Schoenfeldia*/formation de glacis à *Schoenfeldia*	1976	1,05/1,84			Sicot [1976]
Oursi, Burkina-Faso	369/420	formation de dune à *Aristida mutabilis* et *Schoenfeldia*/formation de glacis à *Schoenfeldia*	1977	2,26/1,04			Grouzis [1979]

...suite en page suivante...

site	pluviosité annuelle moyenne (mm/an)	couvert végétal	période	NPP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	NEP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	RUE $kgC.ha^{-1}.mm^{-1}$	Ref.
climat de type soudano-sahélien (precipitations : 400-600mm/an)							
bande soudano-sahélienne	400-600mm	majoritaire : savane à *Combretaceae* et herbacées annuelles				1.5-6	Le Houérou et al. [1988]
Maun, Botswana	464mm	bois (woodland) de Mopane	1999-2000	1.5-1.9	0.12		Veenendaal et al. [2004] (prélèvements de bois non pris en compte, NPP estimée par 50%*GPP)
Parc Kruger, Afrique du Sud	582.4mm	savane à *Panicum*, *Eragrostis*,... (arbustes dominants : *Combretum* et *Acacia nigresens*)	2000-2005		-0.25		Archibald et al. [2009]
climat de type soudanien (une grande saison des pluies, precipitations > 600mm/an)							
Bontioli, Burkina-Faso	785mm ;919mm	savane à *Andropogon gayanus* et *Loudetiopsis*	2005,2006		1.79 ;4.29		Brümmer et al. [2008]
Mongu, Zambie	800-880mm	bois (woodland) à Miombo			0.42		Chidumayo [2002]; Scanlon and Albertson [2004]
climat de type guinéen (2 saisons des pluies ; precipitations > 900mm/an)							
Lamto, Côte d'Ivoire		savane à *Andropogonae* et palmiers					Gignoux et al. [2006] dans ce cas
rassemblement d'écosystèmes plus hétéroclite							
Synthèse littérature pan-tropicale (25 sites)				7.2 (±2.0)	0.14		Grace et al. [2006]
Savanes africaines (pas d'indication sur sites considérés)				5.9			Grace, non publié, voir Ciais et al. [2009].
Afrique sub-saharienne hémisphère Nord (modèle CASA faPAR [MODIS] PAR pluie GPCP)		tous les écosystèmes	1997-2004	4.17			Van der Werf et al. [2006]
Afrique sub-saharienne hémisphère Nord (modèle CASA faPAR [MODIS] PAR pluie GPCP)		tous les écosystèmes	1997-2009	3.66			van der Werf et al. [2010]
Afrique sub-saharienne hémisphère Sud (modèle CASA)		tous les écosystèmes	1997-2004	6.99			Van der Werf et al. [2006]
Afrique sub-saharienne hémisphère Sud (modèle CASA)		tous les écosystèmes	1997-2009	6.27			van der Werf et al. [2010]
						2.6	Breman et al. [1975]
						2.58	Le Houerou and Hoste [1977]
						3.0	Bille [1975]

...suite en page suivante...

site	pluviosité annuelle moyenne (mm/an)	couvert végétal	période	NPP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	NEP $MgC.ha^{-1}.an^{-1}$	RUE $kgC.ha^{-1}.mm^{-1}$	Ref.
Mare d'Oursis, Burkina-Faso	412mm (1976-80)					2.16	Sicot and Grouzis [1981]
						3.3	Cornet [1981]
Nylsvley, Afrique du Sud				3.81	1.23		Scholes and Walker [1993]
Lamto, Côte d'Ivoire				7.3			Grace et al. [2006]; Mordelet and Menaut [1995]
SRW				16.27	0.05		Merbold et al. [2009] Ardo et al. [2008]

TABLE 3.1: Synthèse rassemblant quelques estimations de la production primaire d'écosystèmes de savane. L'efficience d'utilisation en eau est estimée à partir des précipitations annuelles en supposant que la zone est soit localement endoréique, soit que l'échantillonnage a été effectué sur une surface suffisamment importante pour que le différentiel run-off/run-on ne fausse pas trop le résultat. On a rajouté un symbole * à la valeur de NPP lorsqu'elle était estimée par simple règle de trois à partir de la production annuelle de biomasse épigée, et ** lorsqu'elle est simplement déduite du maximum annuel de biomasse épigée.

Beaucoup moins de mesures de la productivité nette (NEP) de ces écosystèmes sont disponibles.

Parmi les sites sur lesquels de telles mesures ont été effectuées sur des périodes relativement longues, on peut notamment citer celui de Skukuza (Kruger National Park, Afrique du Sud) pour lequel les précipitations annuelles moyennes sont de $550 \pm 160mm$ et dont la couverture végétale est caractérisée par une savane dominée par des Combretum apiculatum sur les crêtes sableuses et une savane à Acacia nigrescens sur les sols limoneux en vallée. A partir de mesures par « corrélation turbulente » (eddy-covariance) durant 5 ans (mi-2000-2005), de celles des forçages climatiques sur 25 ans (1981-2002) et d'estimations des flux de carbone dus aux feux (estimations de la disponibilité en combustible, relevés de la fréquence de passage du feux), Archibald et al. [2009] ont estimé que le bilan de carbone de cet écosystème était de l'ordre de $115 \pm 123gC.m^{-2}.y^{-1}$ dont $40.0 \pm 17.5g.C^{-2}.y^{-1}$ d'émissions dues aux feux (donc $75 \pm 105gC.m^{-2}.y^{-1}$ de NEP hors « perturbations »).

Par une compilation de la littérature, et par une extrapolation hardie des résultats obtenus sur un petit jeu de sites s'appuyant sur une division de l'Afrique en cinq grandes écorégions, Bombelli et al. [2009] ont abouti à l'estimation suivante de la NEP des savanes africaines : $1.89Pg.C.y^{-1}$ dont seule une partie serait consommée par les feux $0.79Pg.C.y^{-1}$.

Du fait du gradient extrèmement prononcé de pluviosité sur la très vaste zone géographique couverte par les savanes africaines, il semble toutefois plus intéressant de rassembler des données d'efficience d'utilisation de l'eau (WUE : water use efficiency) et des minéraux. Toutefois, on considère souvent la production primaire par unité de précipitation (RUE : Rain Use Efficiency) comme proxy de la WUE, même si la corrélation entre production primaire et précipitations ne se révèle étroite qu'aux échelles où le cumul de précipitations peut être considéré comme un excellent proxy de l'évapotranspiration réelle. Ce qui élimine tant les applications à l'échelle mondiale qu'à des groupements végétaux particuliers dont l'alimentation en eau dépend essentiellement des conditions stationnelles [Cornet, 1984].

On obtient une représentation assez satisfaisante de la production primaire en employant des modèles très simples. Ainsi, par un travail sur les sites de Dahra (Ferlo, Sénégal) au début des années 80, [Cornet, 1984] a développé un modèle qui se révèle peu sensible au seul paramètre difficile à évaluer sur de grandes aires spatiales : « la biomasse maximale » qui traduit les limitations en nutriments lorsque l'eau n'est plus un facteur limitant. En effet, son modèle se révèle peu sensible à l'étalonnage de ce paramètre pour les années dont la pluviosité est faible ou moyenne. Il faut d'ailleurs noter que la co-limitation par les nutriments commence déjà à contraindre la production végétale à des niveaux de pluviosité beaucoup plus faibles [Breman and de Wit, 1983].

Fondamentalement, de tels modèles sont capables de représenter les fluctuations de la production primaire en fonction de la même contrainte qu'ORCHIDEE : à savoir la limitation de la production primaire par la contrainte hydrique, certes essentielle pour un site donné [Kutsch et al., 2008], mais insuffisante pour rendre compte des différences entre sites du fait des fluctuations de fertilité [Sankaran et al., 2008; Kanniah et al., 2010]. Limitation supplémentaire par rapport à ORCHIDEE, ce type de modèles ne peut être utilisé pour estimer le taux de ruissellement et ne peut donc être utilisé que sur des stations localement endoréiques.

Si des modèles comme ORCHIDEE permettent de décrire beaucoup plus finement l'évolution journalière des échanges de carbone et d'eau entre l'atmophère et la végétation, la version employée dans le cadre du présent travail ne rend pas plus compte des différences de productivité dues à la fertilité des sols.

Or, comme l'indiquait déjà de Vries and Djitéye [1982], dans un livre synthétisant les résultats de tout un programme de recherche, « la pauvreté du sol, notamment le déficit d'azote et de phosphore, est souvent un facteur plus limitatif que la pluviosité faible et irrégulière. ». Ceci avait conduit ces auteurs à réaliser « le bilan d'azote à long terme des paturages [...] pour faire comprendre le[ur] niveau de production actuel ». Les lecteurs qui souhaiteront avoir une meilleure idée des bilans des écosystèmes considérés devront certainement attendre qu'un travail approfondi soit conduit sur la représentation du cycle des nutriments, en s'appuyant sur les promesses qu'on peut attendre d'un modèle comme OCN (la version d'ORCHIDEE dans laquelle la représentation du cycle a été introduite [Zaehle and Friend, 2010]). Malheureusement, ces développements n'ont pu être mis à profit dans le cadre du présent travail, au cours duquel les limitations par la fertilité du sol ne seront représentées que par des ajustements de paramètres gouvernant la photosynthèse.

De leur côté, Weber et al. [2009] ont employé des modèles de végétation dynamiques, ORCHIDEE [Krinner et al., 2005], LPJ-DGVM [Sitch et al., 2003], LPJ-GUESS [Smith et al., 2001] et JULES/TRIFFID [Cox, 2001; Hughes et al., 2006] pour proposer une autre estimation de la NEP des écosystèmes africains. Comme les auteurs le notent eux-même, il faut toutefois signaler que les formulations des processus ont essentiellement été élaborées au travers de l'étude d'écosystèmes tempérés (même si un certain nombre de programmes centrés sur les écosystèmes de la zone tropicale ont bien évidemment été employés pour améliorer ces modèles). On pourra notamment penser à des programmes comme HAPEX-Sahel, de nombreux développements effectués en Amérique du Sud, etc.

Des développements importants ont également été effectués sur certains de ces modèles pour mieux représenter l'impact de la dynamique des feux sur l'évolution temporelle de la biomasse.

Cela s'est notamment concrétisé par l'inclusion de variantes assez similaires du module SPIT-FIRE [Thonicke et al., 2010] dans un certain nombre de ces outils, notamment LPJ-DGVM pour des applications à l'échelle globale [Thonicke et al., 2010], mais également dans des modèles permettant de mieux représenter l'évolution des cohortes comme JULES-ED [Spessa and Fisher, 2009; Gomez-Dans et al., 2009], ou LPJ-GUESS, avec lequel un travail spécifique sur les savanes africaines a été réalisé [Lehsten et al., 2009].

3.2 Le modèle de végétation ORCHIDEE

3.2.1 Présentation générale

La description du modèle ORCHIDEE [2] ci-dessous s'appuie sur un certain nombre de thèses et d'articles précédents auxquels on peut se référer pour plus d'informations (Ducoudré et al. [1993]; Polcher et al. [1998]; de Rosnay and Polcher [1998]; de Rosnay [1999]; De Smedt [2004]; Krinner et al. [2005]; d'Orgeval [2006]; Viovy [2006]; Davin [2008]).

Le système formé par le sol et la biosphère terrestre est une composante à part entière du système climatique. Le climat conditionne l'état hydrique du sol ainsi que la répartition et l'état de la végétation ; en retour les caractéristiques de la surface influencent le climat en modulant les quantités d'énergie, d'eau et de composés chimiques échangées avec l'atmosphère. Cette perpétuelle interaction est prise en compte dans le modèle de climat

2. ORganizing Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms

de l'IPSL par le biais du couplage entre le modèle de circulation générale LMDZ et le modèle ORCHIDEE. Il s'agit là de la fonction du schéma de surface destinée à fournir des conditions aux limites à un modèle de circulation générale.

ORCHIDEE peut aussi être employé en « mode forcé », c'est à dire sans que la réponse de la surface n'ait d'impact en retour sur le forçage météorologique auquel il sera soumis durant les pas de temps suivants. L'objectif est alors plus spécifiquement de décrire l'évolution du stockage d'eau et de carbone dans les écosystèmes (sur des échelles de temps intra-journalières à pluri-séculaires). Autrement dit, les séries temporelles des variables météorologiques sont alors considérées comme de simples données d'entrée du modèle.

ORCHIDEE est structuré en trois modules représentant chacun des processus se différenciant par leur nature et l'échelle de temps à laquelle ils se manifestent. Les flux d'énergie et d'eau échangés entre la surface et l'atmosphère sont traités par le module SECHIBA [3] [Ducoudré et al., 1993]. La phénologie végétale et la dynamique du carbone dans la biosphère sont simulées par le module STOMATE [4] [Krinner et al., 2005]. Un troisième module calculant la dynamique de la végétation naturelle (reprenant essentiellement la structure de LPJ [Sitch et al., 2003; Krinner et al., 2005]) n'est pas décrit ici car il n'a pas été activé dans les expériences réalisées dans le cadre de cette thèse.

Lorsque le couplage avec le modèle de circulation générale atmosphérique est activé, une résolution spatiale de l'ordre de 90 000km^2 ($2.5^o \times 3.75^o$) est généralement imposée. Il est évident qu'à cette échelle la surface continentale présente une hétérogénéité spatiale extrèmement forte, notamment concernant le type de végétation présent.

C'est pourquoi ORCHIDEE utilise le concept de « type fonctionnel de plantes » (PFT [5]) pour décrire l'hétérogénéité sous-maille de la végétation. Ce concept permet de définir des catégories de plantes, les PFTs, englobant des espèces végétales similaires du point de vue de leurs caractéristiques biophysiques et physiologiques. Ceci permet d'attribuer à chaque PFT un jeu unique de paramètres malgré la multiplicité d'espèces végétales qu'il englobe. Des travaux d'externalisation des paramètres ont toutefois été effectués par D. Soliga au LSCE, et différents travaux sont néanmoins en cours au sein du laboratoire, notamment au travers d'une thèse co-encadrée par N. Viovy et J.-F. Soussana pour mieux rendre compte de la diversité des traits fonctionnels et de leur plasticité sur des échelles de temps longues.

La diversité des écosystèmes terrestres peut ainsi être représentée en combinant différents PFTs. ORCHIDEE distingue 13 PFTs dont 10 sont de type naturel (8 PFTs ligneux et 2 PFTs herbacés) et 2 de type agricole, alors qu'un dernier représente le sol nu. Ces PFTs ainsi que le sol nu peuvent coexister dans une même maille et occupent donc chacun une certaine fraction, comprise entre 0 et 1, de la surface de la maille. A titre d'exemple, avec cette classification les écosystèmes de savanes sont représentés par un assemblage de graminées en C3 et en C4 et d'arbres décidus tropicaux dont la phénologie est contrôlée par le stress hydrique. Pour représenter de tels écosystèmes mixtes, on soumet les deux strates à un seul bilan hydrique, contrairement à l'usage le plus standard des PFTs dans ORCHIDEE (par exemple pour les simulations en zone tempérée en Europe où on profite généralement de la possibilité de réaliser un bilan hydrique distinct par type fonctionnel de plantes).

3. Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmophère
4. Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems
5. Plant Functional Type

L'indice de surface foliaire (LAI[6]), c'est-à-dire la surface de feuilles par mètre carré de sol, est une variable centrale dans ORCHIDEE. Il a en effet un rôle de premier ordre dans la détermination des échanges entre la surface et l'atmosphère, puisqu'il influence directement les conditions de surface comme l'émissivité, l'albédo, la rugosité ou la transpiration. Les difficultés qu'on peut rencontrer dans la représentation du cycle saisonnier foliaire peuvent donc limiter très fortement la qualité des sorties du modèle. Dans un certain nombre de modèles, le LAI est simplement prescrit à partir d'observations [Pitman, 2003]. La stratégie développée dans ORCHIDEE est au contraire de calculer explicitement le LAI en résolvant la dynamique du carbone dans la végétation. La biomasse foliaire calculée de façon pronostique par STOMATE permet ainsi de déterminer le LAI.

Au delà de l'intérêt de cette flexibilité pour tester (en mode couplé) les hypothèses selon lesquelles la surface renforce de manière importante la variabilité décennale de l'atmosphère dans des zones particulières (mousson au Sahel, ...), cette plasticité permet aussi d'employer le modèle dans des conditions climatiques fortement distinctes des conditions actuelles sans avoir à reconstruire au préalable des cartes de phénologie pour des situations ne correspondant pas à celles observées au cours des 30 dernières années. Durant ces dernières, on dispose de proxis du cycle phénologique à l'échelle quasi-globale[7].

3.2.1.1 Processus biophysiques

Le modèle SECHIBA a été développé par Ducoudré et al. [1993] pour introduire une représentation réaliste du bilan d'énergie des surfaces continentales et de l'hydrologie dans le modèle atmosphérique du LMD. SECHIBA calcule les flux d'énergie et de masse échangés entre la surface et l'atmosphère. Ces processus sont relativement rapides et sont traités à un pas de temps de 30 minutes, tout comme l'ensemble des paramétrisations physiques du modèle LMDZ.

Bilan d'énergie La représentation du bilan d'énergie d'une surface recouverte de végétation est un problème complexe qui nécessite quelques simplifications pour être traité à l'échelle globale. La végétation est donc représentée comme une seule couche sans épaisseur, à l'interface entre le sol et l'atmosphère. Le bilan d'énergie s'applique à cette interface, caractérisée par la température T_s. Il faut noter que dans le cas d'une surface couverte de végétation, T_s n'est pas directement comparable à la température réelle de l'air au niveau du sol, mais s'apparente plutôt à la température de l'ensemble de l'air présent entre le sol et le haut de la canopée. Cette définition nous amène à négliger le stockage de chaleur par la végétation et par l'air présent dans la canopée. Le bilan d'énergie peut donc s'écrire sous cette forme :

$$R_n = G + H + LE \tag{3.1}$$

Ce bilan traduit le fait que l'énergie absorbée par la surface (le rayonnement net, R_n) est convertie sous trois formes différentes : le flux de chaleur vers le sol (G), le flux de chaleur sensible ou flux de convection entre la surface et l'atmosphère (H) et le flux de chaleur latente ou d'évapo-transpiration (LE). Le bilan d'énergie est résolu pour l'ensemble de la maille et non pas pour chaque type de végétation présent dans la maille. Ceci implique que

6. Leaf Area Index
7. les archives des mesures de télédétection ne permettent toutefois pas de représenter ce cycle dans les zones dans lesquelles la couverture nuageuse est quasiment permanente et celles dans lesquelles le cycle saisonnier de la végétation est peu contrasté et les changements de conditions atmosphériques importants

les paramètres intervenants dans ce bilan et dépendants des conditions de surface (albédo, rugosité, évaporation, émissivité) soient agrégés à l'échelle de la maille et qu'une seule température de surface soit calculée. Ce choix, qui permet de procéder à une résolution implicite du bilan d'énergie présente un attrait indiscutable pour un travail couplé avec un modèle de circulation générale, mais peut également être considéré comme une limite forte du modèle (encore plus évidente lorsqu'on utilise ORCHIDEE en mode « offline », c'est-à-dire découplé de l'atmosphère, où les limites induites par la non distinction de différentes températures de surface est évidente (en particulier entre le sol nu et le feuillage des arbres) sans avoir en contre partie d'intérêt aussi évident qu'en mode couplé où ce choix permet d'assurer facilement la conservation de l'énergie à l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère (si ce n'est une toute petite économie en termes de temps de calcul).

Rayonnement net Le rayonnement net absorbé par la surface résulte du bilan entre les gains d'énergie radiative en provenance de l'atmosphère (énergie solaire et rayonnement infrarouge atmosphérique) et les pertes par rayonnement infrarouge terrestre. Le rayonnement net est formulé de la manière suivante :

$$R_n = (1-\alpha)SW_{\downarrow} - \epsilon\sigma T_S^4 + \epsilon LW_{\downarrow} \tag{3.2}$$

Les termes climatiques dans cette expression sont le rayonnement solaire incident, $SW_{\downarrow}$ et le rayonnement infrarouge descendant, $LW_{\downarrow}$. Les autres termes dépendent des propriétés de la surface. L'émissivité de la surface, ϵ, est fixée à 1 dans ORCHIDEE [8]. Le rayonnement infrarouge émis par la surface est calculé en fonction de la température de surface, T_S, d'après la loi de Stefan-Boltzman ($\epsilon\sigma T_S^4$), où σ représente la constante de Stefan-Boltzman, soit $5.6710^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$. L'albédo α est une variable essentielle du bilan d'énergie car elle détermine la proportion du rayonnement solaire incident réfléchi par la surface. L'albédo dépend de l'état de la végétation et du sol et doit donc être calculé en fonction des conditions de surface. Pour le sol nu, l'albédo est déterminé d'après la carte de couleur de sol de Wilson and Henderson-Sellers [1985] et est modulé en fonction de l'humidité du sol. Pour la végétation, une valeur d'albédo des feuilles est attribuée à chaque PFT. Comme ORCHIDEE considère la distribution sous-maille de la végétation, l'albédo à l'échelle de la maille est obtenu par agrégation à partir de l'albédo foliaire de chaque PFT. La surface foliaire projetée au sol, exprimée en fraction de la surface totale de la maille, est calculée dans ORCHIDEE en fonction du LAI :

$$\nu = \nu_{max}(1 - \exp(-kLAI)) \tag{3.3}$$

où ν_{max} représente la surface maximale occupée par le PFT, telle que définie par la carte de végétation ou prescrite en fonction des observations faites au sol dans le cas de simulations sur site pour lesquelles des informations détaillées sur la couverture végétale sont disponibles.

Albédo α Les autres paramètres intervenant dans l'équation sont l'albédo visible et proche infrarouge, déterminés à partir de résultats établis par [Dickinson and Hanson, 1984]. Si l'on exclut la neige, le calcul de l'albédo se fait en deux étapes :

– Calcul de l'albédo du sol nu

8. nous reviendrons sur cette approximation dans la discussion du chapitre suivant

		Classe de couleur de sol								
		1	2	3	4	5	6	7	8	9
α	Sol sec	0.15	0.18	0.21	0.24	0.27	0.30	0.33	0.36	0.41
	Sol saturé	0.075	0.09	0.105	0.12	0.135	0.15	0.165	0.18	0.23

TABLE 3.2: Moyenne arithmétique des albédos visible et proche infrarouge du sol sec et du sol humide pour les neuf classes de couleur de sol (on n'estime pas l'albédo par une intégrale pondérée sur le spectre)

– Modification de l'albédo avec la végétation

Pour l'albédo du sol nu, on introduit une carte de couleur de sol, pour laquelle chaque pixel est rangé dans une des neuf classes définies par ORCHIDEE. Pour chacune de ces classes sont définis un albédo de sol sec et un albédo de sol saturé (voir Table 3.2).

A partir de ces valeurs, l'albédo du sol nu α_1 (calculé par moyenne arithmétique de l'albédo visible et proche infrarouge) est obtenu par la formule :

$$\alpha_1 = \alpha_{sat} + \beta(\alpha_{sec} - \alpha_{sat}) \tag{3.4}$$

Où β est une fonction de l'humidité de la surface. Dans cette version du modèle, β est évalué à partir de la hauteur de sol sec h_s exprimée en mm (voir figure 3.1) par :

$$\beta = min(10 \cdot h_s, 1) \tag{3.5}$$

Finalement, l'albédo pour le feuillage de chaque type de végétation est donné dans la Table 3.3. Si f_k est la fraction de la maille recouverte par le type fonctionnel de plante d'indice k (voir le paragraphe 3.2.1.3), alors l'albédo total (visible ou proche infrarouge) est donné par :

$$\alpha^{tot} = \sum_{k=1}^{13} f_k \alpha^k \tag{3.6}$$

Flux de chaleur dans le sol Pour déterminer le flux de chaleur vers le sol, un profil de température dans le sol est calculé explicitement en résolvant l'équation générale de conduction de la chaleur (loi de Fourier). Cette équation est discrétisée sur 7 niveaux verticaux dans le sol avec l'hypothèse d'un flux nul en profondeur, autrement dit en négligeant le flux géothermique dont la valeur moyenne est de 60mW/m^2 à la surface de la Terre. Dans les versions avec lesquelles le présent travail a été réalisé, la première couche a une épaisseur d'environ 3.6cm, la seconde 7.2cm,...(de sorte que les centres des couches se trouvent à 0.018m, 0.079m, 0.20m, 0.44m, 0.93m, 1.91m, 3.86m).

A l'interface sol-atmosphère, le flux de chaleur vers le sol peut s'écrire de la façon suivante :

$$G = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \tag{3.7}$$

où λ est la conductivité thermique du sol.

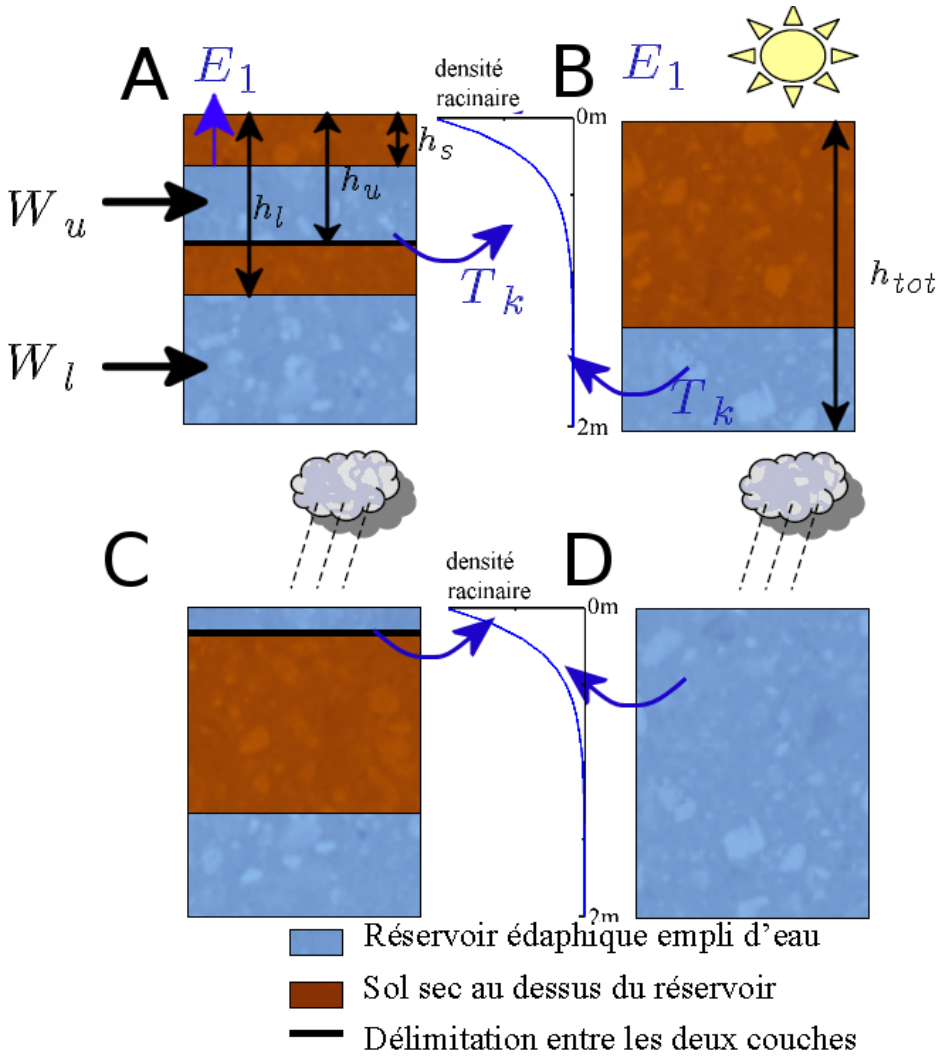


FIGURE 3.1: Schéma du sol selon l'hydrologie de Choisnel d'ORCHIDEE

Les Flux vers l'atmosphère Le transfert d'énergie calorifique de la surface vers l'atmosphère par la turbulence est traité comme un processus de diffusion. Les différents flux sont modulés par des résistances. Entre autres, la résistance aérodynamique (inverse de la conductance aérodynamique) intervient dans l'expression des flux de chaleurs sensible et latente. Elle s'écrit :

$$r_a = \frac{1}{c_a} = \frac{1}{C_d \|U\|} \tag{3.8}$$

Avec C_d coefficient de traînée (dont on ne détaille pas le calcul ici) et $\|U\|$, norme du vecteur vent au point considéré.

Flux de chaleur sensible Le flux de chaleur sensible est calculé, selon la loi de Fick, comme le produit entre un coefficient de diffusion turbulente et le gradient de température entre la surface et l'atmosphère, gradient qui est le moteur de ce flux. Ceci donne l'expression suivante pour le flux de chaleur sensible :

$$H = \rho C_p c_a (T_S - T_a) \tag{3.9}$$

où ρ et C_p sont respectivement la masse volumique et la capacité calorifique de l'air. Dans cette expression la conductance aérodynamique, c_a, est une variable qui doit être déterminée d'après les conditions de surface. c_a dépend de la vitesse du vent, de la stabilité de la couche limite atmosphérique et aussi de la rugosité de la surface de telle sorte que si la rugosité augmente, c_a augmente. La hauteur de rugosité, z_0, est déterminée en fonction du LAI de la végétation et de la hauteur de la canopée, prescrite pour chaque PFT.

Flux de chaleur latente Le flux de chaleur latente est calculé de manière analogue au flux sensible. Cette fois, la quantité transférée n'est plus de la chaleur mais de la vapeur d'eau et le gradient considéré est donc un gradient d'humidité entre la surface et l'atmosphère. Le même coefficient de diffusion $c_a = \frac{1}{r_a}$ est utilisé dans les deux cas (même s'il s'agit d'une approximation, puisque la turbulence ne transporte pas tout à fait indifféremment la chaleur et l'eau).

L'évapotranspiration est majorée par l'évaporation potentielle E_{pot}. Cette évaporation potentielle correspond à la demande atmosphérique en eau, et est définie par Budyko [1955] :

$$E_{pot} = \frac{\rho}{r_a}(q_s(T_w) - q_a) \tag{3.10}$$

Avec q_a l'humidité de l'air et $q_s(T_w)$ l'humidité saturante à la température T_w. T_w est la température qu'aurait le sol s'il avait évaporé au taux potentiel. Or la majorité des GCM ne calculent pas T_w. L'évaporation potentielle y est estimée par la formule suivante :

$$E'_{pot} = \frac{\rho}{r_a}(q_s(T_s) - q_a) \tag{3.11}$$

Avec T_s la température du sol. Cette formule appliquée directement surestime donc la « véritable » évaporation potentielle puisqu'elle ne tient pas compte du refroidissement de l'interface sol-air qui évaporerait au taux potentiel.

L'expression suivante est alors employée pour estimer le flux de chaleur latente :

$$LE = \frac{\rho}{r_a} L_v \beta (q_s(T_s) - q_a) = L_v \beta E'_{pot} \tag{3.12}$$

où L_v, est la chaleur latente d'évaporation ($= 2.4610^6 J.kg^{-1}$) qui permet de passer d'une quantité d'eau évaporée (l'évaporation) à une quantité d'énergie transmise à l'atmosphère.

Le coefficient β exprime concrètement la difficulté à extraire l'eau du système sol-végétation. Le niveau de complexité d'un modèle de surface est en grande partie déterminé par la représentation du coefficient β. En général ce paramètre est calculé comme un système de résistances en série, par analogie à un circuit électrique.

Une approche similaire est utilisée pour calculer les coefficients β relatifs à l'évaporation de l'eau interceptée par le feuillage, à l'évaporation du sol nu et à la transpiration.

– Évaporation du sol nu E_1 :

$$E_1 = \frac{1}{1+\frac{r_1}{r_a}} U_s \cdot E'_{pot} \tag{3.13}$$

Avec U_s indice d'humidité du sol (ou potentiel d'extraction racinaire). r_1 est la résistance à l'évaporation du sol. Elle est donnée par $r_1 = h_s r_s$ avec $r_s = 3.3 \cdot 10^4 s.m^{-2}$ résistance par mètre de sol sec, et h_s hauteur de sol sec. Pour U_s et h_s voir le bilan hydrologique en section 3.2.2.

– Pertes par interception, E_k $(k = 2, 13)$:

$$E_k = min(I_k, \frac{I_k}{I_k^{max}} \frac{1}{1+\frac{r_k}{r_a}} \cdot E'_{pot}) \tag{3.14}$$

Avec I_k quantité d'eau interceptée par le feuillage et I_k^{max} quantité maximale interceptée ($I_k^{max} = LAI_k \cdot 0.1mm$). r_k est la résistance structurale de la végétation donnée dans la Table 3.3. E_k ne peut pas être supérieur à I_k sinon l'évaporation prendrait plus d'eau que ce qui est disponible.

– Pour le cas plus complexe de la transpiration d'un couvert végétal, la formulation suivante est utilisée dans ORCHIDEE :

$$\begin{aligned} \beta &= U_s \frac{r_a}{r_a + r_k + r_k^v} \\ T_k &= \left(1 - \frac{I_k}{I_k^{max}}\right) \beta \cdot E'_{pot} \end{aligned} \tag{3.15}$$

Cette expression reflète le parcours d'une molécule d'eau transitant du sol vers l'atmosphère et les différents obstacles qu'elle doit franchir. L'eau doit d'abord être prélevée dans le sol par le système racinaire des plantes, ce qui est pris en compte par l'intermédiaire de la fonction d'extraction de l'eau, U_s. U_s, est déterminée en fonction de l'état hydrique du sol et du profil racinaire spécifié pour chaque PFT d'ORCHIDEE. L'eau est ensuite évaporée au niveau des stomates des feuilles à partir de la fraction de feuilles qui n'est pas recouverte d'eau de pluie (ce que reflète la pondération avec I_k). Cette étape est représentée par la résistance de surface, r_k^v. Elle doit ensuite rejoindre le haut de la canopée, ce qui est pris en compte à travers la résistance de structure, r_k. Enfin la vapeur d'eau doit être amenée jusqu'au niveau de référence atmosphérique, ce qui est exprimé par la résistance aérodynamique, r_a. La résistance de surface, r_k^v, est calculée en intégrant la conductance stomatique, g_k^v, sur le LAI :

$$r_k^v = \frac{1}{\int_0^{LAI} g_k^v(l) dl} \tag{3.16}$$

Dans ORCHIDEE, le calcul de la conductance stomatique, g_k^v, prend explicitement en compte le couplage entre photosynthèse et transpiration. La transpiration des végétaux, tout comme l'assimilation du CO_2 nécessaire à la photosynthèse, se fait par l'intermédiaire des stomates des feuilles. Les échanges d'eau et de CO_2 doivent donc être traités de manière cohérente. Une formulation empirique est utilisée pour relier la conductance stomatique et l'assimilation photosynthétique [Ball et al., 1987].

$$g_k^v = mA \frac{h_r}{c_{CO2_{atm}}} + b \tag{3.17}$$

avec m et b constantes obtenues en laboratoire, A l'assimilation photosynthétique, $c_{CO2_{atm}}$ la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone.

L'assimilation est de plus fonction de la concentration en dioxide de carbone au niveau du site où la photosynthèse a lieu. Pour les espèces dont la photosynthèse est dite en C3 (la première étape de la fixation du CO_2 atmosphérique passe par la formation d'une molécule contenant trois atomes de carbone), le modèle de Farquhar et al. [1980] est utilisé. L'écriture de la cinétique chimique de la réaction aboutit de plus à l'équation :

$$A = V(1 - \Gamma * / c_{CO2_{int}}) \tag{3.18}$$

V correspond à la vitesse de carboxylation, $c_{CO2_{int}}$ à la concentration en CO_2 au niveau du site où la photosynthèse est réalisée et $\Gamma*$ au point de compensation entre photo-respiration et carboxylation.

Le lecteur trouvera dans Krinner et al. [2005] l'ensemble des détails sur la représentation de la limitation de la photosynthèse par la rubisco d'une part et par la régénération de RuBP d'autre part avec le modèle de Farquhar et al. [1980] utilisé.

L'application de la loi de Fick permet d'obtenir une troisième équation reliant conductance stomatique et assimilation photosynthétique nette [9] :

$$A - R_T = g_k^v (c_{CO2_{atm}} - c_{CO2_{int}})/1.6 \tag{3.19}$$

où R_T représente la respiration (hors photorespiration) à l'intérieur de la feuille.

La résolution du système formé par les trois équations 3.17,3.18 et 3.19 permet d'obtenir simultanément la valeur de la conductance stomatique et de l'assimilation . Une résolution itérative de ce système d'équations est généralement utilisé dans ORCHIDEE ([Krinner et al., 2005]. Elle est limitée à la première itération, en supposant que les perturbations sont relativement faibles d'un pas de temps au suivant, même si cette hypothèse n'est pas satisfaisante pour tous les pas de temps (par exemple au lever du jour). La résolution analytique inspirée de Baldocchi [1994] introduite par T. Eglin a donc été réutilisée dans les versions spécifiquement développées dans le cadre de ce travail. Les solutions pour lesquelles la photosynthèse simulée est négative ne sont pas retenues, alors que la version standard d'ORCHIDEE simule occasionnellement un flux négatif de photosynthèse jusqu'à l'échelle diurne.

Pour le PFT correspondant aux herbacées en C4 (dont la première étape de photosynthèse permet la formation d'un modèle à 4 atomes de carbone, voir section 3.2.1.3), une résolution analytique est également possible, en utilisant le formalisme proposé par Yin and Struik [2009]. Cette dernière résolution n'a toutefois été utilisée que dans la section 4.2, mais pas dans la suite du travail, du fait de problèmes numériques non résolus lors que nous avons voulu transposer ce formalisme dans la version d'ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches harmonisée avec le LMD et le LGGE (versions de I. Gouttevin et A. Campoy).

L'évaporation totale de la maille est donc la somme pondérée des différents termes d'évaporation (transpiration, évaporation du sol nu et de l'eau interceptée par le couvert végétal) :

$$LE = L_v \cdot \left(f_1 \cdot E_1 + \sum_{k=2}^{13} f_k \cdot (E_k + T_k) \right) \tag{3.20}$$

9. voir Tuzet et al. [2003] pour une décomposition plus fine tenant compte de la résistance du mésophylle à la circulation du CO_2,...

Hydrologie Nous avons vu que de nombreux éléments dans la détermination du flux de chaleur latente font intervenir l'état hydrique du sol (via U_s ou h_s). L'état hydrique du sol est calculé de façon pronostique dans SECHIBA, d'après le modèle de Choisnel [1977] ou en s'appuyant sur une discrétisation de l'équation de Richards [de Rosnay and Polcher, 1998]. Nous présentons en détails ces deux versions du modèle dans la section 3.2.2.

3.2.1.2 Processus biogéochimiques

Le rôle du module STOMATE est d'organiser la répartition du carbone dans la biosphère et le sol en résolvant la dynamique saisonnière de la végétation (ou phénologie). Ces processus, relativement plus lents que ceux traités par SECHIBA, sont calculés à un pas de temps journalier.

Photosynthèse et allocation Le carbone entre dans la biosphère sous forme de CO_2 qui est utilisé par la réaction de photosynthèse. Bien que la photosynthèse soit un processus biogéochimique, elle est informatiquement traitée dans le module SECHIBA pour permettre une cohérence entre les processus de photosynthèse et de transpiration (paragraphe 3.2.1.1). Une fois assimilé par la photosynthèse, le carbone est ensuite réparti sous forme organique dans les différents tissus de la plante : les feuilles, les racines, le tronc, les fruits et les réserves. Les règles d'allocation du carbone tiennent compte des contraintes externes qui s'exercent sur la plante telles que les limitations en eau, en lumière et en azote [Friedlingstein et al., 1999]. Toutefois, et contrairement à ce qui est fait avec O-CN [Zaehle and Friend, 2010], la limitation en azote est seulement représentée de manière implicite (et statique) lors du calcul de la photosynthèse et de l'allocation du carbone dans la version du modèle sur laquelle nous avons travaillé. Ainsi, on représente la capacité photosynthétique comme une fonction exponentiellement décroissante de la hauteur de la canopée pour rendre compte de l'impact des variations d'azote dans le couvert [Hirose and Werger, 1987] ; la disponibilité de l'azote est une fonction de l'humidité et de la température mensuelle, dans l'idée qu'elle est elle-même fonction de l'activité microbienne qui dépend directement de ces paramètres [Friedlingstein et al., 1999]).

Respiration La quasi-totalité de la matière organique assimilée par les végétaux est ensuite dégradée par respiration. La respiration autotrophe, c'est-à-dire celle pratiquée par les végétaux, est représentée d'après Ruimy et al. [1996] comme une fonction linéaire de la biomasse, le coefficient de proportionnalité étant lui même fonction linéaire de la température. Par ailleurs, une fraction prescrite des produits de la photosynthèse alloués vers les différents tissus est perdue sous forme de respiration [McCree, 1970]. Cette « respiration de croissance » représente la dépense énergétique nécessaire à la biosynthèse des différentes molécules qui vont constituer les nouvelles cellules. La paramétrisation de la respiration hétérotrophe est héritée du modèle CENTURY [Parton et al., 1988]. Une fraction prescrite des différents tissus végétaux est exportée vers la litière. La dégradation de la litière alimente ensuite trois réservoirs de carbone (actif, passif et lent) dont la dégradation est fonction de la température et de l'humidité du sol. Le bilan entre l'assimilation photosynthétique et la dégradation de la matière organique par la respiration permet ainsi de calculer un flux net de CO_2 échangé entre la biosphère et l'atmosphère. Il faut noter que dans les expériences effectuées dans le cadre de cette thèse, le flux net de CO_2 est une variable simulée par le modèle qui ne modifie pas les concentrations de CO_2 prescrites. Il en était exactement de même pour l'évapotranspiration dont l'augmentation n'induit pas une réduction du déficit hydrique de l'air.

Numéro	Type	Feuillage/Aiguilles	Climat	H	c_k	r_k	k_0	α
1	Sol nu							
2	Ligneux Feuillus	Persistant	Tropical	30	0.8	25	$12 \cdot 10^{-5}$	0.12
3	Ligneux Feuillus	Caduque	Tropical	30	0.8	25	$12 \cdot 10^{-5}$	0.14
4	Ligneux Résineux	Persistant	Tempéré	20	1	25	$12 \cdot 10^{-5}$	0.14
5	Ligneux Feuillus	Persistant	Tempéré	20	0.8	25	$12 \cdot 10^{-5}$	0.12
6	Ligneux Feuillus	Caduque	Tempéré	20	0.8	25	$25 \cdot 10^{-5}$	0.18
7	Ligneux Résineux	Persistant	Boréal	15	1	25	$12 \cdot 10^{-5}$	0.2
8	Ligneux Feuillus	Caduque	Boréal	15	1	25	$25 \cdot 10^{-5}$	0.185
9	Ligneux Résineux	Caduque	Boréal	15	0.8	25	$25 \cdot 10^{-5}$	0.19
10	Herbacées	C3		0.5	4.0	2.5	$30 \cdot 10^{-5}$	0.2
11	Herbacées	C4		0.6	4.0	2.0	$30 \cdot 10^{-5}$	0.19
12	Cultures	C3		1.0	4.0	2.0	$30 \cdot 10^{-5}$	0.2
13	Cultures	C4		1.0	4.0	2.0	$30 \cdot 10^{-5}$	0.2

TABLE 3.3: Les types de végétation dans ORCHIDEE et leurs caractéristiques principales : H hauteur prescrite (en m), c_k coefficient de profil racinaire (en m^{-1}), r_k résistance structurale (en $s.m^{-1}$), k_0 constante utilisée dans le calcul de la résistance stomatique, α moyenne arithmétique de l'albédo visible et proche infrarouge.

Phénologie La phénologie des plantes décidues se caractérise par un cycle foliaire alternant une phase de dormance, en hiver, et une phase de croissance qui débute par le débourrement (émergence des feuilles) et se termine par la sénescence de la totalité des feuilles. La paramétrisation de la phénologie dans ORCHIDEE est basée sur le travail de Botta et al. [2000]. La date du débourrement est déterminée d'après un critère dépendant des conditions thermiques et//ou hydriques intégrées sur les jours ou semaines précédentes. Ce critère est différent pour chaque PFT. Par exemple pour les herbacés, le critère appliqué dépend de la zone climatique considérée car ce type de végétation est présent dans une large gamme de latitudes. Dans la zone tropicale (température moyenne supérieure à 20^oC), le critère est un nombre de jours prédéfini après le minimum d'humidité de la saison sèche. Dans les régions froides (température inférieure à 20^oC) le critère à atteindre est un seuil thermique. Enfin, dans les régions intermédiaires les deux critères doivent être remplis.

La sénescence des feuilles est également déclenchée après le franchissement de seuils thermiques et /ou hydriques, variables en fonction des PFTs. De plus, pour tous les PFTs quelque soit le stade du cycle, une fraction des feuilles est perdue par un processus de mortalité foliaire. Ce taux de mortalité est déterminé d'après l'âge des feuilles. Plus l'âge des feuilles est grand plus ce taux est important. Quand le processus de sénescence a fait chuter le LAI en dessous de 0.2 le reste des feuilles est alors exporté vers la litière, le PFT est déclaré dormant et un nouveau cycle peut alors recommencer.

3.2.1.3 Les types de végétation

Dans ORCHIDEE, la végétation est divisée en 13 types représentés sous-maille pour le calcul de la transpiration et de la perte par interception. Ces types sont détaillés dans la Table 3.3.

Pour chaque pixel, on définit une fraction f_k de chaque végétation couvrant le pixel. En l'absence de glace, on a $\sum_{k=1}^{13} f_k = 1$. Ces fractions de végétation sont données par une

carte de végétation (f_k) et modulées par le LAI (Leaf Area Index - Indice Foliaire) par la formule de Monsi and Saeki [1953], avec un coefficient d'extinction e_k :

$$\begin{array}{rcl} f_k & = & f_k^{max}(1-\exp(-lai \cdot e_k)) \quad pour \quad k=2,13 \\ f_1 & = & f_1^{max} + \sum_{k=2}^{13}(f_k^{max} - f_k) \end{array} \tag{3.21}$$

Par ailleurs, le bilan énergétique n'est résolu qu'une seule fois, avec une subdivision uniquement pour le flux de chaleur latente en évaporation du sol nu, interception et transpiration pour chaque végétation. En revanche, il est possible de séparer le bilan hydrologique pour chaque type de végétation.

3.2.1.4 Les forçages

Rappelons enfin les forçages à haute fréquence temporelle employée par le modèle :

- LW Rayonnement infrarouge incident
- SW Rayonnement solaire incident
- P Précipitation totale (décomposée en neige et pluie)
- T_a Température de l'air
- Q_a Humidité de l'air
- P_s Pression à la surface
- U, V Vent

En pratique, la température, l'humidité et le vent sont donnés au niveau le plus bas du modèle atmosphérique lorsque le LSM est couplé à celui-ci. En mode forcé, la température de l'air et l'humidité de l'air sont en général données à 2m et le vent à 10m. Des corrections, en particulier pour le vent, doivent donc être appliquées pour obtenir un coefficient de traînée correct. Par ailleurs, on ne module pas ces données en fonction du relief qui doit être pris en compte préalablement (dans le calcul du forçage). Une fois les forçages construits, on ne s'intéresse qu'à l'impact de la végétation sur la turbulence au voisinage de la surface.

3.2.2 Hydrologie de la zone vadose : du schéma de Choisnel à l'hydro CWRR

Comme nous l'indiquions en tête de chapitre, la description qui suit des deux schémas hydrologiques d'ORCHIDEE s'appuie très largement sur la présentation qui en avait été faite dans la thèse de d'Orgeval [2006]. Comme lui, nous n'avons pas décrit les processus liés à la neige dans la mesure où celle-ci ne joue aucun rôle dans notre zone d'étude. Il a donc été choisi de présenter en italiques les sections suivantes qui reprennent pour l'essentiel des descriptions qui figuraient dans la thèse de d'Orgeval [2006] [10].

10. malgré tout, un certain nombre de paragraphes ont été marginalement modifiés, et les test de sensibilité à la durée du pas de temps de forçage ont été réalisés une nouvelle fois. Aussi les erreurs qui pourraient être relevées dans la présente section sont susceptibles d'entacher ce seul mémoire.

3.2.2.1 Description de la version Choisnel de SECHIBA

Dans la version de référence de SECHIBA, le sol a un type unique, il est d'une profondeur totale $h_{tot} = 2m$ *avec deux couches dont l'interface se déplace. Le paramètre principal est le contenu volumique maximal* q_{max} *, égal à* $150kg.m^{-3}$*. Le contenu en eau maximal dans la couche de sol est donc* $W_{max} = h_{tot}.q_{max}$*. Par ailleurs, aucune distinction n'est faite entre drainage et ruissellement. On les divise* a posteriori *en fixant* $R = 0.05(R+D)$*. Le modèle conceptuel employé pour schématisé l'hydrologie de la zone racinaire [Choisnel, 1977] est schématisé en figure 3.1.*

La couche inférieure du sol se comporte comme un seau qui se remplit d'eau en provenance de la couche supérieure (ce schéma ne représente donc pas de phénomène de drainage profond, à la base de la zone racinaire). La couche supérieure a une existence transitoire. Créée lorsque les précipitations excèdent les pertes par évaporation, (figure 3.1 C), elle disparait lorsque toute l'eau en part (par l'effet combiné de l'évapotranspiration et du drainage vers la couche inférieure, schématisé en figure 3.1 B) ou que le contenu en eau vient à saturer le sol (figure 3.1 D).

Dans la suite de cette section, $W_u = (h_u - h_s).q_{max}$ *et* $W_l = (h_{tot} - h_l).q_{max}$ *représentent respectivement le contenu en eau dans les couches supérieures et inférieures.*

A chaque pas de temps, on effectue pour chaque PFT les opérations suivantes :

Flux atmosphériques *Dans un premier temps, on calcule la précipitation qui parvient au sol : soit P la précipitation reçue sous la végétation k après remplissage du réservoir d'interception :*

$$\begin{array}{rcl} P_k(t) & = & max(P(t) - (I_k^{max} - I_k(t-1)), 0) \\ I_k(t) & = & min(I_k^{max}, P + I_k(t-1)) \end{array} \tag{3.22}$$

Puis, une fois estimé P_k*, les réservoirs sont actualisés avec les flux atmosphériques. L'évaporation du sol nu est retirée uniquement au type de végétation « sol nu » (*δ_{1k} *vaut 1 si* $k = 1$ *et 0 sinon, et* $T_1 = 0$*).*

$$\left\{ \begin{array}{rcl} \frac{\partial W_l^k}{\partial t} & = & -T_k \\ \frac{\partial W_u^k}{\partial t} & = & P_k - \delta_{1k} E_1 \end{array} \right. \tag{3.23}$$

Par ailleurs, les réservoirs d'interception sont mis à jour en retirant à chacun son évaporation :

$$I_k = I_k - E_k \tag{3.24}$$

Mise à jour des deux couches, calcul du ruissellement *L'évolution du contenu en eau des différentes couches est calculée de la manière suivante (avec ruissellement si le sol est sursaturé). On omet l'indice k par souci de clarté :*

1. *Si* $W_u + W_l \geq W_{max}$ *, alors le surplus part en ruissellement et la couche supérieure du sol disparait.*

$$R = W_u + W_l - W_{max} \tag{3.25}$$

$$\left\{ \begin{array}{rclcrcl} W_l & = & W_{max} & et & h_l & = & 0 \\ W_u & = & 0 & et & h_u & = & h_s = 0 \end{array} \right. \tag{3.26}$$

2. *Si* $0 < W_u + W_l < W_{max}$ *:*
   a) *Si* $W_u > h_u \cdot q_{max}$ *, alors la couche de surface s'agrandit et le sol sec disparaît :*

$$\begin{cases} h_s &= 0 \\ h_u &= \frac{W_u}{q_{max}} \end{cases} \tag{3.27}$$

   b) *Si* $0 \leq W_u \leq h_u \cdot q_{max}$*, seule la hauteur de sol sec est modifiée :*

$$h_s = h_u - \frac{W_u}{q_{max}} \tag{3.28}$$

   c) *Si* $W_u < 0$*, alors on prélève de l'eau de la couche profonde pour remettre le réservoir à zéro :*

$$\begin{cases} W_l &= W_l + W_u \quad et \quad h_u &= h_s = 0 \\ W_u &= 0 \quad\quad\quad et \quad h_l &= h_{tot} - \frac{W_l}{q_{max}} \end{cases} \tag{3.29}$$

3. *Si le sol se vide, toutes les grandeurs sont remises à zéro.*

Flux entre les deux couches *Par la suite on calcule le flux d'eau entre les deux couches* F_{ul} *:*

- *Si* $W_u < \frac{3}{4} h_u q_{max}$*, alors*

$$F_{ul} = F_{min} \frac{W_u}{h_u q_{max}}$$

- *Sinon :*

$$F_{ul} = F_{min} \frac{W_u}{h_u q_{max}} + (F_{max} - F_{min}) \left(\frac{W_u - W_{lim}}{h_u q_{max} - W_{lim}} \right)^b$$

Les paramètres utilisés sont fixés de la manière suivante : $F_{min} = 2 \cdot 10^{-3} mm \cdot h^{-1}$, $F_{max} = 2 \cdot 10^{-1} mm \cdot h^{-1}$, et $b = 1.5$.

Puis on met à jour les réservoirs avec ce flux :

$$\begin{cases} W_l &= W_l + F_{ul} \quad et \quad h_l &= h_l + \frac{F_{ul}}{q_{max}} \\ W_u &= W_u - F_{ul} \quad et \quad h_u &= h_u - \frac{F_{ul}}{q_{max}} \end{cases} \tag{3.30}$$

Potentiel d'extraction racinaire *Enfin on détermine le potentiel d'extraction racinaire* U_s *pour chaque type de végétation (l'indice* k *est omis). Il servira au bilan d'énergie du pas de temps suivant. Le point de flétrissement (« wilting point ») est défini par* $W_{wilt} = 5kg \cdot m^{-3}$*. Si* $W_u + W_l < W_{wilt}$ *alors* $U_s = 0$*. Sinon, on distingue deux cas :*

1. *Si* $h_u = 0$*, il n'y a pas de réservoir de surface, et on a :*

$$U_s = exp\left(-ch_{tot} \frac{h_l}{h_{tot}}\right)$$

   Avec c *coefficient de profil racinaire donné dans la Table 3.3.*

2. *Si* $h_u > 0$ *:*

$$\begin{aligned} U_l &= exp\left(-c \cdot h_{tot} \frac{h_l}{h_{tot}}\right) \\ U_u &= exp\left(-c \cdot h_{tot} \frac{h_s}{h_u}\right) \\ U_s &= max(U_l, U_u) \end{aligned} \tag{3.31}$$

Quelques remarques *L'un des principaux avantages de cette version d'ORCHIDEE réside dans sa simplicité. Celle-ci permet une résolution du bilan hydrologique pour chaque type de végétation, et limite les éléments de complexité inutiles. Cependant, le fonctionnement est plus évolué que celui d'un modèle Bucket [Manabe, 1969], avec une couche fonctionnant comme un seau. Entre autres, la présence de la couche de surface dans le modèle de Choisnel permet à l'évaporation de réagir rapidement à un événement pluvieux. Par contre, il reste clair que le ruissellement et le drainage sont modélisés de manière irréaliste dans la mesure où ils se déclenchent simultanément lorsque l'on dépasse la saturation. Cette valeur de saturation est fixée à une valeur sans rapport avec des observations (elle est beaucoup plus faible), et constitue un choix essentiellement numérique.*

De même, les mouvements d'eau dans le sol ne correspondent pas à une quelconque réalité physique, mais sont paramétrés de manière à ce que le modèle ait des réponses satisfaisantes en terme de flux. On peut donc constater avant tout travail utilisant ce modèle que si l'on désire contrôler les processus "intermédiaires" comme l'infiltration en haut du sol, l'humidité du sol à plusieurs profondeurs et son lien avec l'extraction racinaire et finalement des temps de réponse adéquats pour ruissellement et drainage il nous faudra certainement adopter une modélisation hydrologique différente.

3.2.2.2 Description de la version CWRR de SECHIBA

Nous avons pour l'instant présenté la version d'ORCHIDEE fonctionnant avec le module hydrologique à deux couches de Choisnel. Au cours de son travail de thèse, de Rosnay [1999] a développé un nouveau module hydrologique qui résout une équation de diffusion sur plusieurs couches pour ORCHIDEE. Le bilan énergétique est resté globalement inchangé ; seules l'évaporation du sol nu ainsi que les grandeurs U_s et β qui interviennent respectivement dans le calcul de la transpiration et dans celui de l'albédo sont modifiées. Au vu des défauts d'ORCHIDEE sur l'Afrique de l'Ouest qui semblent résider avant tout dans le calcul de l'évaporation et dans le partage entre ruissellement et drainage, ce nouveau module peut apporter des solutions intéressantes. En particulier, l'évaporation du sol nu y est calculée de manière plus explicite par la réponse d'un schéma de diffusion en colonne à une condition aux limites correspondant à l'évaporation maximale, limitée soit par l'atmosphère (évaporation potentielle) soit par le sol (assèchement des couches de surface). Nous allons détailler dans cette section le fonctionnement de ce module, en grande partie d'après d'Orgeval [2006]. Dans un premier temps, nous présentons la version développée par de Rosnay [1999], tandis que les sections suivantes sont principalement consacrées aux modifications introduites par Tristan d'Orgeval [2006].

Équation de Richards *Dans ce module, les mouvements de l'eau du sol sont calculés par une discrétisation de l'équation de Richards sur $N = 11$ couches (voir figure 3.2) :*

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}(D(\theta)\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial z} - K(\theta)) - S \tag{3.32}$$

θ représente l'humidité du sol en $m^3.m^{-3}$. D est la diffusivité en $m^2.s^{-1}$ et K la conductivité en $m.s^{-1}$, toutes deux fonctions de θ. La diffusivité est définie à partir du potentiel matriciel h et de K par :

$$D(\theta) = K(\theta)\frac{\partial h(\theta)}{\partial \theta} \tag{3.33}$$

K et D sont définis entre θ_r (humidité résiduelle du sol) et θ_s (humidité du sol à saturation) données pour chaque type de sol par Carsel and Parrish [1988]. Le terme puits S de l'équation 3.32 représente l'extraction de l'eau du sol par les racines en $m^3.m^{-3}.s^{-1}$. K et D sont calculés à chaque nœud de discrétisation du schéma. Pour déterminer l'infiltration à l'intersection entre deux couches, il faut donc utiliser des valeurs de K et D à l'inter-couches (respectivement $K_{n-1/n}$ et $D_{n_1/n}$ pour la limite entre $n-1$ et n), calculées par moyenne arithmétique des valeurs aux nœuds $n-1$ et n.

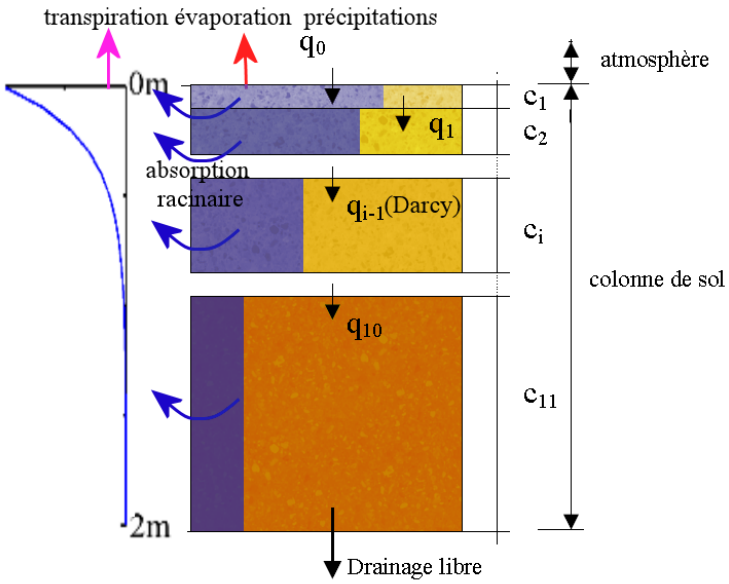


FIGURE 3.2: Discrétisation du sol utilisée dans SECHIBA pour résoudre l'équation de Richards. Le sol est discrétisé sur 11 niveaux, et le fonctionnement semi-implicite implique l'utilisation de variables aux pas de temps t et t+1. A chaque nœud i (profondeur z_i), on associe un couche d'épaisseur $(\Delta Z_i + \Delta Z_{i+1})/2$ (entre les profondeur z'_{i-1} et z'_i) et de contenu en eau W_i [de Rosnay, 1999]

L'extraction racinaire *Les racines sont prises en compte par des profils verticaux R de densité de racines (on omet les indices k pour chaque type de végétation) :*

$$R(z) = \exp(-cz) \tag{3.34}$$

où c_k est le coefficient de profil racinaire défini pour chaque végétation dans le tableau 3.3. L'extraction de l'eau à une certaine profondeur va dépendre de cette densité et de l'humidité du sol. Pour déterminer celle-ci, on définit pour chaque type de sol une humidité correspondant au point de flétrissement (« wilting point ») θ_w, (actuellement $\theta_w = 0.1m^3.m^{-3}$) et une humidité θ_d au-delà de laquelle la transpiration est maximale (actuellement $\theta_d = \frac{\theta_s}{2}$). Soit une couche i dont on notera par convention z_i la profondeur du nœud, et z'_{i-1} et z'_i les profondeurs respectives de ses limites supérieure et inférieure (on ne détaillera pas plus

ici le mode de discrétisation verticale du sol schématisé en figure 3.2 pour plus d'informations, se reporter à de Rosnay [1999]). Son contenu en eau est noté W_i et son coefficient d'extraction u_s^i se calcule de la manière suivante :

$$\begin{cases} u_s^i &= 0 & si \quad W_i < (z_i' - z_{i-1}') \cdot \theta_w \\ u_s^i &= \frac{W_i}{(z_i' - z_{i-1}') \cdot \theta_d} f_R^i & si \quad (z_i' - z_{i-1}') \cdot \theta_w \leq W_i \leq (z_i' - z_{i-1}') \cdot \theta_d \\ u_s^i &= f_R^i & si \quad W_i > (z_i' - z_{i-1}') \cdot \theta_d \end{cases} \tag{3.35}$$

Avec f_R^i fraction linéaire des racines dans la couche i :

$$f_R^i = \frac{\int_{z_{i-1}'}^{z_i'} R(z)dz}{\int_{z_1'}^{z_N'} R(z)dz} \tag{3.36}$$

La première couche ne contribuant pas à la transpiration, $f_R^1 = 0$ et on retrouve bien $\sum_{i=2}^{N} f_R^i = 1$. On obtient la grandeur totale U_s, simplement par sommation :

$$U_s = \sum_{i=1}^{N} u_s^i \tag{3.37}$$

La transpiration pour chaque type de végétation est calculée comme précédemment en utilisant le facteur β de l'équation 3.15 . Puis l'extraction racinaire T_k^i, dans la couche i se retrouve à partir de T_k :

$$T_k^i = \frac{u_s^i}{U_s} T_k \tag{3.38}$$

Cette formulation permet donc un couplage plus précis entre les mouvements d'eau dans le sol et la demande racinaire à une profondeur donnée. Elle suppose par ailleurs qu'une plante ne peut pas transpirer au taux maximal si toutes ses racines ne sont pas dans une couche dont l'humidité dépasse θ_d. En effet, on a alors $Us < 1$.

Drainage profond *Pour résoudre la diffusion, deux conditions aux limites sont définies : en bas de la colonne, on impose une condition de drainage libre. Elle repose sur l'hypothèse que le gradient de teneur en eau entre la couche du fond et la couche inférieure non modélisée est nul. Cette hypothèse reste valable tant que les nappes phréatiques sont assez profondes. Lorqu'elles se rapprochent du fond de la couche de sol modélisée, les performances du modèle ne peuvent être correctes. La condition de drainage libre implique que le flux au fond est égal à la conductivité au dernier nœud (la diffusivité n'intervenant pas pour deux couches de même humidité) :*

$$q_N = K(\theta_N) \tag{3.39}$$

Infiltration, ruissellement et évaporation du sol nu *A l'interface surface-atmosphère, la condition limite sur le flux entrant est fixée à :*

$$q_0 = P - E_{pot}$$

E_{pot} est ici l'évaporation potentielle incluant la correction de Milly [1992] qui estime la différence entre les équations 3.10 et 3.11. Elle est donc équivalente à la formulation de Penman pour l'évaporation d'une surface d'eau libre. Dans le cas où une première résolution de l'équation de Richards conduit à des humidités respectivement inférieures au niveau résiduel ou supérieures à la saturation, un nouveau calcul est fait avec une condition aux limites sur la teneur en eau en surface (θ_1 respectivement fixée à θ_r, ou θ_s) plutôt que sur le flux q_0. En conséquence, si la diffusion n'est résolue qu'une fois, l'évaporation se fait au taux potentiel, et c'est donc l'atmosphère qui est limitante. Dans le cas contraire, c'est la quantité d'eau dans les couches superficielles du sol qui limite l'évaporation. Cette évaporation plus explicite devrait nous permettre d'obtenir une réponse précise sur la fraction de la précipitation ré-évaporée à partir des couches superficielles de sol. La question qui reste irrésolue est de savoir comment le sol évapore sous un feuillage. La solution correcte de ce problème résiderait dans l'établissement d'un modèle « deux sources » [Deardorff, 1978], ce qui n'est pas le but de la présente thèse.

Albédo *Comme le paramètre h_s n'existe plus dans ce module, la formulation du paramètre β intervenant dans l'équation 3.5 de détermination de l'albédo du sol nu doit changer. Or β est un indice de l'humidité du sol en surface. On la calcule donc ici par :*

$$\beta = \frac{w_{1-4} - W^r_{1-4}}{w_{1-4} - W^r_{1-4}} \tag{3.40}$$

Où W_{1-4} désigne le contenu en eau des quatre premières couches de sol correspondant à une profondeur de l'ordre de 2cm. Les exposants r et s désignent respectivement les valeurs résiduelles et à saturation de cette couche.

Types de sol *Par ailleurs, ce module d'hydrologie prévoit la prise en compte de trois types de sol pour chaque maille, en adaptant la conductivité et la diffusivité, via les paramètres de van Genuchten [1980]. En effet, la formulation utilisée ici pour la conductivité et la diffusivité est celle de van Genuchten [1980] avec l'hypothèse de Mualem [1976] pour la représentation de la courbe de rétention reliant l'humidité du sol au potentiel matriciel dans laquelle K et D s'écrivent :*

$$\begin{cases} K(\theta) &= K_s(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r})^l[1-(1-\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r})^{\frac{1}{m}})^m]^2 \\ D(\theta) &= \frac{K(\theta)}{\alpha mn}\frac{1}{\theta-\theta_r}(\frac{\theta_s-\theta_r}{\theta-\theta_r})^{1/m}[(\frac{\theta_s-\theta_r}{\theta-\theta_r})^{1/m}-1]^{-m} \end{cases} \tag{3.41}$$

Les différents paramètres sont donc :

- *K_s, conductivité à saturation en $mm.j^{-1}$,*
- *α correspondant à l'inverse de la succion d'entrée d'air de Brooks and Corey [1964], en mm^{-1},*
- *n paramètre sans dimension,*
- *θ_s et θ_r respectivement humidité à saturation et résiduelle en $mm.mm^{-1}$.*

Les valeurs des paramètres utilisées dans le modèle sont tirées de Carsel and Parrish [1988]. Dans la formulation utilisée, qui s'appuie sur le modèle capillaire de Mualem [1976], les paramètres m et l de Van Genuchten sont respectivement fixés par les relations : $m = 1 - \frac{1}{n}$, et $l = \frac{1}{2}$ qui rend compte de la tortuosité. Pour des raisons de temps de calcul, la conductivité hydraulique est ici approchée entre ces valeurs par une fonction linéaire par morceaux de θ, ce qui permet une bonne précision pour un coût numérique raisonnable :

$$K(\theta) = a_i\theta + b_i$$

Où i dépend de l'intervalle dans lequel se situe θ. La diffusivité D est approchée par une fonction constante par morceaux. Les cartes de texture du sol utilisées pour déterminer les fractions de type de sol se basent sur les travaux de la FAO [1971] et de Zobler [1986]. Les classes texturales utilisées sont celles définies par la FAO à partir de la classification, plus fine, de l'USDA (voir figure 3.3) :

- G*rossier : sables (sand), sables limoneux (loamy sand), limons sableux (sandy loam) avec moins de 18% d'argile et plus de 65% de sable,*
- M*oyen : limons sableux (sandy loam), limons (medium loam), limons sablo-argileux (sandyclay loam), limons fins (silty loam), limons ultra-fins (silt), limons fins argileux (silty clay loam) et limons argileux (clay loam), avec plus de 18% d'argile ou moins de 65% de sable, et moins de 35% d'argile,*
- F*in : argiles (clay), argiles limoneux (silty clay), argiles sableux (sandy clay), limons argileux (clay loam) et limons fins argileux (silty clay loam) avec plus de 35% d'argile.*

La carte de sol mondiale de la FAO indique le type de sol dominant (parmi ces trois classes, en permettant les combinaisons de classes : fin, fin-moyen, moyen, moyen-grossier ou grossier) par unité de surface, à partir des proportions relatives de limon, d'argile et de sable sur les 30 premiers centimètres de sol. Zobler [1986] a converti les données de la FAO sur une grille de 1×1°, en considérant uniquement le type de sol dominant sur chaque pixel. A partir de cette carte, ORCHIDEE calcule le pourcentage de chaque type de sol dans une maille du modèle, en considérant que la classe "Moyen" comprend les classes fin-moyen, moyen et moyen-grossier. Puis on définit les correspondances suivantes pour déterminer les paramètres de Van Genuchten à partir des données de Carsel and Parrish [1988] :

- G*rossier : paramètres de limon sableux*
- M*oyen : paramètres du limon*
- F*in : paramètres du limon argileux*

On pourra noter que ce choix induit une réduction forte de l'hétérogénéité entre sols de ces propriétés hydriques, ne serait-ce que par rapport à celle -déjà issue de moyennes - présentées dans Carsel and Parrish [1988].

de Rosnay [1999] a montré que la combinaison de différents types de sol et de végétation entraîne une répartition de l'eau dans le sol et des flux contrastés tant au point de vue local que global. Ces contrastes peuvent s'avérer essentiels pour représenter la variabilité géographique dans des études régionales. Plus de détails sur la variabilité sous-maille seront donnés dans les sections suivantes avec les nouvelles modifications apportées à ce module.

Quelques remarques *Il est intéressant de noter que ce nouveau module ne résout plus le bilan hydrologique pour chaque type de végétation mais pour chaque type de sol (tout en prenant en compte les propriétés d'interception et d'évapotranspiration des différents PFT). La question se pose donc de savoir quelle variabilité sous-maille est plus importante à représenter pour le bilan hydrologique en Afrique de l'Ouest, entre celle de la végétation*

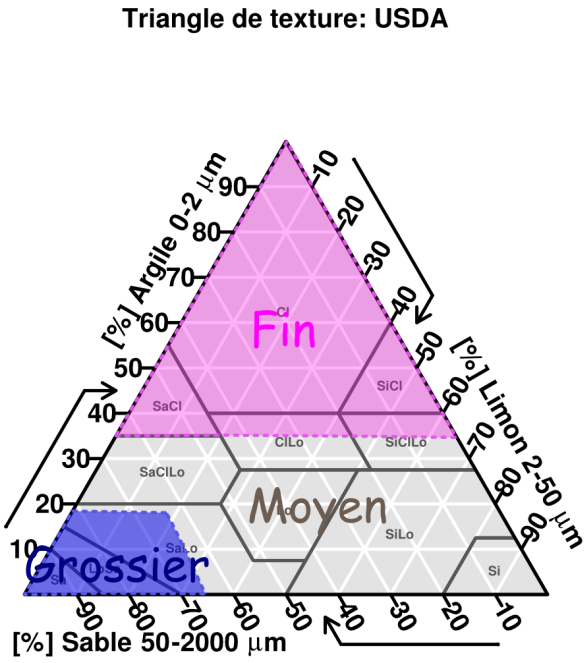


FIGURE 3.3: Triangle textural représentant la classification de la FAO superposée à celle plus détaillée de l'USDA en fonction du pourcentage de Sable (Sand), de Limon (Silt) et d'Argile (Clay)

et celle des types de sol. Par ailleurs nous avons précédemment noté que l'infiltration à la surface du sol n'était pas représentée par le modèle de Choisnel. Il est donc utile de tester si le nouveau modèle améliore substantiellement cette infiltration. Enfin nous avons pu remarquer que l'évaporation d'ORCHIDEE avec l'ancien module reste sensiblement inférieure à celle des autres modèles en moyenne sur l'Afrique de l'Ouest [Boone et al., 2009]. Malgré des incertitudes encore larges, il semble important d'étudier plus précisément la modélisation de l'évaporation avec le nouveau module. A la suite de ces remarques, nous abordons l'utilisation de ce nouveau module par une étude plus fine de la modélisation des processus d'infiltration, de l'évaporation, ainsi que de la variabilité sous-maille des types de sol et de végétation. Nous présentons entre autres les différentes modifications dont l'ajout a semblé important à d'Orgeval [2006] pour obtenir une représentation plus satisfaisante des processus de surface en Afrique de l'Ouest.

3.2.2.3 L'infiltration

Pénétration de l'eau à l'interface sol-atmosphère *La saison des pluies en zone Sahélienne est composée de passages de systèmes convectifs de grande échelle particulièrement intenses. Les précipitations associées peuvent fréquemment dépasser 40mm.j^{-1}. La conductivité et la diffusivité utilisées dans le modèle développé par de Rosnay sont cependant inchangées pour une couche donnée au cours du pas de temps. Or le pas de temps le plus couramment utilisé pour ORCHIDEE est de 30 minutes. Dans un tel intervalle de temps, les premières couches du modèle (de taille millimétrique à centimétrique) ont*

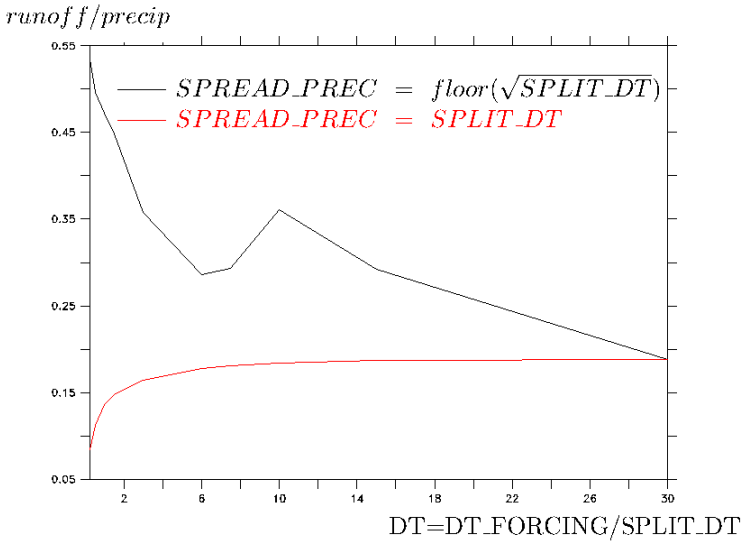


FIGURE 3.4: Taux de ruissellement (ruissellement/précipitation au sol) simulé par ORCHIDEE CWRR pour la jachère de Wankama en 2005. Résultat agrégé à l'échelle saisonnière en fonction de la durée du sous-pas de temps élémentaire sur lequel le forçage est interpolé. En conservant une intensité des pluies constante (courbe rouge) et lorsqu'on concentre les pluies progressivement lorsque le sous-pas de temps est réduit (exemple en courbe noire).

le temps de se saturer. La pénétration du front d'humidité au cours d'une pluie est donc calculée au moyen de fonctions (conductivité et diffusivité) prises en des valeurs de θ inappropriées, l'humidification d'une couche, et donc l'évolution de θ, se faisant en un temps de l'ordre de 30 secondes. La figure 3.4 vient confirmer ce diagnostic : on représente le rapport ruissellement sur précipitation au sol pour les événements pluvieux les plus intenses de la saison des pluies de 2005 pour le site de jachère de Wankama, d'après la nouvelle version d'ORCHIDEE utilisée avec différents pas de temps. On observe que plus le pas de temps est court, plus le ruissellement est faible. Le modèle n'atteint pas de fonctionnement d'équilibre, le pas de temps étant trop élevé par rapport au pas d'espace (profondeur) pour un calcul discret de la pénétration d'un front pluvieux. Pour remédier à ce problème, une méthode de « time-spliting » est introduite. Le but est de représenter un phénomène se déroulant à une échelle inférieure au pas de temps en le décomposant en sous-pas de temps. Ici, un sous-pas de temps correspond à la saturation d'une couche du modèle. A chaque événement pluvieux, on décompose donc l'infiltration du front en calculant le temps que met chaque couche successive à se saturer, et la quantité de ruissellement produite pendant ce temps. Seule la première couche, d'une taille de 1mm se remplit sans produire de ruissellement en un temps considéré comme négligeable. Pour le calcul de l'infiltration et du ruissellement total au cours du pas de temps dans les couches inférieures, on utilise le flux entrant dû à la précipitation, P en $mm.j^{-1}$ que l'on va comparer à l'infiltration à la limite supérieure de la couche. Cette infiltration est estimée pour la couche n par la conductivité hydraulique calculée juste avant le remplissage de cette même couche, c'est-à-dire une fois que la couche n - 1 est saturée. [Decharme et al., 2006] ont montré l'importance de prendre en compte une variabilité sous-maille de la précipitation et du taux d'infiltration pour une meilleure simulation du ruissellement. Ils utilisent pour cela une loi de probabilité exponentielle pour

l'infiltration inspirée de Yu [2000], ainsi que pour la précipitation. Cette approche fait suite aux travaux de Entekhabi and Eagleson [1989] qui combinaient une distribution gamma de la perméabilité du sol à une distribution exponentielle de la pluie, ou encore de Ducharne et al. [1998] qui introduisait une fonction de probabilité polynomiale pour l'infiltration dans l'hydrologie de Choisnel d'ORCHIDEE. En l'absence de données fiables sur la distribution de la pluie à l'intérieur d'une maille en fonction de la zone considérée en Afrique, T. d'Orgeval [2006] s'est limité à introduire une distribution sous-maille de l'infiltration. L'introduction de la distribution sous-maille de la pluie dans le GCM en lien avec la fraction nuageuse pourrait faire l'objet d'un travail suivant cette thèse en se servant de résultats d'AMMA. La loi de probabilité utilisée ici pour l'infiltration est exponentielle et a pour fonction de répartition :

$$F(I) = 1 - e^{-\frac{I}{\bar{I}}} \tag{3.42}$$

Qui correspond à la distribution de densité :

$$f(I) = \frac{1}{\bar{I}} e^{-\frac{I}{\bar{I}}} \tag{3.43}$$

Pour une couche n, l'infiltration moyenne $\bar{I}_n$ est donnée par :

$$\bar{I}_n = K_{n-1/n}(\theta_{n-1}, \theta_n) \tag{3.44}$$

Où $K_{n-1/n}$ représente la conductivité à l'interface entre la couche $n-1$ (saturée) et la couche n, calculée par moyenne arithmétique entre les valeurs aux nœuds $n-1$ et n. Il est à noter que si $K_{n-1/n}$ est toujours calculé par moyenne arithmétique pour la pénétration d'un front saturé (ce qui permet d'obtenir des valeurs entre $\frac{K_s}{2}$ et K_s, puisque la conductivité au nœud $n-1$ saturé est K_s), pour la diffusion calculée par la suite, elle est obtenue par une moyenne géométrique entre les valeurs aux nœuds $n-1$ et n. Les raisons du choix de la moyenne géométrique pour la diffusion en milieu non-saturé sont exposées dans Haverkamp and Vauclin [1979]. T. d'Orgeval [2006] a par contre conservé une moyenne arithmétique pour l'infiltration du front saturé car les arguments de Haverkamp and Vauclin [1979] ne semblent pas valables pour un calcul en milieu saturé pour lequel l'infiltration se fait beaucoup plus vite que dans un cas non saturé. En utilisant la moyenne géométrique, on sous-estimerait largement la quantité infiltrée. Il faut cependant garder à l'esprit que dans ce choix réside une grande partie de l'incertitude du partage infiltration-ruissellement. On peut remarquer enfin que comme on considère ici la pénétration d'un front saturé, la diffusivité (utile pour les cas non-saturés) n'intervient pas dans le calcul. A partir de P et de $f_n(I)$, on calcule le ruissellement potentiel R_n^{pot} en $mm.j^{-1}$, au cours de la saturation de la couche considérée :

$$\begin{aligned} R_n^{pot} &= \int_{I=0}^{P} (P - I) f_n(I) dI \\ R_n^{pot} &= P - \bar{I}_n (1 - e^{-\frac{I}{\bar{I}_n}}) \end{aligned} \tag{3.45}$$

Ce ruissellement potentiel peut se réinfiltrer dans la maille si l'orographie le permet. En effet, si la pente du terrain est très faible, l'eau stagne et se reinfiltrera à terme. On introduit donc un facteur de pente γ_p qui donne la proportion du ruissellement potentiel qui se réinfiltre. γ_p est défini pour chaque maille de la carte de topographie (de l'ordre de 20km de résolution) à partir de la pente moyenne puis est moyenné sur la surface d'une maille du forçage. p_{max} est un paramètre qui représente la pente au-delà de laquelle il n'y a pas

de réinfiltration. En dessous de p_{max}, la fraction γ_p qui se réinfiltre est égale au rapport de la pente p de la maille divisé par p_{max} :

$$\gamma_p = \min\left(1, \frac{p}{p_{max}}\right) \tag{3.46}$$

Le ruissellement au cours de la saturation de la couche est donc : $R_n = \gamma_p R_n^{pot}$. A partir de R_n on calcule donc simplement le taux d'infiltration dans la couche :

$$I_n = P - R_n$$

Et le temps mis par la couche n de taille $\frac{dz_n+dz_{n+1}}{2}$ pour se saturer :

$$t_n = \frac{\theta_s - \theta_n}{I_n}\left(\frac{dz_n + dz_{n+1}}{2}\right)$$

Soit dt le pas de temps. Si $\sum_{i=1}^{n} t_i < dt$, alors on passe à la couche suivante. Sinon, on pose $t_n = dt - \sum_{i=1}^{n-1} t_i$ et on calcule l'humidité atteinte par la couche n :

$$\theta_n = \theta_n + \frac{I_n.t_n}{\left(\frac{dz_n+dz_{n+1}}{2}\right)}$$

Les fonctions K et D sont recalculées après l'infiltration du front et le calcul de diffusion sur toute la hauteur de sol est effectué avec une condition limite à l'interface surface-atmosphère sur le flux entrant :

$$q_0 = -E_{pot}$$

Si la demande atmosphérique E_{pot} ne peut être satisfaite (humidité de la première couche inférieure au niveau résiduel), le calcul est relancé avec comme condition limite $\theta_1 = \theta_r$. De cette manière, on représente chronologiquement le passage du front saturé par chaque couche, la couche supérieure étant déjà saturée. On simule également l'influence d'un relief faible sur la réinfiltration. On représente enfin les variabilités sous-maille des caractéristiques texturales et de l'humidité du sol par le biais d'une fonction de répartition de la conductivité hydraulique. Nous avons vu tout à l'heure que la partition entre ruissellement et infiltration est non seulement fonction de l'intensité des précipitations mais également de la durée du pas de temps élémentaire. Aussi, le fait que les forçages à des échelles spatiales larges soient en général seulement donnés à des pas de temps de 3 ou 6h implique donc qu'il faille déterminer une manière satisfaisante de répartir les précipitations à une plus haute résolution temporelle. Cet ajustement était moins primordial avec la version de Choisnel de l'hydrologie, puisque le ruissellement de Dunne (sur surface saturée) est peu sensible au mode d'introduction de la pluie.

A terme, une fonction d'interpolation de la pluie en fonction des régions pourrait être introduite. T. d'Orgeval [2006] avait choisi de répartir la pluie sur 1h30, c'est-à-dire en 3 sous-pas de temps au début du pas de temps de forçage. Ceci l'avait également amené à modifier l'interception par le feuillage (et donc I_k^{max}), fortement dépendante de la méthode d'introduction de la précipitation dans le modèle, même si ce dernier ajustement avait peu d'impact sur les résultats du modèle.

		K_s $mm.j^{-1}$	n	α m^{-1}	θ_r $m^3.m^{-3}$	θ_s $m^3.m^{-3}$
Sable	Sand	7128.0	2.68	14.5	0.045	0.43
Sable limoneux	Loamy Sand	3501.6	2.28	12.4	0.057	0.41
Limon sableux	Sandy Loam	1060.8	1.89	7.5	0.065	0.41
Limon fin	Silt Loam	108.0	1.41	2.0	0.067	0.45
Limon ultra-fin	Silt	60.0	1.37	1.6	0.034	0.46
Limon	Medium Loam	249.6	1.56	3.6	0.078	0.43
Limon sablo-argileux	Sandy Clay Loam	314.4	1.48	5.9	0.100	0.39
Limon fin argileux	Silty Clay Loam	16.8	1.23	1.0	0.089	0.43
Limon argileux	Clay Loam	62.4	1.31	1.9	0.095	0.41
Argile sableux	Sandy Clay	28.8	1.23	2.7	0.100	0.38
Argile limoneux	Silty Clay	4.8	1.09	0.5	0.070	0.36
Argile	Clay	48.0	1.09	0.8	0.068	0.38

TABLE 3.4: Valeurs des paramètres de Van Genuchten donnés par Carsel and Parrish [1988] pour les différents types de sol USDA

Conductivité dans la zone racinaire *Le modèle développé par P. de Rosnay ne permet pas la prise en compte de plusieurs "horizons" de sol à plusieurs profondeurs. En effet, la formulation de Richards, prolongation de l'équation de Darcy pour le cas du sol non saturé, est fonction de la teneur en eau du sol θ. Or celle-ci n'est pas continue à l'interface entre deux horizons. Pour l'instant, des données à l'échelle globale sur ces horizons sont encore rares ou basées sur des observations peu nombreuses. Cependant, la représentation uniforme de la zone racinaire par une épaisseur de deux mètres avec des propriétés identiques semble trop simpliste pour le milieu complexe de la zone racinaire : les racines se développent et créent des fissures ou des macropores favorisant l'infiltration proche de la surface, et les éléments les plus fins vont avoir tendance à percoler vers les couches plus profondes du sol, rendant le milieu plus dense en profondeur et donc moins conducteur [Beven and Germann, 1982; Beven, 1984]. C'est la raison qui a poussé [Beven and Germann, 1982; Beven, 1984] à proposer l'utilisation de fonctions exponentielles pour décrire la réduction de la porosité et de la conductivité à saturation K_s avec la profondeur. Il ont par ailleurs montré à partir d'observations que le profil de K_s avait une importance bien plus grande que celui de la porosité. Stieglitz et al. [1997] ont étudié par la suite l'impact d'un profil de K_s sur les débits de fleuve dans un modèle uni-colonne. Chen and Kumar [2001] et finalement Decharme et al. [2006] ont montré que cet impact restait important aussi bien à l'échelle régionale qu'à l'échelle continentale.*

Afin de conserver la cohérence de l'hydrologie dans ORCHIDEE, l'idée est ici d'introduire une variation des propriétés du sol avec la profondeur. Ces propriétés interviennent dans les équations via les paramètres de Van Genuchten, c'est-à-dire K_s, mais aussi n, α, θ_r et θ_s. Pour donner une idée de la variabilité de ces paramètres avec le type de sol, nous rappelons dans la Table 3.4, les valeurs données par Carsel and Parrish [1988] pour les différents types de sol de la classification USDA représentés sur le triangle textural en figure 3.3 .

Les valeurs de θ_s et θ_r interviennent principalement dans la formulation de Van Genuchten-Mualem via la différence $\theta_s - \theta_r$, qui est très peu variable par rapport aux autres paramètres K_s, n et α. Par ailleurs, la variabilité de θ_r et θ_s pour un même type de sol est très grande (de l'ordre de 0.01 pour θ_r, et de 0.1 pour θ_s). Enfin l'évolution de $\theta_s - \theta_r$, est mal corrélée

avec l'évolution des autres paramètres lorsque l'on change de type de sol. Le parti pris est donc de simuler un changement progressif de la texture du sol avec la profondeur en ne modifiant que les paramètres K_s, n et α. Pour cela, d'Orgeval [2006] est parti d'une variation exponentielle de K_s, avec la profondeur inspirée de Decharme et al. [2006]. Il a modélisé ainsi la compacité croissante du sol avec la profondeur, à partir d'une profondeur limite $z_{lim} = 0.3m$. Au-dessus de cette profondeur limite, il a considéré que le sol était uniforme en l'absence de racines. On écrit donc dans un premier temps :

$$K_s(z) = K_s^{C\&P} min(1, e^{-\frac{z-z_{lim}}{z_s}}) \tag{3.47}$$

où $K_s(z)$ est la conductivité à saturation à une certaine profondeur, $K_s^{C\&P}$ est la conductivité du sol considéré d'après Carsel and Parrish [1988], z_s est la profondeur caractéristique de décroissance de K_s. Contrairement à Decharme et al. [2006], la valeur $K_s^{C\&P}$ est donc appliquée entre la surface et z_{lim}.

Dans un second temps, d'Orgeval [2006] a également cherché à introduire l'impact des racines de la végétation sur l'infiltration dans le sol. Une variation supplémentaire de K_s, corrélée avec le profil racinaire est donnée par l'expression suivante :

$$\begin{aligned} K_s'(z) &= K^R(z) K_s(z) \\ K^R(z) &= \prod_{k=1}^{13} (K_k^R(z))^{f_k} \end{aligned} \tag{3.48}$$

Avec f_k la fraction de végétation de type k et $K_k^R(z)$ l'influence des racines de ce type de végétation sur la conductivité hydraulique, calculée de la manière suivante :

$$\begin{aligned} K_k^R(z) &= (K_{max}^R)^{1-c_k z} \quad si \quad z < \frac{1}{c_k} \\ &= 1 \quad si \quad z \geq \frac{1}{c_k} \end{aligned} \tag{3.49}$$

Où K_{max}^R est le facteur multiplicatif maximal de K_s du à la présence de racines et c_k, le coefficient de profil racinaire (voir tableau 3.3). Ainsi, d'Orgeval [2006] a défini pour chaque type de végétation un profil exponentiel entre K_{max}^R en surface et 1 à partir de la profondeur $\frac{1}{c}$. Puis, à chaque profondeur, il a calculé la moyenne géométrique des coefficients pour les différentes végétations, pondérée par la fraction présente dans la maille. Pour $k = 1$, $K_1^R(z) = 1$ puisqu'aucune racine n'est présente dans le sol nu. Pour K_{max}^R, différentes formulations ont été testées, et il s'avère que la paramétrisation améliore les résultats si K_{max}^R est dépendant du type de sol. Ainsi, la présence de racines augmente plus la conductivité d'un sol fin que d'un sol grossier. La formulation que l'on utilisera par la suite s'écrit donc :

$$K_{max}^R = \left(\frac{K_s^{max}}{K_s} \right)^{\frac{1}{2}} \tag{3.50}$$

Avec K_s la conductivité à saturation du sol considéré et $K_s^{max} = 7128.0$, la conductivité maximale d'un sable selon les données de Carsel and Parrish [1988].

3.2.2.4 Les différents types d'évaporation

Interception et transpiration *La deuxième étape des modifications d'ORCHIDEE introduites par T. d'Orgeval [2006] porte sur la répartition entre les différents types d'évaporation, et en premier lieu la répartition entre interception et transpiration. La première étape est la répartition entre l'eau qui reste sur le feuillage et celle qui tombe au sol. Comme nous l'avons souligné précédemment, la quantité maximale d'eau sur le feuillage* I_k^{max} *doit être adaptée à la méthode selon laquelle on essaye de corriger la sous-estimation de l'intensité des pluies lorsqu'on travaille avec des fichiers de forçage dont la résolution temporelle excède de loin le temps caractéristique pour lequel l'humectation des couches peut changer drastiquement. Par ailleurs, il est légèrement incorrect de considérer qu'en dessous de cette valeur aucune pluie ne tombe au sol. Cependant, dans la mesure où nous n'avions pas connaissance d'estimation facilement implémentable du pourcentage de l'eau qui reste sur la feuille en fonction de l'intensité de la pluie, nous nous sommes limité à caler le paramètre* I_k^{max} *comme l'avait déjà fait T. d'Orgeval [2006]. Par la suite, ne faire de l'interception que sur une fraction* $\frac{I_k}{I_k^{max}}$ *et de la transpiration sur la fraction* $1-\frac{I_k}{I_k^{max}}$ *a plusieurs implications. Ce choix correspond à l'hypothèse selon laquelle seule une fraction* $\frac{I_k}{I_k^{max}}$ *du feuillage est couverte d'eau après un passage pluvieux. Dans cette fraction, l'eau interceptée s'évapore, tandis que sur le reste du feuillage, les feuilles transpirent. Cependant, un problème important se pose. Si le réservoir d'eau du feuillage ne peut satisfaire la demande évaporative sur la fraction* $\frac{I_k}{U_k^{max}}$*, la transpiration ne prendra pas le relais. On la sous-estime donc. T d'Orgeval [2006] a donc adopté une nouvelle formulation de l'interception et de la transpiration, dans laquelle la fraction* $\frac{I_k}{U_k^{max}}$ *n'intervient pas. Dans la formulation qu'il a adopté, l'évaporation maximale au niveau d'une feuille est estimée par* $E_k^{max} = \frac{1}{1+\frac{r_k}{r_a}}E'_{pot}$*, qui majore d'abord l'interception calculée en premier, puis la somme de l'interception et de la transpiration lors du calcul de la transpiration. La nouvelle formulation s'écrit donc :*

$$\begin{cases} E_k &= min(E_k^{max}, I_k) \\ T_k &= min(E_k^{max}, \frac{1}{1+\frac{r_k+r_k^v}{r_a}}U_s E'_{pot}) \end{cases} \tag{3.51}$$

Un certain nombre de paramètres ont été adaptés à l'ancien calcul de la transpiration, et certains ont gardé des valeurs peu réalistes. Il a été choisi par T. d'Orgeval de modifier les paramètres de la végétation en s'efforçant d'utiliser cette fois ci des valeurs observées ou souvent mentionnées.

C'est ainsi que les résistances de structure ont été substantiellement augmentées par T. d'Orgeval [2006]. La valeur de $25s.m^{-1}$ *pour tous les arbres utilisée précédemment avait été adaptée à l'évaporation du modèle et ne reposait pas sur des observations (des valeurs entre 50 et 100* m^{-1} *correspondent plus aux observations). De même les valeurs pour les prairies et les cultures étaient sous-estimées.*

Évaporation du sol nu *En ce qui concerne l'évaporation du sol nu, un problème qui se pose est celui de l'évaporation sous le feuillage. Comme nous l'avons remarqué précédemment, ce problème ne peut être résolu de manière définitive sans calculer une température du sol sous feuillage. Cependant, l'évaluation de la fraction de sol nu en fonction du feuillage est importante pour la répartition entre évaporation du sol nu, interception et transpiration. Le regroupement du sol nu qui n'est jamais recouvert par de la végétation et de la fraction*

non recouverte parce que le LAI est faible comme cela avait été fait par l'équation 3.21 est susceptible de poser des problèmes.

De notre point de vue, il est surtout important de retenir les points suivants :

- *Si le modèle calcule un flux d'évaporation et un stress hydrique par type de végézatation (cas par défaut avec l'hydrologie de Choisnel), les différents compartiments de végétation échangent de l'eau à l'échelle saisonnière via le réservoir associé au sol nu. En effet, pour garantir la conservation de l'eau par le modèle, lorsque l'indice foliaire -et donc la fraction $\frac{veget}{veget_max}$ - diminue (resp. croît), le contenu en eau du réservoir de sol nu est obtenu par pondération du contenu en eau des différents réservoir sur lequel il empiète (et inversement).*
- *Si on réduit la fraction de végétation, on réduit également la fraction de racines totale et l'on modifie l'impact des racines sur l'infiltration (dont l'introduction par T. d'Orgeval a été présentée dans la section précédente), alors que la plupart des racines, ou du moins les fissures qu'elles créent dans le sol, ne changent pas avec le LAI.*

La solution adoptée par Tristan d'Orgeval [2006] pour répondre à ces problèmes a consisté à ne plus rassembler le sol restant nu tout au long de l'année et le sol qui peut contribuer aux échanges surface-atmosphère parce que le développement d'un type fonctionnel de plantes n'est pas suffisant pour le masquer complètement.

$$f_1^k = exp(-e_k LAI_k) \tag{3.52}$$

La fraction sur laquelle l'évaporation du sol nu devenait alors :

$$f_1' = \sum_{k=1}^{13} f_1^k f_k \tag{3.53}$$

Cette nouvelle formulation demande une précaution supplémentaire qui consiste à vérifier que l'évaporation du sol nu, additionnée avec l'interception et la transpiration ne dépasse pas l'évaporation potentielle. On évalue donc une valeur "potentielle" de l'évaporation du sol nu E_1^{pot} sur l'ensemble de la grille dans le module hydrologique, puis dans le bilan d'énergie, après le calcul de l'interception et de la transpiration, on calcule la valeur finale qui sera retirée à la colonne de sol au pas de temps suivant :

$$E_1 = min(E_{pot} - \sum_{k=2}^{13}(E_k + T_k), f_1' E_1^{pot}) \tag{3.54}$$

On estime ainsi dans l'ordre, entre deux pas de temps :

- *la fraction totale de sol découvert, réactualisée par les différents LAI, f_1'*
- *l'évaporation permise par diffusion dans la colonne de sol par unité de surface, E_1^{pot}*
- *l'évaporation potentielle, E_{pot}*
- *l'évaporation maximale au niveau d'une feuille, E_k^{max}*
- *la perte par interception E_k, (majorée par E_k^{max})*
- *la transpiration T_k, (majorée par $E_k^{max} - E_k$)*
- *l'évaporation effective du sol nu E_1 (majorée par $E_{pot} - \sum_{k=2}^{13}(Ek + Tk)$)*

4

Application du modèle sur site

> Why should we care that we do not understand our comprehensive [climate] models [...] ? Does this matter if our primary goal happens to be to improve our simulations, rather than to create a subjective feeling of satisfaction in the mind of a few [climate] theorists ?
>
> Isaac Held. *The Gap between Simulation and Understanding in Climate Modeling.*

Ce chapitre présente le travail réalisé sur des sites sur lesquels des mesures par corrélation turbulente permettent d'évaluer le réalisme des échanges de carbone et d'énergie entre surface continentale et atmosphère simulés par ORCHIDEE. L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats obtenus lors d'une première prise en main simultanée du module hydrologique à base physique d'ORCHIDEE CWRR présenté précédemment et du module de phénologie dynamique STOMATE, de mettre en avant différentes déficiences de la version standard d'ORCHIDEE dans la représentation de sites de steppe et de jachère sahélienne, et de tenter d'en expliquer les causes par un travail d'optimisation sur site.

4.1 Mesures sur sites employées pour procéder à l'évaluation et à l'étalonnage du modèle

Les différentes données employées pour le travail réalisé à l'occasion de ce chapitre proviennent de deux sources.

Des données issues de la base de données FLUXNET Lathuile ont été employées pour réaliser le travail présenté en section 4.2 tandis que ce sont des données directement transmises par nos collègues d'AMMA qui ont été employées pour des études plus fines sur les sites AMMA-CATCH de Wankama (Niger) et d'Agoufou (Mali). Elle ont été obtenues par le travail des équipes de l'IRD de Bamako et de Niamey, du laboratoire Hydro-Sciences Montpellier, du laboratoire Géosciences Environnement Toulouse et du LTHE de Grenoble [Mougin et al., 2009; Boulain et al., 2009; Ramier et al., 2009; Cappelaere et al., 2009; Lebel et al., 2009].

Mesures des flux par corrélation turbulente (« eddy-covariance » en anglais) :

L'estimation des échanges entre l'atmosphère et la surface continentale peut soit se faire par méthode incrémentale, en calculant la différence entre l'estimation des stocks de carbone présents dans un écosystème à deux dates différentes, soit par estimation directe des flux entre l'atmosphère et la surface continentale. Cette dernière approche a d'abord fait l'objet d'estimations par la méthode du gradient puis par méthode de corrélation turbulente. Cette dernière approche repose sur l'estimation des flux de chaleur latente, flux de chaleur sensible, échange net de l'écosystème en carbone (NEP) par la mesure simultanée et colocalisée à haute fréquence (50Hz en routine aujourd'hui) des scalaires d'intérêt (température, concentration en eau, concentration en CO_2). La technique, initialement développée à partir des années 70 [Ohtaki, 1980], a commencé à être utilisée sur des périodes prolongées au cours des années 80, et a enfin pris un essor important au court des années 90 et 2000 [Baldocchi, 2008].

Dans le site de méso-échelle du Gourma (Mali), trois tours à flux ont été mises en place, dans des sites dont le couvert permet d'échantillonner l'essentiel du spectre des paysages dominant la région - steppe à balanites (Agoufou), acacière inondée durant une partie de l'année (Kelma) et glacis d'érosion avec couverture herbacée extrêmement éparse (Eguerit). Seules les stations de flux d'Agoufou et de Kelma sont équipées pour estimer les flux de carbone et d'eau (celle d'Eguerit ne pouvant être utilisée que pour mesurer le flux de chaleur sensible et les différentes composantes du rayonnement).

Au sein du site de méso-échelle AMMA-Niger, et plus particulièrement au sein du bassin de Wankama, ce sont deux tours à flux qui ont été installées pour tenter de caractériser la différence de régime entre parcelles plantés en millet et celles laissées en jachère. Les flux turbulents sont mesurés à approximativement 5m de hauteur et un dispositif « open-path » est utilisé pour mesurer les flux d'eau et de CO_2 à haute fréquence.

Caractérisation de l'évolution saisonnière de la biomasse aérienne et de l'indice foliaire Dans le cadre d'un programme beaucoup plus ambitieux de suivi de la végétation à l'échelle du supersite du Gourma ($3^o lat \times 1^o lon$), au sein duquel 37 sites sont échantillonnés le long de deux transects de 1km chacun selon la méthodologie décrite dans Hiernaux et al. [1994, 2009a], les trois sites équipés de tours à flux bénéficient d'un suivi renforcé avec des mesures de l'évolution de la biomasse aérienne et de l'indice foliaire, ainsi que de l'évolution de la composition floristique avec un temps de retour sur sites de 10 jours pendant la saison des pluies.

Durant les saisons de croissance de 2005 et 2006, un suivi de l'évolution de l'indice foliaire (Leaf Area Index) et de la biomasse herbacée aérienne a été réalisé sur les sites de Wankama. Le LAI était estimé par une analyse automatisée de photographies hémisphériques tandis que la biomasse était estimée par des prélèvements sur des quadrats.

Mesures du profil de température et d'humidité du sol A Agoufou, le profil d'humidité du sol est mesuré par des sondes réflectomètres temporels - Time Domain Reflectometer (TDR) en anglais - placées à des profondeurs de 0,1 0,3 0,6 0,8 1,2 1,5 2,5 4,0 et 5,0 mètres de profondeur, à trois positions différentes : haut de dune, milieu de dune et interdune (dans lesquelles le ruissellement qui se produit à des échelles très locales est collecté. Par ailleurs des sondes mesurant le flux de conduction thermique sont placées à 5 et 10cm de profondeur.

convention	fraction de sol nu	$fCover(i) \quad i = 2..13$	$lim_{LAI \to \infty} fCover(i) \quad i = 2..13$
usuelle	veget(1)	veget(k)	veget_max(k)
introduite par T. d'Orgeval	$veget(1) + \sum_{k=2}^{13} veget(k) * (frac_bare(k))$	veget(k)*(1-frac_bare(k))	veget(k)
sechiba_history.nc	vegetfrac(1)	vegetfrac(k)	maxvegetfrac(k)
stomate_history.nc	VEGET(1)	VEGET(k)	VEGET_MAX(k)
stomate_history.nc (ancienne)	$1 - \sum_{k=2}^{13} VEGET(k-1)$	VEGET(k-1)	VEGET_MAX(k-1)

TABLE 4.1: Eléments de terminologie entre versions. Les modifications introduites par T. d'Orgeval permettent de distinguer le sol qui reste nu durant toute l'année des fractions de sol nu susceptibles d'être recouvertes saisonnièrement par de la végétation.

Sur les sites de Wankama, le flux G de conduction thermique dans le sol est estimé à partir de la différence entre la température de surface estimée à partir du flux LW_{out} et celle mesurée à une profondeur de 5cm. En plus, les profils de température et d'humidité dans le sol sont suivis par resp. des sondes de température et des TDR placés à 0,1 0,5 1,0 1,5 2,0 et 2,5 mètres de profondeur.

4.2 Diagnostic de l'existant

Avant de contribuer au développement du modèle, le code existant est repris et ajusté pour rendre possible l'emploi concomitant :

- du schéma hydrologique à base physique et des ajustements spécifiques des écosystèmes d'Afrique de l'Ouest introduits par d'Orgeval [2006].
- de la représentation pronostique de la dynamique saisonnière de la végétation (module STOMATE).

Pour cela, il a fallu procéder à l'homogénéisation des conventions puisque d'Orgeval [2006] avait choisi de distinguer les plages de sol nu qui restent non couvertes tout au long de l'année, et les fractions de sol « saisonnièrement » non couvertes par la végétation. Cette distinction n'était pas faite dans la version standard du modèle. Elle nécessitait d'être implémentée dans les routines d'appel à STOMATE, dans la mesure où cela n'avait pas été fait par nos collègues du LMD qui n'utilisent pas ce module. Ces changements de conventions, et plus particulièrement le changement de sens de la variable vegetfrac sont récapitulés en Table 4.1.

4.2.1 Une première analyse sur un large ensemble de sites

Travail réalisé en collaboration avec Thomas Eglin.

Le « couplage » de la version du modèle dans laquelle le sol est verticalement discrétisé et la phénologie des plantes prise en compte de façon pronostique par les ajustements décrits ci-dessus est tout d'abord comparé aux configurations du modèle employées jusque là par différents auteurs :

- choisnel_sec : modèle hydrologique conceptuel et phénologie prescrite (emploi de SECHIBA seulement)
- choisnel_sto : modèle hydrologique conceptuel et phénologie calculée de manière pronostique par le modèle (combinaison utilisée en routine au LSCE).
- cwrr_sec : modèle hydrologique à base physique et phénologie prescrite (version développée par P. de Rosnay et J. Polcher, puis T. d'Orgeval,...)

– cwrr_sto : modèle hydrologique à base physique et cycle phénologique pronostique (combinaison non évaluée avant ce travail).

Dans le cadre d'un premier diagnostic exploratoire, trois variables sont considérées : la production primaire brute ou GPP (en $gC/m^2/j$), le flux de chaleur sensible (en W/m^2) et le flux de chaleur latente (en W/m^2) pour un ensemble de sites de la base de données LATHUILE sur lesquels l'humidité du sol avait également été mesurée. Nous ne présentons toutefois pas ici de comparaison sur cette dernière variable, notamment parce que les profondeurs exactes auxquelles les mesures ont été effectuées n'étaient pas disponibles.

Les cycles diurnes moyens, obtenus pour chacune des saisons, ainsi que les cycles saisonniers moyens (moyenne mois par mois sur les différentes années pour lesquelles le forçage est disponible) sont présentés en annexe A.

Une vision synoptique des performances des différentes versions du modèle est donnée par le calcul des *corrélations* entre modèle et observations, *du biais* (pour mettre en évidence d'éventuels biais systématiques) et *de la valeur absolue de ce dernier*[1] (figures 4.1, 4.3 et 4.2). Le choix d'un jeu de métriques reposant uniquement sur la corrélation et le biais présente le désavantage de ne rendre compte des écarts d'amplitude qu'indirectement (via le biais, puisque les flux considérés ne prennent que des valeurs positives), ce travail exploratoire en est resté là, le jeu de données employé ne pouvant faire l'objet d'une publication.

Dans l'ensemble, même si aucune des différences n'est statistiquement significative (d'après une estimation par bootstrap) :

– les versions du modèle dans lesquelles STOMATE est activé présentent les biais les plus faibles pour la GPP (vrai à l'exception du cycle diurne en saison estivale), tandis que les versions dans lesquelles STOMATE n'est pas activé ont tendance à présenter des biais plus faibles en ce qui concerne les flux de chaleur sensible et latente.
– les versions du modèle dans lesquelles l'hydrologie multi-couches est activée présentent des biais plus faibles que les versions avec l'hydrologie de Choisnel en ce qui concerne les flux latent et sensible tandis que les résultats sont plus constrastés pour la GPP, et ne révèlent en tout cas pas de biais nettement plus marqué lorsque CWRR est activé alors que les fonctions de stress hydrique n'ont jamais été ajustées avec cette version.
– en terme de corrélation, les résultats sont plus ambivalents. Les versions dans lesquelles STOMATE n'est pas activé ont plutôt tendance à présenter des corrélations plus élevées des cycles diurnes et saisonniers de chaleur latente.

Cette première étude confirme que le couplage effectué est informatiquement fonctionnel et ne met pas en évidence de biais de premier ordre introduit par la version avec hydrologie multi-couches, alors que cette version n'avait pas été préalablement étalonnée en conjonction avec le module STOMATE. Ceci a été considéré comme un encouragement à poursuivre le développement du modèle dans cette voie.

Toutefois, ce diagnostic ne suffit pas à valider un basculement de la version standard du modèle, puisque le changement de schéma hydrologique se fait au prix d'une forte augmentation du temps de calcul (+30% du temps total de simulation pour des travaux régionaux en conservant le même pas de temps élémentaire, beaucoup plus si une division du pas de temps est utilisé pour diminuer les effets d'instabilité numérique observés avec ce schéma).

1. Cette dernière métrique est à distinguer de l'erreur absolue moyenne (norme L^1)

Quoique les avantages de ce changement de schéma ne soient pas évidents sur la représentation de la production primaire brute, il représente une option d'amélioration du modèle, notamment en ce qui concerne la respiration du sol et la dynamique de réponse aux événements pluvieux. Cette version du modèle a donc été utilisée dans la suite du travail de thèse.

4.3 Adaptation du modèle à des écosystèmes semi-arides

4.3.0.1 Problème d'instabilité numérique : pluies sur sol sec.

Une instabilité numérique du flux d'évapotranspiration (via la composante d'évaporation du sol nu) est observée. Seule la réduction de la durée du pas de temps élémentaire utilisé pour calculer les bilans énergétiques et hydriques (par sous-division égale du fichier de forçage) a permis de s'affranchir de cette instabilité. Or ce n'est pas une solution viable pour les simulations à l'échelle globale dans la mesure où cela accroît significativement le temps de calcul.

Ce choix a également des conséquences sur le calcul du taux de ruissellement, car il n'est pas seulement fonction de l'intensité des pluies, mais également de la durée du pas de temps comme indiqué au chapitre précédent. Ces limites rendent plus délicate l'utilisation systématique de ce schéma hydrique dans le modèle ORCHIDEE. Mais elles ne l'empêchent pas si des courbes d'étalonnage de SPLIT_DT (paramètre de division du pas de temps élémentaire de forçage) et SPREAD_PREC (concentration des pluies sur une fraction SPREAD_PREC/SPLIT_DT de pas de temps) en fonction de la durée du pas de temps de forçage sont inclues comme option par défaut dans le modèle. Cela permettrait d'éviter que les utilisateurs qui ne travaillent pas directement sur la partie hydrologique du modèle n'observent une forte dégradation des résultats lorsqu'ils testent le modèle avec des forçages globaux qui sont généralement disponibles à des fréquences d'échantillonnages plus faibles.

4.3.0.2 Adaptations indispensables de la phénologie.

Un premier diagnostic A l'occasion d'un travail sur les données d'Agoufou (Mali), plusieurs limites de la paramétrisation utilisée en routine pour représenter les herbacées annuelles des écosystèmes semi-arides du Sahel sont mises en évidence. L'évolution de l'indice foliaire (LAI) d'après les mesures sur sites est comparée aux sorties du modèle dans la version standard du modèle (v0, en noir) et plusieurs versions avec différents ajustements de la phénologie(figure 4.4). Un premier ajustement porte sur les seuils hydriques qui permettent le déclenchement du cycle foliaire annuel et sur la possibilité de translocation de carbohydrates à partir d'un « pool » de réserve vers les feuilles qui est fortement réduite (figure 4.4 v1, en bleu). Un ajustement supplémentaire porte sur l'indice foliaire maximal et sur une augmentation du « turnover [2] » (v2, en rouge, figure 4.4). Enfin, une représentation dans laquelle la saison de croissance s'achève avant que le facteur climatique domine a été implémentée (v3 en vert, figure 4.4). Si cette dernière représentation tenait compte d'une réaction photopériodique, elle ne peut la considérer que comme un seuil arbitraire dans la mesure où la sensibilité photopériodique n'a pas été ajustée sur un large jeu de données spatialement ou temporellement représentatif.

2. fraction des feuilles transformées en litière à chaque pas de temps

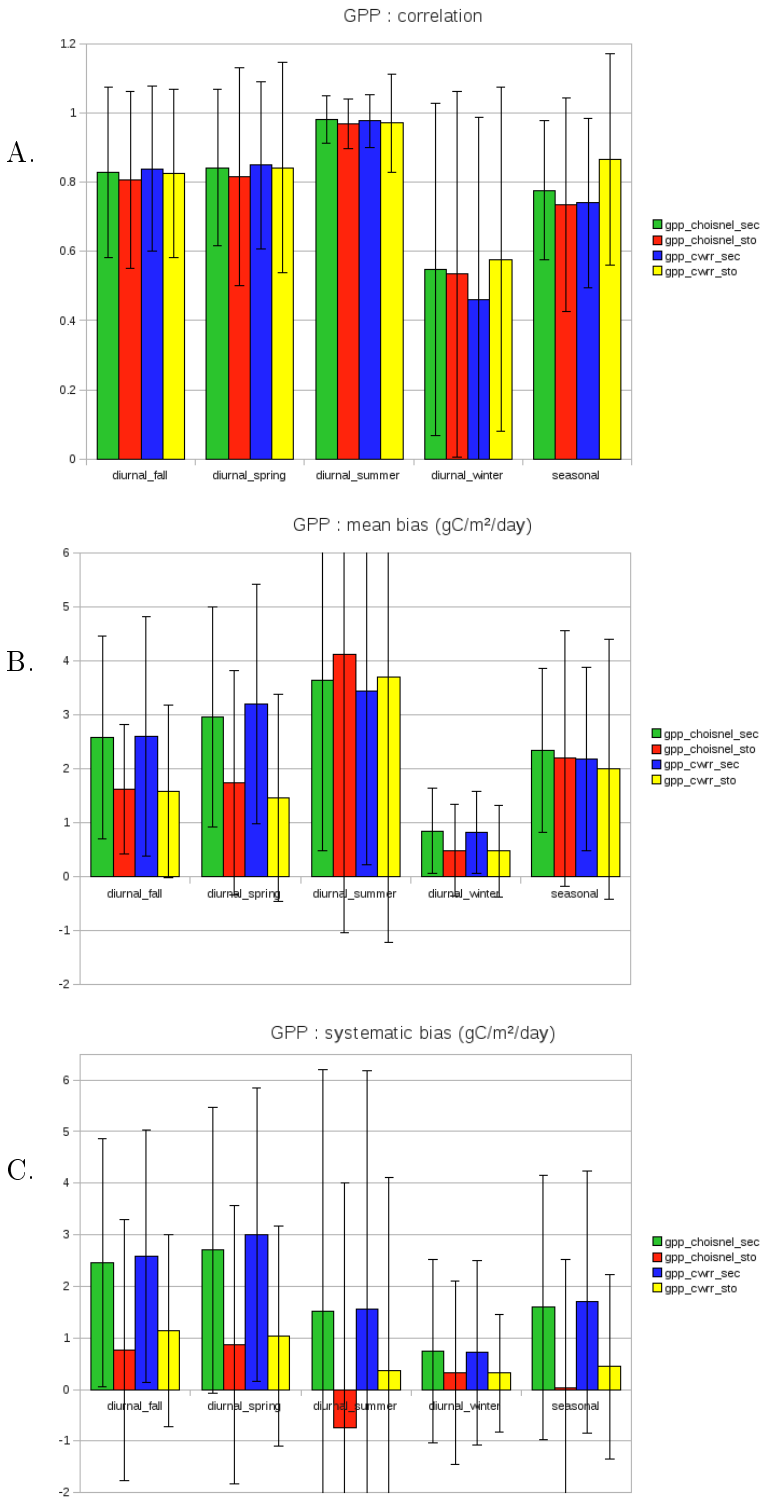


FIGURE 4.1: Présentation synoptique de la capacité relative des différentes versions du modèle à représenter les cycles diurnes et saisonniers de production primaire brute (GPP) : - A. correlation. - B. moyenne sur les différents sites de la valeur absolue du biais (en $gC/m^2/jour$). -C. biais systématique (en $gC/m^2/jour$). Les figures représentant les cycles diurnes et saisonniers moyens sont placées en annexe A

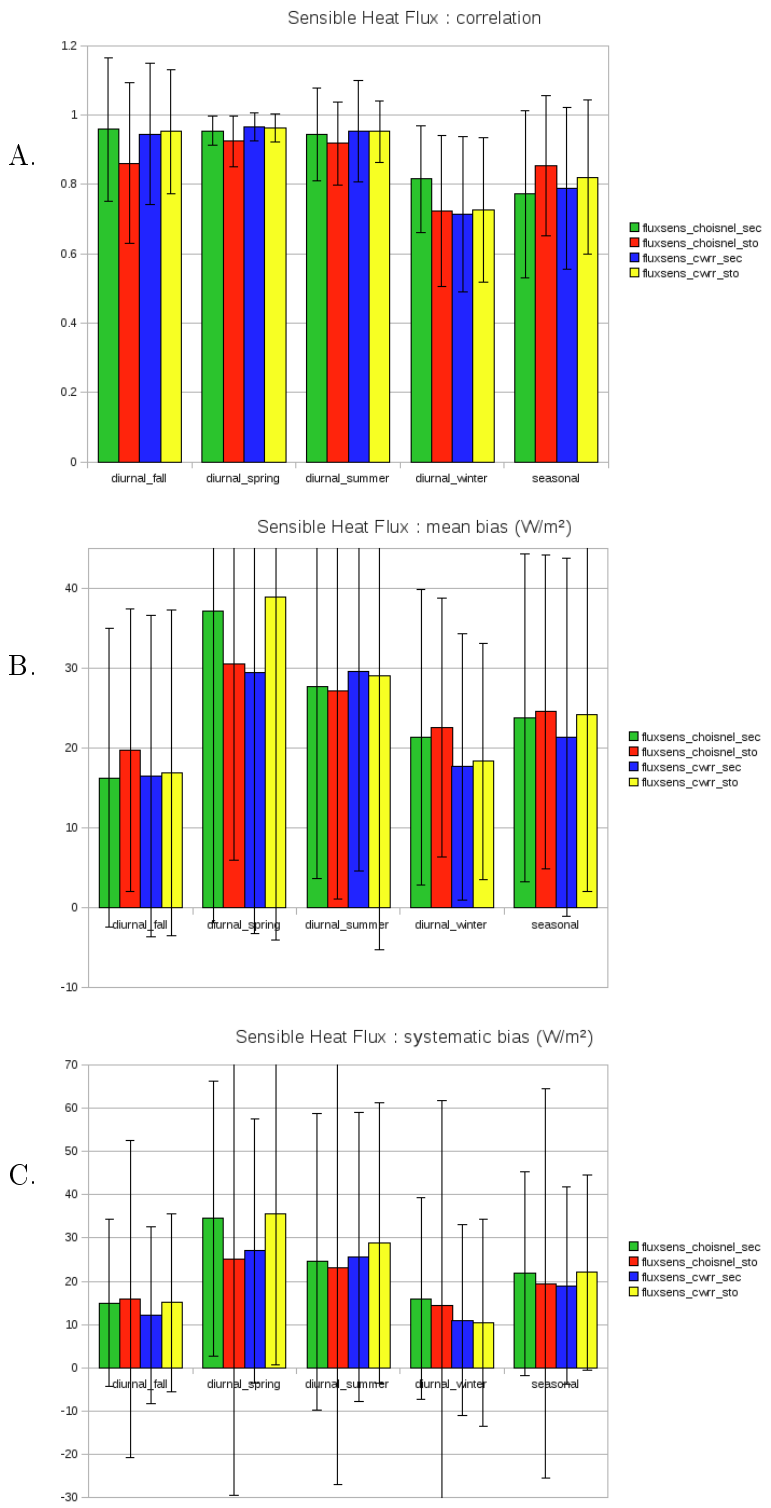


FIGURE 4.2: Présentation synoptique de la capacité relative des différentes versions du modèle à représenter les cycles diurnes et saisonniers du flux de chaleur sensible : - A. correlation. - B. moyenne sur les différents sites de la valeur absolue du biais (en W/m^2). -C. biais systématique (en W/m^2).

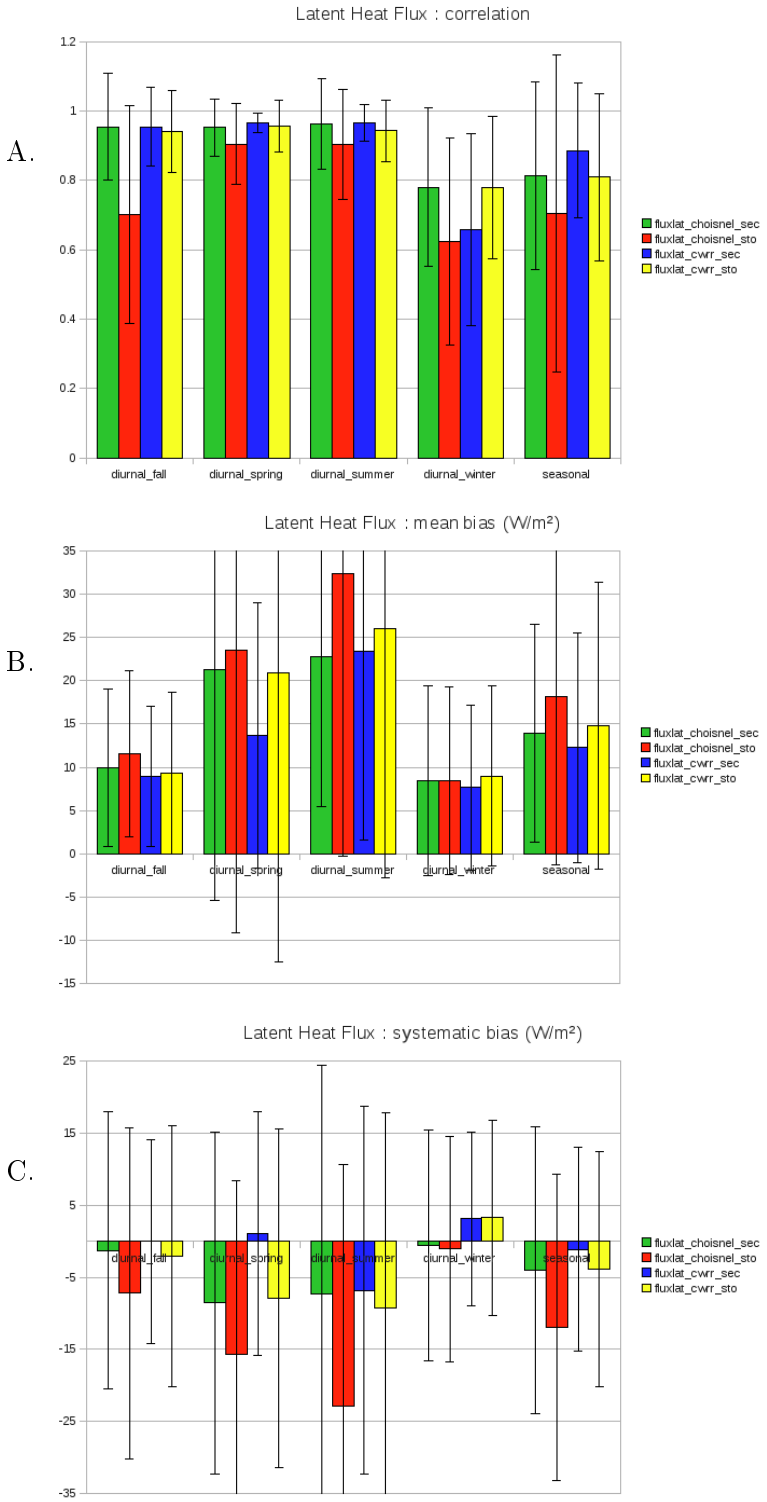


FIGURE 4.3: Présentation synoptique de la capacité relative des différentes versions du modèle à représenter les cycles diurnes et saisonniers du flux de chaleur latente : - A. correlation. - B. moyenne sur les différents sites de la valeur absolue du biais (en W/m^2). -C. biais systématique (en W/m^2).

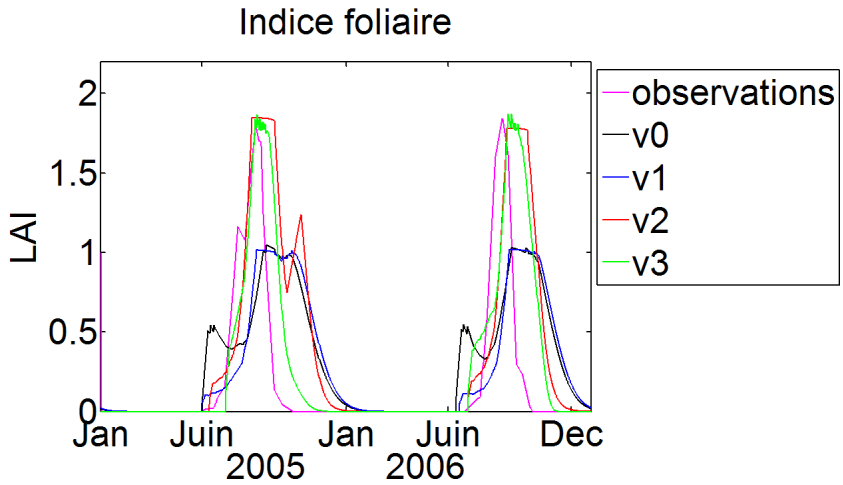


FIGURE 4.4: Cycle foliaire pour deux saisons de croissance sur le site d'Agoufou (Mali). Sont superposés, en violet les observations, en noir la phénologie simulée par ORCHIDEE dans sa configuration standard, et en bleu, rouge et vert, différents ajustements de la paramétrisation du modèle (cf texte).

La version standard du modèle simule un démarrage précoce de la saison de croissance dès les pluies de début juin. La translocation de carbohydrates à partir des réserves fait que l'indice foliaire atteint des valeurs élevées avant même le saut de mousson. Puis à l'occasion des pauses sèches qui suivent ses premières pluies éparses, le modèle simule la transformation d'une large quantité de feuilles en litière avant même que la saison de croissance n'ait réellement commencé dans les observations (phase d'installation des plantules). D'autre part, le modèle simule une fin de saison de croissance beaucoup plus tardive qu'observée. Point plus intéressant, le retard de la fin de croissance se vérifie aussi lorsque l'entrée en sénescence se déclenche alors que le contenu en eau du sol reste non négligeable (moyenne mobile hebdomadaire de la fonction de stress hydrique correspondant à un sol encore à moitié plein d'eau).

Les leçons apportées par la littérature Le retard de fin de croissance simulé par ORCHIDEE n'est pas étonnant car la fin de la croissance des annuelles est une spécificité fonctionnelle des écosystèmes sahéliens non paramétrée dans ORCHIDEE.

D'après Hiernaux and Le Houérou [2006], cette spécificité tient en particulier au fait que :

- « Contrairement à d'autres écosystèmes arides, la place des herbacées et sous-ligneux pérennes est très secondaire alors qu'elle s'accroît vers le sud où les graminées pérennes dominent dans les savanes soudaniennes, mais aussi vers le nord dans les steppes sahariennes. »
- « *Particularités phénologiques :* si la date des premières pluies et le régime d'humidité du sol qui en résulte conditionnent la germination et l'installation des annuelles, la fin du cycle de croissance n'est qu'en partie liée au régime hydrique des sols. En effet, beaucoup d'annuelles fanent et meurent après leur fructification dont la date est largement déterminée par la sensibilité de l'initiation florale à la photopériode [de Vries and Djitéye, 1982; Fournier, 1990]. C'est en particulier le cas de la plupart des graminées annuelles dont la floraison est déclenchée entre la fin août et le début

septembre, quelles que soient les pluies et l'humidité des sols [Seghieri et al., 1995; Cissé, 1986].

Deux nouveaux PFT : arbustes et herbacées annuelles ? Comme l'indique la littérature consultée, les limites de la simulation ORCHIDEE constatées dans l'analyse des résultats du site d'Agoufou ne correspondent pas uniquement à une spécificité locale, mais sont susceptibles d'être appliquées à une échelle régionale.

La représentation de la phénologie a donc été modifiée en conséquence comme un type fonctionnel de plantes supplémentaire Cela permet de pondérer ces modifications lors de simulations à l'échelle régionale, dans la mesure où elles ne s'appliquent qu'aux herbacées de la bande sahélienne et non à celles des écosystèmes de savane soudanienne ou guinéenne plus au Sud.

Par ailleurs, les ligneux de la zone étudiée atteignent une taille beaucoup moins élevée que la hauteur des arbres prescrite dans le modèle pour le type fonctionnel de plantes « Rain-Green Tree ». Nous avons donc réajusté la hauteur en prescrivant une hauteur de 2m (pour représenter les buissons de Guierra senegalensis) à la place des 30m utilisés par défaut pour le PFT, changeant de manière importante la rugosité de surface. En effet, même si la fraction de ligneux est relativement faible, la hauteur par défaut conduit à surestimer la hauteur de rugosité moyenne et contribue à surestimer la part de l'énergie dissipée sous forme de flux turbulents (impact non négligeable sur la partition entre rayonnement à grandes longueurs d'onde et flux turbulents). Cet effet est particulièrement net sur le site de Wankama, pour lequel il contribue à la sous-estimation du flux LW_{out} (cf figure 4.7). Il est probable qu'il joue également à l'échelle sous-régionale, puisque les cartes de végétation employées incluent des arbres de type « Rain-Green » (hauteur de 30m prescrite, figure 4.5) et de type « (Temperate) Broadleaf Evergreen »(dont la hauteur prescrite est de 20m, figure 4.5).

Dans la mesure où un travail d'externalisation des paramètres du modèle ORCHIDEE a été effectué, et où les cartes de végétation employées utilisent des classifications plus précises, il serait tout à fait envisageable et relativement aisé de tenir compte de cet effet dans les simulations globales avec ORCHIDEE. Ceci pourrait s'appliquer aux classes 7 (cool tall grasses and shrubs), 8 (warm C3 grasses and shrubs), 9 (warm C4 grasses and shrubs), et 86 (warm C3 crop grass shrubs) de la carte d'Olson et al. [2001] dont la résolution est de cinq kilomètres. Ceci constituerait un exemple de trait fonctionnel pour lequel une adaptation régionale du jeu de paramètres apporterait une amélioration significative.

4.3.0.3 Biais dans la représentation du bilan radiatif

Albédo L'albédo du sol nu est spatialement très contrasté [Wilson and Henderson-Sellers, 1985; Masson et al., 2003], et il n'est dès lors pas étonnant qu'un ajustement spécifique soit nécessaire à une représentation précise du bilan énergétique à la surface pour un site particulier. Les ajustements de la phénologie des herbacées et de la hauteur des ligneux ont un impact sur les valeurs d'albédo simulé (figure 4.7). Cet ajustement reste cependant très grossier et ne prend pas en compte l'effet réducteur des pailles sur l'albédo par rapport à l'albédo du sol nu qui est observé bien après la fin de la saison de croissance, au moins jusqu'au mois de mars 2006 sur l'exemple de Wankama (figure 4.7).

Il aurait été possible de paramétrer cet effet dans le modèle, mais cela n'a pas été entrepris faute de données spatialisées satisfaisantes sur la dynamique des pailles et de

A.

B.

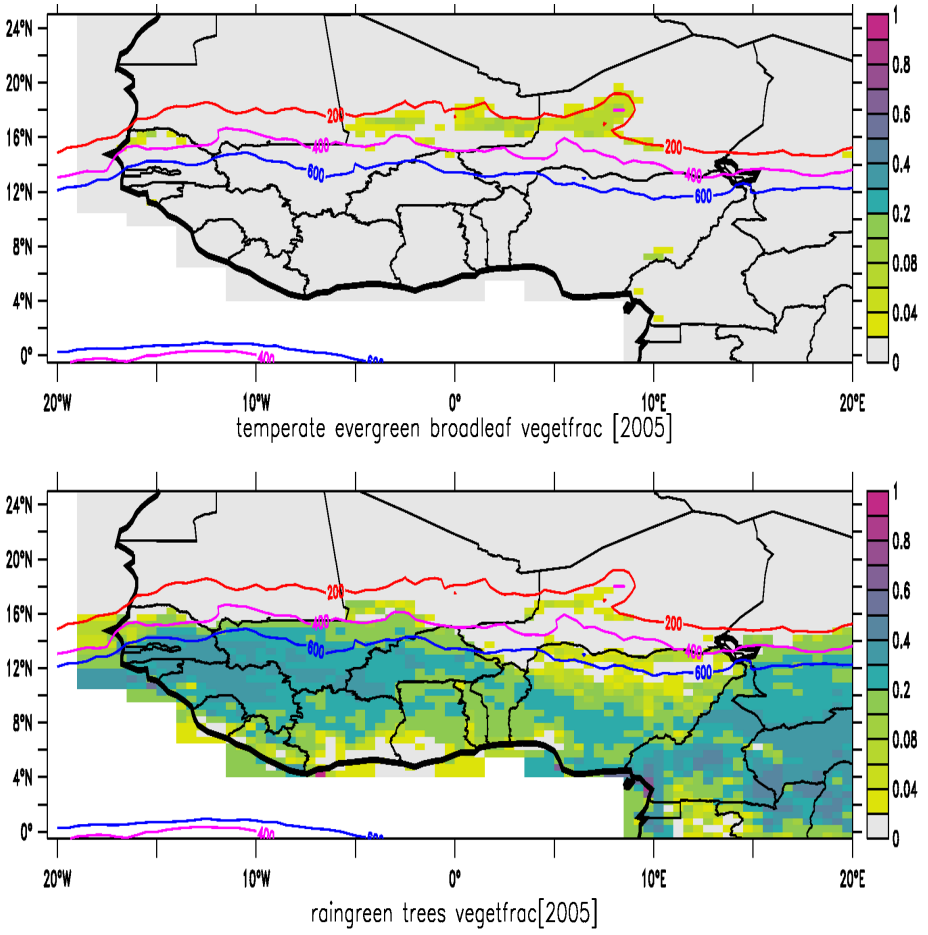


FIGURE 4.5: Fraction de couvert arboré de type « Temperate Broadleaf Evergreen » (A.) et de type « Tropical Raingreen tree » (B.) en 2005 dans la carte de végétation utilisée pour les simulations pour le prochain rapport du GIEC. Y sont superposées les isohyètes de pluie 200, 400 et 600 mm/an pour le forçage ALMIP (période 2002-2007).

la litière. En effet, la persistance des pailles dépend largement du piétinement du bétail et donc de la charge saisonnière [Samain et al., 2008], pour laquelle il n'y a pas de carte susceptible de fournir une approximation satisfaisante. Des travaux qui visent à modéliser cette dynamique saisonnière sont toutefois en cours (thèse de Mamadou Diawara au GET).

L'analyse des observations révèle de plus d'autres sources de fluctuations de l'albédo non prises en compte dans un modèle de surface continentale comme ORCHIDEE. Ramier et al. [2009] explique par exemple que l'augmentation brusque de l'albédo au début du mois de mars 2006 fait suite à une tempête de sable (augmentation de l'albédo de 0.04 unités pendant quelques jours). Un autre effet du même ordre de grandeur (0.03 unités) mériterait probablement d'être pris en compte et pourrait l'être plus facilement lorsque le modèle de surface est couplé au modèle de circulation générale : le fait que la contribution de l'infrarouge proche au rayonnement solaire soit une fonction décroissante du contenu en eau dans la colonne atmosphérique Gueymard [1989] alors que la réflectance est plus élevée dans le proche infra-rouge que dans le visible, non seulement pour la végétation mais aussi (dans une moindre mesure) pour le sol. La paramétrisation employée dans

ORCHIDEE suppose une partition à égalité entre infra-rouge proche et visible quelles que soient les conditions atmosphériques. Or, d'après l'explication de Ramier et al. [2009], une diminution de l'albédo observé sur le site de l'ordre de 0.03 unités lors de l'arrivée de l'air en provenance du golf de Guinée ne s'explique que par un tel effet.

Dans la mesure où d'Orgeval [2006] avait adopté une paramétrisation selon laquelle la contribution du couvert végétal dominait beaucoup plus rapidement les échanges avec l'atmosphère $fcover = 1 - exp(-kLAI)$ avec k=2 contre k=0.5 dans les versions usuellement utilisées au LSCE, nous avons voulu évaluer quel pouvait être un choix raisonnable de ce paramètre (du point du vue radiatif). Nous en avons également profité pour évaluer si la prise en compte de la dépendance de la fraction du rayonnement interceptée par le couvert (fCover) en fonction de l'angle d'incidence solaire pouvait constituer une amélioration du modèle. Nous avons repris pour cela des développements effectués par C. Bacour pour le calcul du faPAR, et qui reprennent les hypothèses de distribution (ellipsoïdales) et d'agrégation (clumping) des feuilles effectuées dans sa thèse [Bacour, 2001]. Ceci nous a permis de vérifier qu'une valeur de k de l'ordre de 0.5-0.6 était certainement plus représentative de l'albédo par ciel clair (black-sky albedo).

Nous avons profité de l'implémentation de cette paramétrisation pour voir si une prise en compte de l'évolution diurne du fCover du fait de l'évolution de l'angle d'incidence solaire était susceptible d'améliorer la représentation du cycle diurne de l'albédo. Nous présentons les résultats de ce test en figure 4.6 B. Ainsi peut-on constater que l'hypothèse implicite qui était qu'effectuer une simple pondération de la contribution du sol et de la végétation en supposant chacune de ces contributions comme constante (hors effet de l'humidité sur l'albédo du sol) n'était pas satisfaisante, puisque les interactions à plusieurs couches dans le feuillage (en particulier via la transmitance dans l'infra-rouge proche) font que le cycle diurne d'albédo est de courbure inverse à celle induite par le « raffinement » du modèle que nous avons testé. C'est un résultat qui confirme des diagnostics déjà effectués dans différents études disponibles dans la littérature (Grant et al. [2000]; Jin et al. [2003] : lorsque l'angle solaire zénithal est élevé, la probabilité d'une diffusion multiple par le couvert végétal s'accroît, d'autant plus que dans ces cas-là le rayonnement incident va avoir beaucoup moins de chance d'avoir pénétré profondément dans le couvert, puisque l'orientation dominante des herbacées est verticale). Nous n'avons donc pas tenu compte de la dépendance du fCover avec l'angle d'incidence dans la suite de cette étude, même si cela aurait peut-être pu se révéler un moins mauvais choix pour les flux latent et turbulent puisque la surface est effectivement moins éclairée et donc moins chauffée lorsque le soleil est bas sur l'horizon. Une prise en compte de cet effet diminuerait légèrement la surestimation de la fraction évaporative par le modèle juste après le lever du soleil (et juste avant son coucher) mise en lumière en figure 4.18.

La contribution de l'évaporation du sol nu au flux de chaleur latente étant extrêmement forte au cours des premières journées suivant une pluie, tout particulièrement durant le début des matinées (4.18 B), le choix d'augmenter artificiellement le fCover par l'adoption d'un paramètre k élevé est une option justifiable pour un travail centré sur le cycle hydrologique (comme celui de d'Orgeval [2006], dans la mesure où cela permet de réduire les surestimations de l'évaporation en début de matinée dans les simulations au cours des 3-4 premiers jours suivant une pluie. Néanmoins, la valeur numérique choisie pour ce coefficient (2) sort de l'intervalle réaliste pour des moyennes diurnes (si un sens physique est donné à ce coefficient). Que cette valeur permette une amélioration est vraisemblablement dû à une compensation d'erreurs (sous-estimation de la résistance aérodynamique additionnelle limitant les échanges avec le sol, ou sous estimation de la résistance opposée par l'horizon

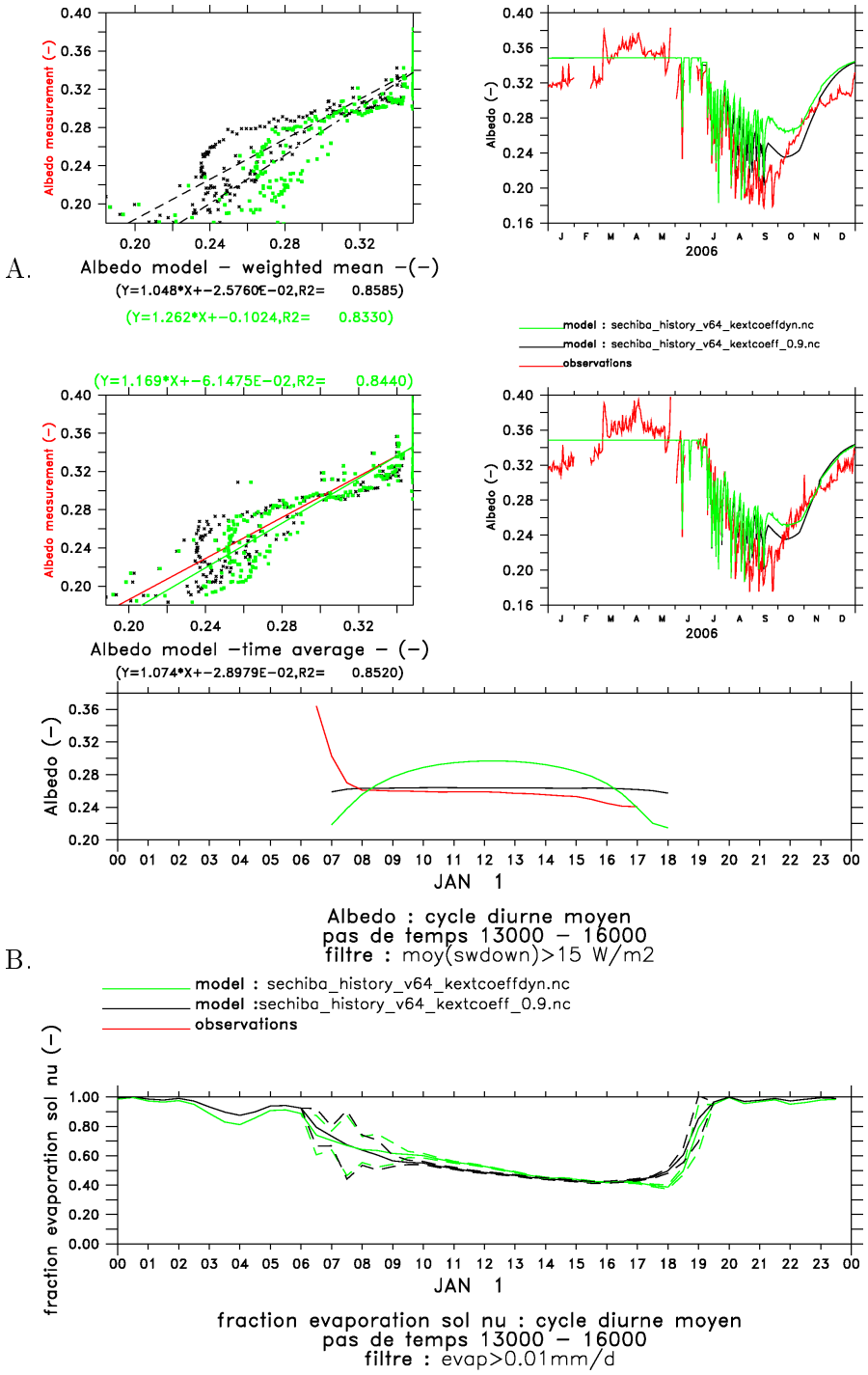


FIGURE 4.6: A.-B. Comparaison modèle-mesure du cycle saisonnier de l'albédo (A.) et du cycle diurne moyen (B.) selon qu'on utilise une paramétrisation constante (en noir pour $K_{ext} = 0.9$) ou une modification de la fraction du rayonnement intercepté par le couvert en fonction de l'angle zénithal solaire (en vert, voir texte).

le plus superficiel du sol rapidement sec : notre travail ne permet pas de trancher). Pour être cohérent avec les autres études du bilan de carbone, un tel choix requiert également un réajustement des valeurs d'assimilation photosynthétique maximales, qui avaient été paramétrées en prenant une valeur de 0.5 du coefficient d'extinction.

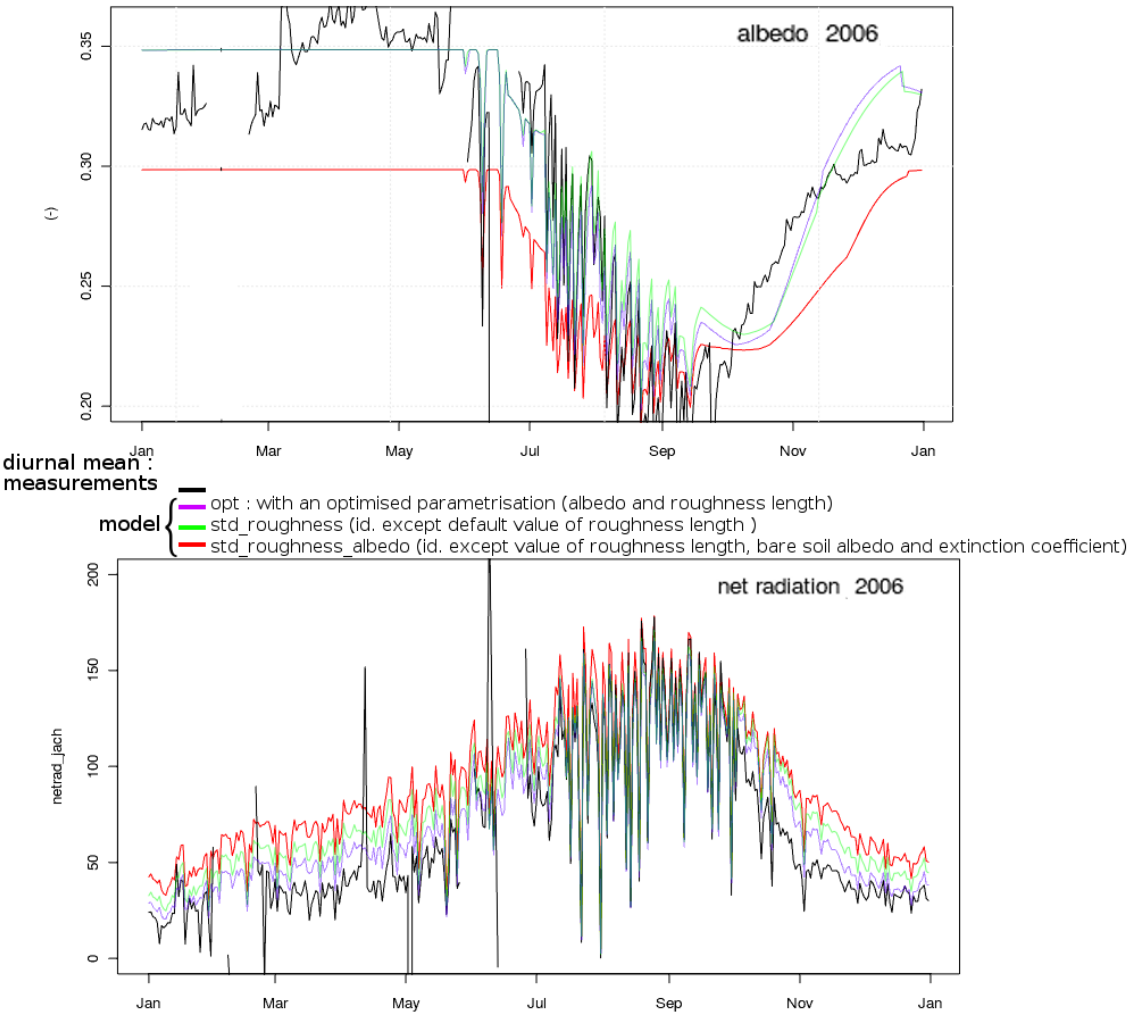


FIGURE 4.7: Cycle annuel de l'albédo (haut) et du bilan radiatif (bas) en 2006 sur le site de Wankama. Trait noir : valeurs diurnes moyennes des mesures. Violet : version du modèle dans laquelle la hauteur de rugosité est ajustée aux observations et le cycle de l'albédo est optimisé. Vert : idem sauf hauteur de rugosité (valeur par défaut des rain-green trees 30m). Rouge : idem vert sauf albédo du sol (valeur par défaut d'ORCHIDEE et valeur du coefficient d'extinction de 0.5 (valeur par défaut : au lieu de 0.9).

Emission infrarouge La surestimation de la rugosité de surface introduite par la représentation des ligneux à l'aide de types fonctionnels non adaptés contribuait fortement à la sous-estimation des émissions radiatives de la surface. Le fermeture du bilan énergétique à partir de mesures de corrélation turbulente et de flux de chaleur sensible étant souvent par-

tielle, pour des raisons variées [Foken et al., 2011], une confiance plus grande est accordée au terme radiatif LW_{up} qu'à la somme des flux de chaleur sensible et latente.

Toutefois, l'ajustement de la longueur de rugosité ne s'avère pas suffisant, car le flux LW_{up} simulé par ORCHIDEE reste sous-estimé par rapport aux observations. Cette sous-estimation semble liée, au moins en partie, à un aspect structurel du modèle ORCHIDEE, dans lequel un seul bilan énergétique est réalisé, supposant que le calcul d'une température de surface unique permet l'obtention de résultats satisfaisants.

Les biais induits par cette simplification, en particulier dans les couverts hétérogènes comme ceux des écosystèmes sahéliens ont déjà fait l'objet d'un grand nombre d'études au cours des années 90 dans le cadre du programme HAPEX-SAHEL. Dans les couverts épars, la température radiométrique (telle que mesurée dans l'infrarouge thermique) s'avère bien supérieure à celle qui contribue au flux de chaleur sensible (température aérodynamique, T_0).

Ce constat recouvre plusieurs diagnostics :
- d'une part le fait que le rayonnement soit fonction de la puissance quatrième de la température fait que le calcul de rayonnement basé sur la température moyenne sous-estimera le flux radiatif.
- les anomalies de température dans le paysage ne sont pas distribuées aléatoirement par rapport aux écarts de conductivité aérodynamique : ce sont les éléments du paysage contribuant le moins aux échanges turbulents parce que séparés de l'atmosphère qui ont tendance à avoir la température la plus élevée. La différence est flagrante entre plages de sol nu et couvert des buissons recouvrant partiellement le paysage (l'article de Rotenberg and Yakir [2010] était un exemple marquant à l'échelle du paysage, mais cela se vérifie également au sein du paysage). S'il est possible d'estimer l'hétérogénéité spatiale de température dans le paysage, cet effet peut être représenté par un terme résistif additionnel limitant les échanges de chaleur sensible par rapport à la seule résistance aérodynamique : cela a été formalisé au travers du développement de paramétrisations incluant un facteur intitulé kB^{-1} [Lhomme et al., 1997; Troufleau et al., 1997].

Le travail théorique de Lhomme et al. [1997] a toutefois montré que l'emploi d'une paramétrisation de kB^1 est problématique dans la mesure où le terme ajouté n'est pas constant au cours de la saison : il n'est pas seulement modulé par des caractéristiques structurales de la surface mais également par la disponibilité hydrique, et les conditions climatiques. Bien évidemment, ce constat restreint considérablement l'intérêt de ce paramètre pour la représentation de couverts épars. Aussi, la paramétrisation phénoménologique proposée par Troufleau et al. [1997] est-elle introduite comme éventuelle alternative dans la mesure où elle apporte des résultats plus satisfaisants, même si elle n'apporte pas une compréhension plus fine de la pondération imposée par la physique du processus.

A partir des données du site étudié, les auteurs avaient obtenu une meilleure représentation des flux de chaleur sensible en utilisant une paramétrisation s'appuyant sur une représentation du facteur kB^{-1} de la forme suivante :

$$T_{rad} - T_s = k_{troufleau}(T_{rad} - T_a) \quad avec \quad k_{troufleau} = 0.8 \tag{4.1}$$

L'emploi de cette approche avec les données expérimentales disponibles a permis d'obtenir un meilleur ajustement aux observations lorsqu'une valeur de $k_{troufleau} = 0.39$ était choisie, tandis que la relation entre notre modèle du rayonnement grandes longueurs d'onde et les observations était la plus linéaire possible lorsque $k_{troufleau}$ valait 0.69 (figure 4.8).

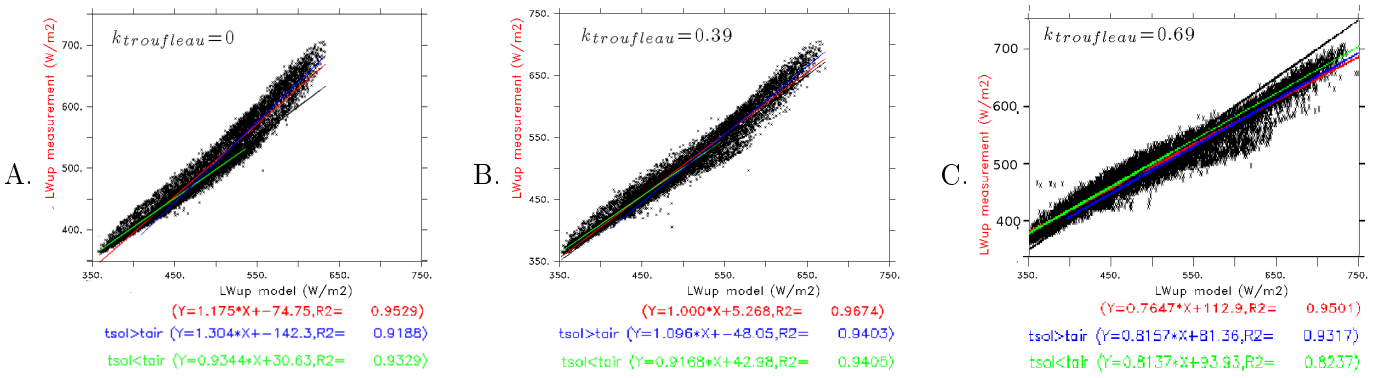


FIGURE 4.8: A.-C. Comparaison modèle-mesure des flux semi-horaire de rayonnement infrarouge émis par la surface, pour différentes valeurs du paramètre empirique $k_{troufleau}$ introduit par Denis Troufleau. A. $k_{troufleau} = 0$: équivalent à la paramétrisation par défaut d'ORCHIDEE. B. $k_{troufleau} = 0.39$: meilleur accord modèle-données. C. $k_{troufleau} = 0.69$: plus grande linéarité de la relation entre rayonnement observé et simulé.

Une autre hypothèse extrèmement simplificatrice utilisée par défaut dans le modèle ORCHIDEE a également pu contribuer significativement au biais dans le bilan radiatif net du modèle ORCHIDEE. Il s'agit de l'approximation qui consiste à supposer que l'émissivité de la surface est égale à un (cf équation 3.2). Elle induit des biais limités dans la plupart des conditions, d'autant plus que l'émissivité moyenne dans l'infrarouge thermique est rarement inférieure à 0.9 ([Sobrino et al., 2009] et les références qui y sont citées) et que la différence de rayonnement à grande longueur d'onde dépasse rarement 100W (du fait de l'humidité atmosphérique dans les basses couches et que l'exces d'énergie apporté par le rayonnement incident en courte longueur d'onde peut bien souvent être compensé par un flux d'évaporation élevé). Durant le coeur de la saison sèche au Sahel, alors que l'atmosphère devient sèche, le biais induit par cette approximation peut devenir plus important et atteindre ponctuellement des valeurs de 15 à 20W, si on suppose que l'émissivité réelle du sol est égale à 0.94 comme l'indiquait Troufleau dans son travail.

4.3.1 Ajustement des paramètres de phénologie.

N'ayant pu réaliser ce travail en s'appuyant sur un large échantillon spatialement représentatif, ni sur une longue série temporelle pour un site donné, il est possible que les ajustements introduits n'améliorent pas les performances du modèle lorsque celui-ci est employé à plus grande échelle.

Un ajustement spécifique a été réalisé à partir des estimations locales des variations saisonnières d'albédo sur le site de Wankama. L'ajustement a porté simultanément sur les paramètres suivants :

- *leafagecrit* : age critique des feuilles au delà duquel la fraction sénescente des plantes s'accroit fortement, quelles que soient les contraintes climatiques.
- *minturn* : le temps caractéristique de conversion le plus bref selon lequel la biomasse vivante peut être convertie en litière (en suivant une loi exponentielle décroissante).
- *humfrac* : le coefficient de pondération entre valeurs minimales et maximales des fonctions de stress au cours de l'année précédente, humidité minimale et maximale de l'année précédente employées pour déterminer tant le début que la fin de la saison

de croissance. Plus ce coefficient est élevé, plus la saison de croissance se limite à une période durant laquelle l'humidité du sol est élevée.
- *senhum* : la valeur de stress hydrique en dessous de laquelle la sénescence des plantes est maximale.
- *MCF et MCS* : la sensibilité de la phénologie aux changements de réserve utile dans le sol en jouant sur la valeur de contenu en eau à la capacité au champ et à saturation, en conservant un écart constant entre ces deux valeurs.
- *alb_vis, alb_nir et kext* : la sensibilité du résultat aux changements de paramètres affectant le bilan radiatif pour les longueurs d'onde liées au rayonnement solaire ; albédo dans le visible et le proche infrarouge, et coefficient d'extinction caractérisant la fraction couverte du sol par la végétation en fonction de l'indice foliaire, après un ajustement préalable (non représenté) de l'albédo du sol nu, sec et humide.

Les résultats de 607 simulations réalisées au cours de ce test d'ajustement sont synthétisés dans les figures 4.9 et 4.10. La valeur du paramètre optimisé se trouve en première ligne, les autres permettant de visualiser les combinaisons de paramètres employées dans les simulations. Le symbole « 1 » représente la simulation qui donne les résultats les plus satisfaisants, tandis qu'un symbole « 2 » représente la combinaison de paramètres optimale pour laquelle l'âge critique des feuilles n'est pas un paramètre limitant la durée de la saison de croissance. En effet, ce paramètre est très spécifique au site et un ajustement qui en ferait usage sans qu'on ne le représente en fonction de la durée moyenne de la saison des pluies (ou de la durée dépassé pour une fraction x des années) manquerait cruellement de robustesse pour avoir quelque intérêt dans une simulation régionale. La minimisation d'une fonction coût qui constitue une pondération de l'amplitude du cycle saisonnier d'albédo, au travers de la pente de la régression modèle-mesure, et du coefficient de détermination de la dite régression : $abs(log(1 - R2)) + abs(log(pente))$ est présentée en figure 4.9. La maximisation du coefficient de détermination est présentée en figure 4.10. Privilégier l'une ou l'autre de ces métriques aboutit à des résultats assez similaires : que l'usage d'une phénologie pour laquelle la durée de la saison de croissance n'est limitée que par l'eau et non par un âge maximal n'est pas particulièrement plus mauvais qu'une phénologie qui force à achever leur saison de croissance beaucoup plus tôt (la combinaison de paramètres optimale est la même en figure 4.10 qu'on impose ou lève cette contrainte, l'optimum sous contrainte est presque aussi satisfaisants en figure 4.9, bien qu'il corresponde à une combinaison de paramètre fort distincte). Il est par contre plus intéressant de remarquer que le constat aurait probablement été assez différent si l'analyse avait été réalisée en se limitant au spectre visible, dans la mesure où cela aurait permis de distinguer beaucoup plus sensiblement pailles et litière d'une part, feuilles et tiges fonctionnelles d'autre part. Ceci aurait certainement induit la sélection d'une combinaison de paramètre correspondant à un turnover très élevé.

4.3.2 Ajustement des paramètres hydrauliques

Les paramètres initiaux censés représenter des sols sableux ne permettaient pas d'obtenir des résultats satisfaisants (cf première ligne de la figure 4.13). En particulier, le front d'humectation simulé n'arrivait pas à pénétrer en profondeur avec une amplitude aussi importante sur les observations, et le cycle saisonnier à 50cm de profondeur présentait un fort déphasage avec les observations.

Une fois la phénologie et la représentation entre les différentes composantes du bilan radiatif ajustés de manière approximative, une large gamme de paramètres décrivant les propriétés hydrauliques du sol a été explorée.

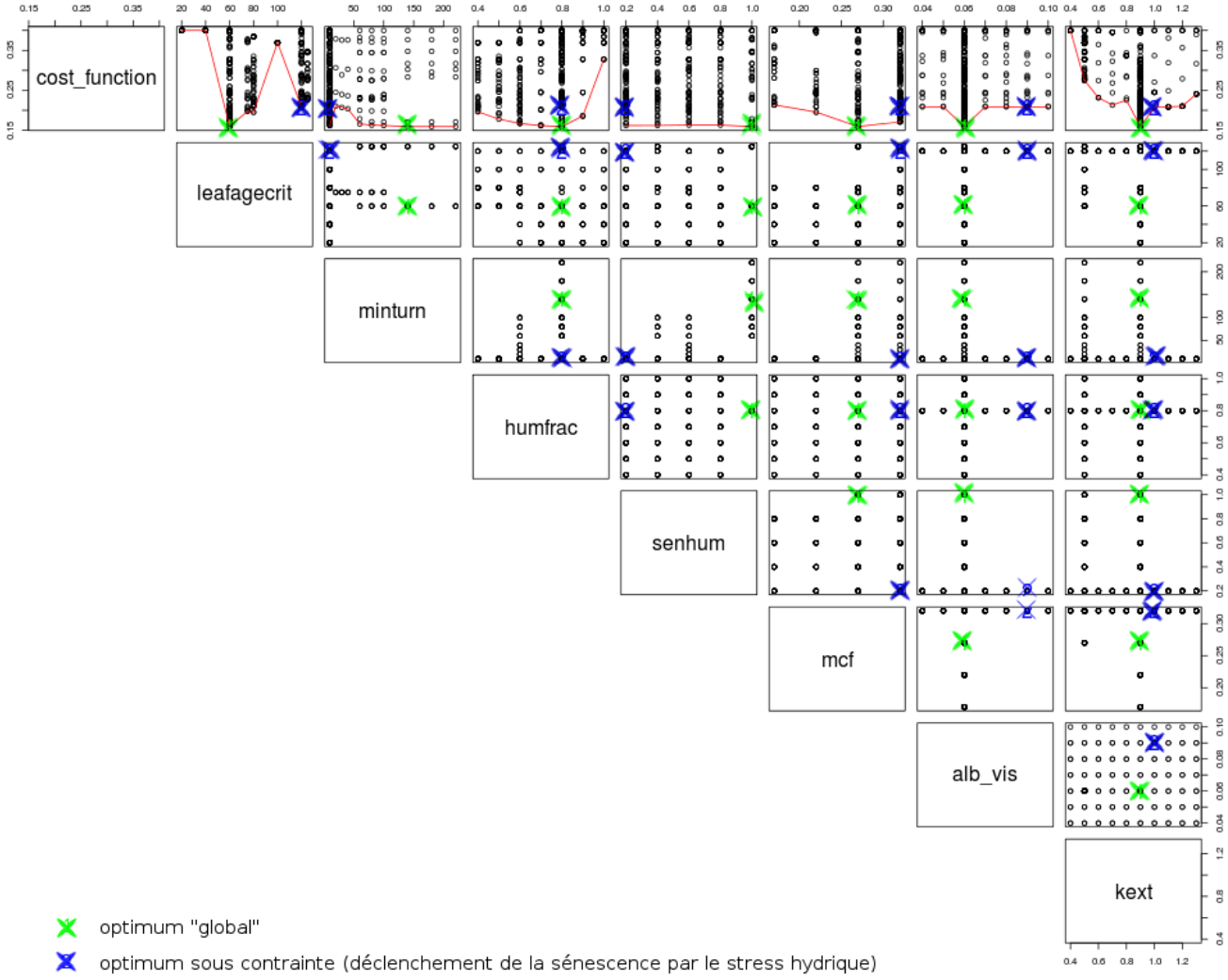


FIGURE 4.9: Première ligne : Valeur d'une fonction $abs(log(1-R2))+abs(log(pente))$ dont la minimisation constitue une optimisation de la représentation phénologique en fonction des valeurs des différents paramètres dont le nom est précisé sur la diagonale. Autres lignes : représentation du plan d'expérience : combinaisons de facteurs inclus dans ce travail d'optimisation. Des symboles en forme de croix vertes et bleus représentent respectivement l'optimum des combinaisons de paramètres testées, et un optimum sous la contrainte supplémentaire que la sénescence n'a pas été déclenchée par l'age des feuilles mais par un stress hydrique.

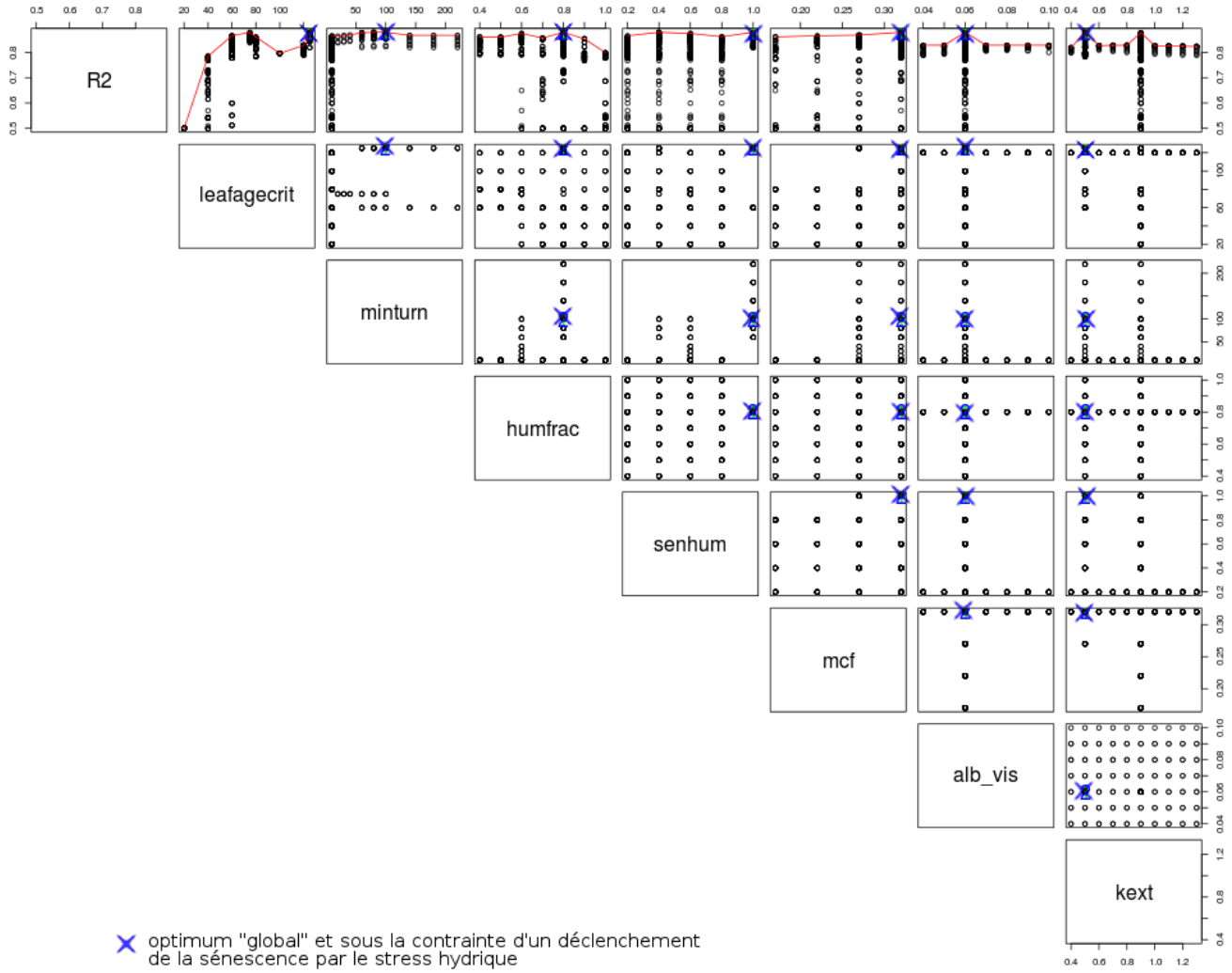


FIGURE 4.10: Première ligne : Valeur du coefficient de détermination de la régression obs-modèle de l'albédo pour le jeu de données disponible sur Wankama. La maximisation constitue une optimisation de la représentation phénologique en fonction des valeurs des différents paramètres dont le nom est précisé sur la diagonale. Autres lignes : représentation du plan d'expérience, ie des combinaisons de facteurs inclus dans ce travail d'optimisation. Des symboles en forme de croix bleus représentent à la fois l'optimum parmi l'ensemble des combinaisons de paramètres testées, et celui sous la contrainte supplémentaire que la sénescence n'a pas été déclenchée par l'age des feuilles mais par un stress hydrique.

Les observations étant exprimées en quantité d'eau au delà du contenu en eau résiduel, les résultats du modèle ont été systématiquement transformés en une unité comparable en retirant $MCR = 0.065$ au résultat du modèle, plutôt que d'ajuster ce terme à zéro dans le modèle. Il sera ici question de contenu en eau par commodité, même si ce terme n'est pas tout à fait exact, afin d'éviter la confusion avec le contenu en eau en excès par rapport au point de flétrissement permanent qui pourrait être introduite par l'usage du terme « contenu en eau disponible ».

Les tests de sensibilité ont porté sur les paramètres suivants :
- k_s : conductivité hydraulique à saturation
- n_{van} : paramètre adimensionnel noté $m = 1 - 1/n$ dans l'article de van Genuchten [1980].
- α_{van} : index de Van Genuchten (exprimé en mm^{-1}).
- MCS-MCR : différence entre le contenu en eau à saturation et le contenu en eau résiduel (et corrélativement sur le terme MCF-MCW, différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent).

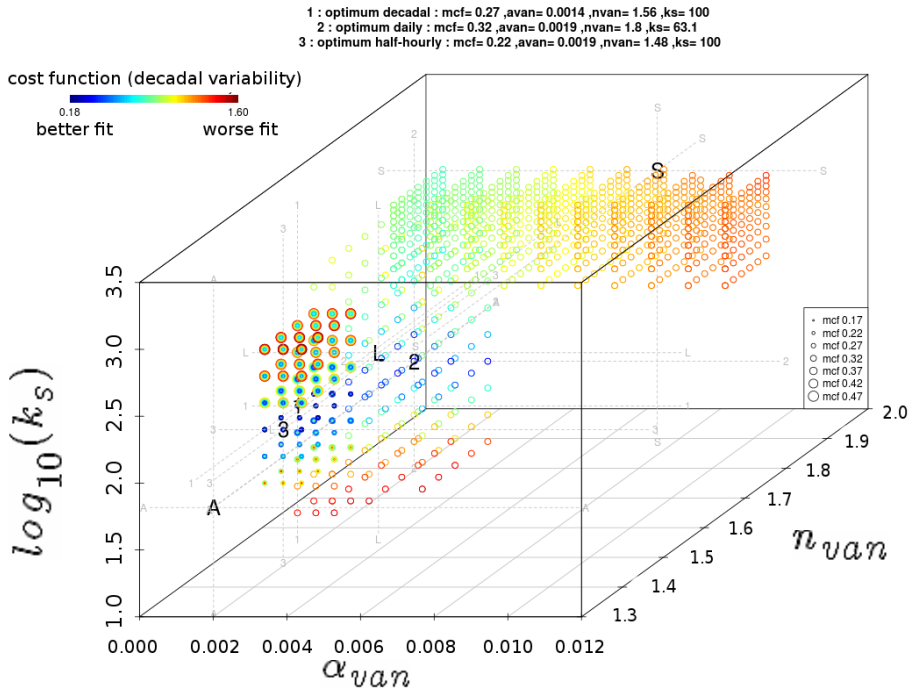
Les figures 4.11 et 4.12 permettent d'avoir une vision synthétique des performances des différents jeux de paramètres testés. La « fonction coût » à minimiser est constituée des indices basés sur la confrontation des observations et mesures d'humidité dans le sol aux profondeurs de 10cm et 50cm (le front d'humectation n'atteignant presque jamais 1m dans les observations comme dans le modèle l'information supplémentaire apportée par les niveaux de mesure plus profond était limitée et a été négligée).

La métrique utilisée est la somme des valeurs absolues du logarithme des pentes des régressions observation-modèle aux deux profondeurs considérées et de celles des écarts à 1 des coefficients de régression R^2 associés (figure 4.11 A). Une valeur de 0 est obtenue si le modèle constitue une représentation parfaite des observations. Cet indice est calculé à la fois pour les observations semi-horaires et pour des moyennes glissantes sur des fenêtres de un de dix jours. Etant plus intéressé par les variations du contenu hydrique du sol à l'échelle de plusieurs jours, seuls les résultats obtenus avec une fenêtre de dix jours sont présentés ici. L'optimum pour une fenêtre d'un jour est néanmoins renseigné dans chacun des cas (indice 2), et celui obtenu avec les données semi-horaires brutes (indice 3) a simplement été ajouté au diagramme.

Des visualisations partielles complètent le diagnostic :
- la même forme de contrainte en se limitant aux observations à 10cm [resp. à 50cm : non montré] de profondeur (figure 4.11 B).
- un critère ne tenant compte que de l'impact des coefficients de régression (figure 4.12 C).
- un critère ne prenant en considération que la correction des pentes de régression (figure 4.12 D).

Un meilleur ajustement est donc obtenu pour des jeux de paramètres forts distincts de ceux d'un sable. Des résultats optimaux étant obtenus pour des paramètres se situant en limite du domaine exploré, il est possible qu'un optimum global soit en fait obtenu pour des valeurs de n_{van} encore plus proches de celles employées par défaut pour les argiles. Toutefois, la sensibilité à ce paramètre est relativement faible et beaucoup moins bien circonscrite par notre analyse que celle de la conductivité à saturation (optimum pour des valeurs de k_s de l'ordre de $100mm.d^{-1}$) et dans une moindre mesure de α_{van} (entre 0.014 et 0.029 contre des valeurs bien plus fortes pour les sables). La valeur initiale de MCS et de $MCF = MCF - 0.11$ semble par contre plutôt satisfaisante dans la mesure où c'est entre 0.36 et 0.41 qu'on obtient les meilleurs résultats pour ce paramètre. Toutefois,

A.



B.

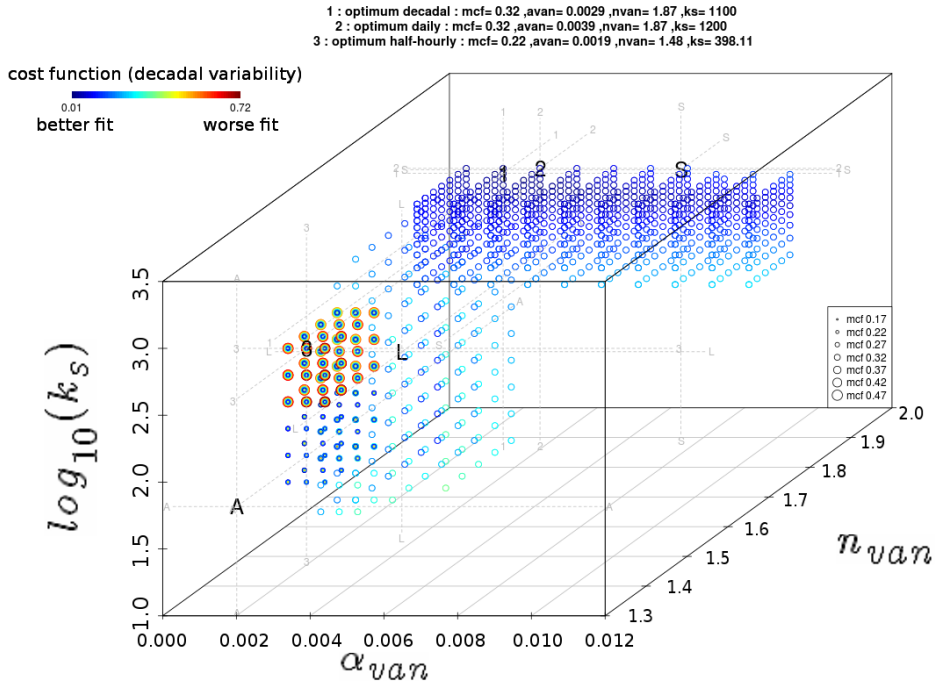
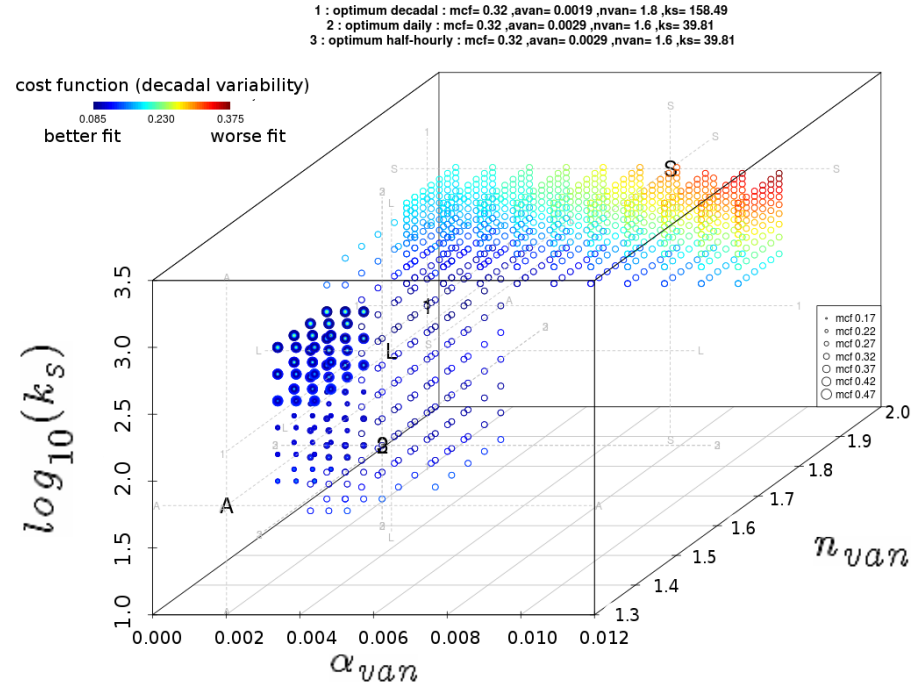


FIGURE 4.11: En couleur, valeurs de la fonction coût représentant l'écart des moyennes glissantes sur dix jours à un modèle optimal pour un jeu de valeurs des paramètres hydriques du sol. Axe vertical (logarithme décimal de la conductivité à saturation exprimée en $mm.d^{-1}$, abscisse α_{van} en cm^{-1}, profondeur n_{van}, taille des symboles : capacité au champ. Les lettres S, L et A représentent respectivement les jeux de paramètres tabulés pour les types de sols sableux, limoneux et argileux dans le modèle, et les indices numériques représentent les jeux de paramètres pour lesquels l'optimum de la fonction coût est obtenu (1 pour les valeurs lissées par décade, 2 pour les valeurs lissées au pas de temps journalier, 3 pour les valeurs semi-horaires). A. Indice d'optimisation globale (pente et R^2). B. Résultat obtenu à partir des seules observations à 10cm de profondeur.

C.



D.

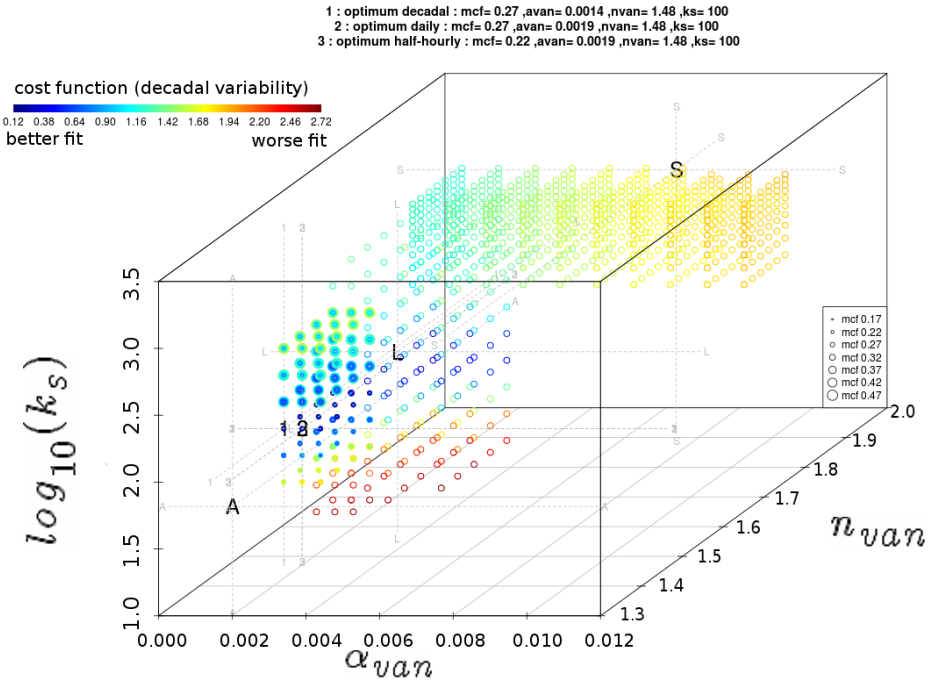


FIGURE 4.12: (suite de la figure précédente) En couleur, valeurs de la fonction coût représentant l'écart des moyennes glissantes sur dix jours à un modèle optimal pour un jeu de valeurs des paramètres hydriques du sol. Axe vertical (logarithme décimal de la conductivité à saturation exprimée en $mm.d^{-1}$, abscisse α_{van} en cm^{-1}, profondeur n_{van}, taille des symboles : capacité au champ. Les lettres S, L et A représentent respectivement les jeux de paramètres tabulés pour les types de sols sableux, limoneux et argileux dans le modèle, et les indices numériques représentent les jeux de paramètres pour lesquels l'optimum de la fonction coût est obtenu (1 pour les valeurs lissées par décade, 2 pour les valeurs lissées au pas de temps journalier, 3 pour les valeurs semi-horaires). C. Indice basé uniquement sur les coefficients de régression. D. Indice basé uniquement sur les pentes.

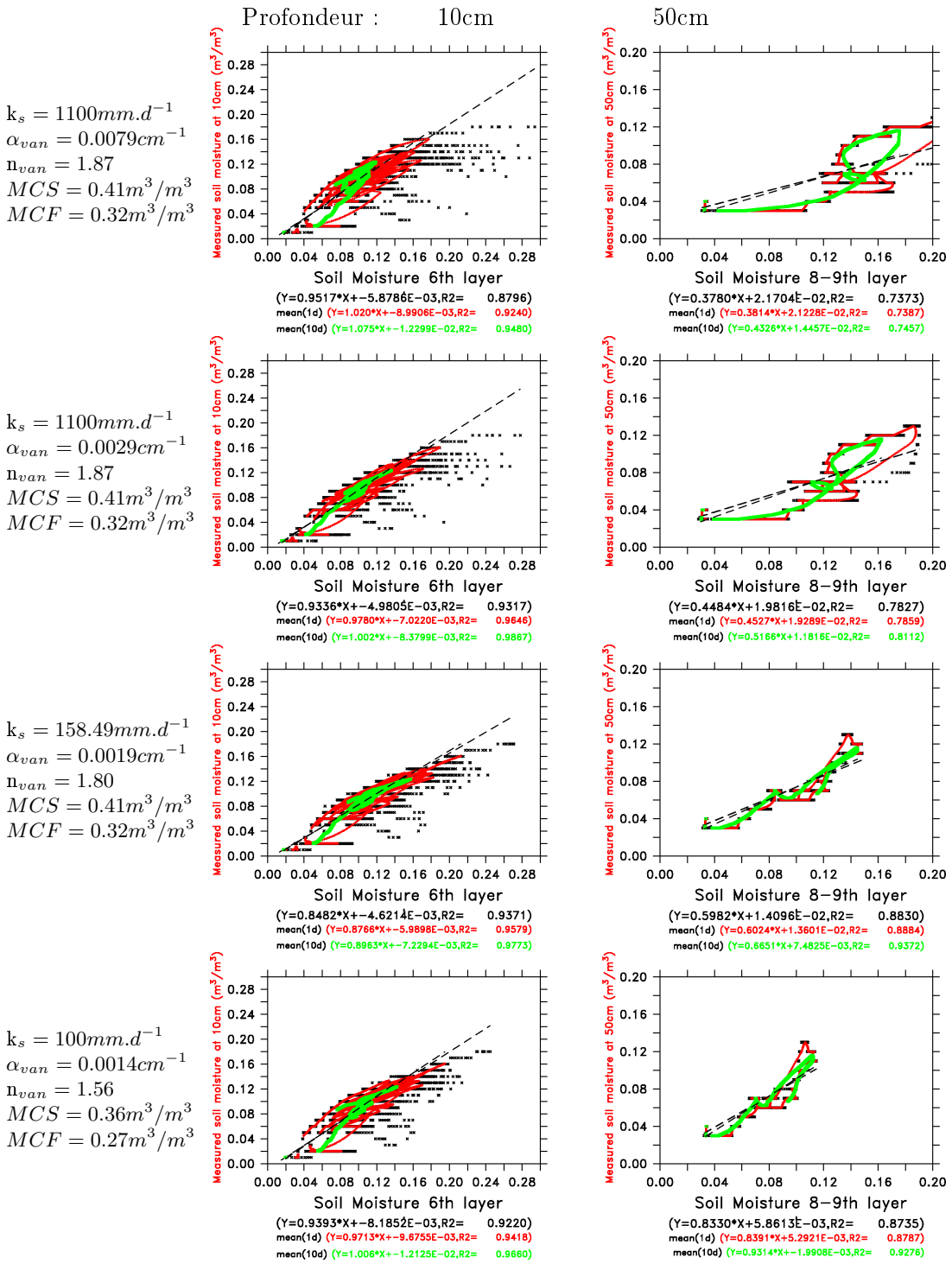


FIGURE 4.13: Régression des observations d'humidité dans le sol en fonction des mesures (gauche : valeurs à 10cm de profondeur, droite : valeurs à 50cm). Noir : valeurs semi-horaires, rouge : moyenne glissante sur un jour, vert : moyenne glissante sur 10jours. Paramètres hydriques à gauche des figures.

l'analyse de sensibilité de ce paramètre a été circonscrite au voisinage de l'optimum obtenu avec les autres paramètres. D'autres combinaisons de paramètres distinctes sont peut-être susceptibles d'aboutir à des résultats équifinaux. Tenir compte de la diversité des paramétrisations permettant des résultats aussi satisfaisants aurait un grand intérêt pour analyser les incertitudes des projections du modèle (cf. approche du GLUE (generalised likelihood uncertainty estimation) développée par Beven [2006]), mais cela n'a pu être conduit dans le présent travail, faute de temps.

En résumé, les meilleurs résultats sont obtenus pour des jeux de paramètres situés entre ceux utilisés dans ORCHIDEE pour les limons et l'argile, mais un résultat relativement satisfaisant est obtenu pour les observations à 10cm avec un jeu de paramètres bien moins différent de celui utilisé par défaut pour les sols sableux dans ORCHIDEE (k_s et n_{van} relativement proches des valeurs sélectionnées initialement, même si α_{van} est plus proche des limons et argiles).

La différence importante entre le jeu de paramètres optimal et les paramètres décrivant de la manière la plus réaliste la composition du sol sur le site d'étude est un point qu'il faut retenir. A supposer que le codage du module est exempt de toute erreur de codage, il est probable que cela soit l'expression du fait que des processus fondamentaux du site d'étude ont été ignorés.

Il est par exemple possible que l'approximation qui a consisté à supposer que la conductivité hydrique n'était que peu modulée le long du profil vertical était bien trop simpliste, du fait de la formation de « croûtes » de surface dans les horizons superficiels, même pour des sols dont la composition minéralogique est relativement homogène.

4.4 Caractérisation des écarts modèle-mesure pour la jachère de Wankama (Niger) et la steppe d'Agoufou (Mali).

4.4.1 Dynamique de réaction aux événements pluvieux

4.4.1.1 Bilan hydrique

La comparaison de la réponse aux événements pluvieux met bien en évidence que l'amplitude des changements d'humidité au cours des heures suivant une pluie est beaucoup plus forte dans le modèle paramétré pour un sol sableux que dans les observations (en dernière ligne de la figure 4.14), mais cela n'empêche pas le modèle d'offrir une estimation beaucoup moins biaisée de l'humidité après un jour ou deux (comparer ce résultat avec celui obtenu pour une paramétrisation d'un sol argileux en deuxième ligne de la même figure 4.14). Ceci est certainement à associer au fait que le modèle ne tient pas compte pleinement de l'hétérogénéité du sol, avec les phénomènes d'écoulement préférentiels qui permettent une avancée rapide du front d'humectation, sans que des couches plus superficielles aient besoin d'atteindre une humidité proche de la saturation. Comme discuté précédemment, les résultats sont meilleurs avec une paramétrisation optimisée des paramètres de Van Genuchten (avec des caractéristiques intermédiaires entre argile et limon).

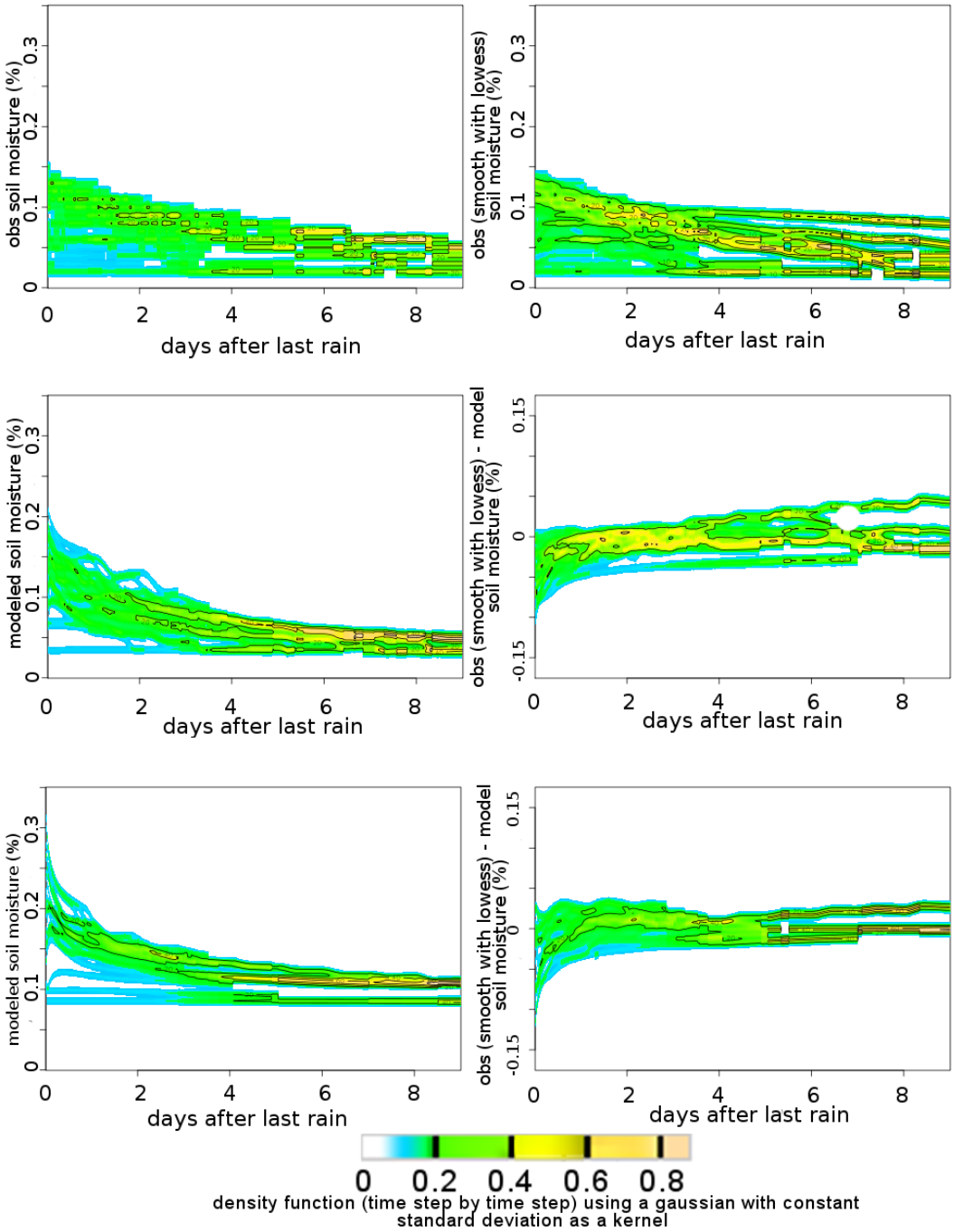


FIGURE 4.14: A. Dynamique de l'humidité du sol (à 10cm) suite aux événements pluvieux de plus de 5mm qui ne sont pas suivis par une nouvelle pluie dans les trois jours. Site de jachère de Wankama. Vue synthétique sous forme d'empreinte par calcul d'une fonction de densité. Première ligne : observation à gauche, observation lissées par un filtre LOWESS à droite (inclus les événements pluvieux des années 2005 et 2006). Seconde ligne : modèle avec paramétrisation d'argile à gauche, différence entre observations lissées et modèle à droite. Dernière ligne (idem pour le sable, en se limitant aux événements pluvieux de 2006).

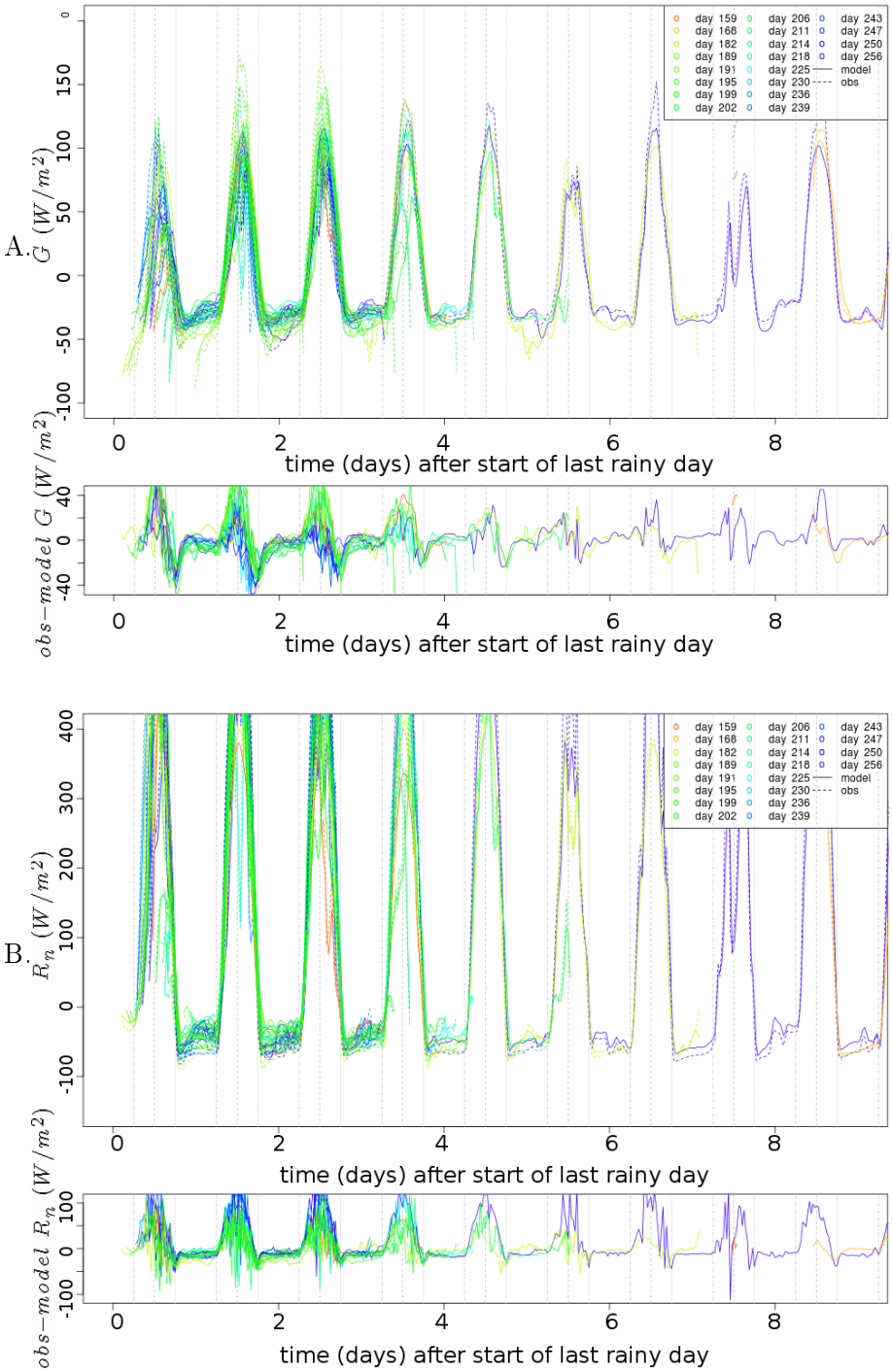


FIGURE 4.15: a. Dynamique du flux de chaleur dans le sol suite aux événements pluvieux de plus de 5mm qui ne sont pas suivis par une nouvelle pluie dans les trois jours. Site de jachère de Wankama. Observations en pointillés, modèle en trait plein. Couleur jour durant lequel la pluie qui ouvre la période considérée s'est produite. b. Idem pour le rayonnement net.

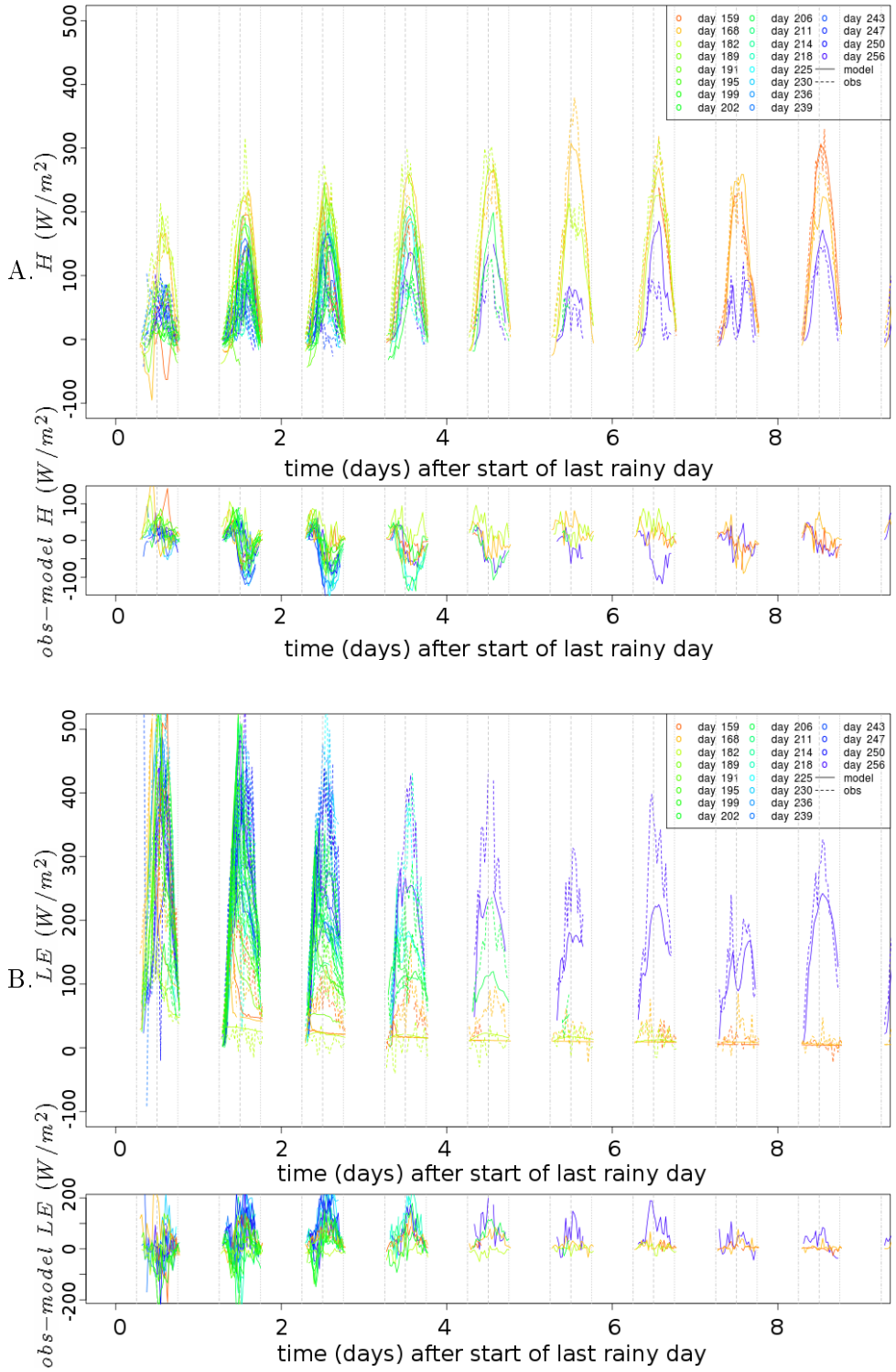


FIGURE 4.16: Dynamique du flux de chaleur sensible (a.) et du flux de chaleur latente (b.) suite aux événements pluvieux de plus de 5mm qui ne sont pas suivis par une nouvelle pluie dans les trois jours. Site de jachère de Wankama. Observations en pointillés, modèle en trait plein. Couleur : jour durant lequel la pluie qui ouvre la période considérée s'est produite.

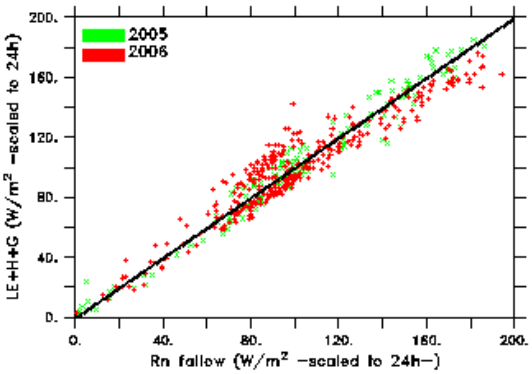


FIGURE 4.17: a. Fermeture du bilan énergétique. Somme journalière des termes radiatifs et des termes conductifs et turbulents pondérés par la fraction de pas de temps pendant lesquels les flux turbulents étaient disponibles (critère garantissant l'instabilité de l'atmosphère,...).

4.4.1.2 Bilan énergétique

Les données de forçages obtenues correspondent à celles décrites par Boulain et al. [2009]. Le bilan énergétique est particulièrement bien fermé pour ce site (figure 4.17) comme l'indiquait Boulain et al. [2009]. Il est possible que ce résultat soit dû à une compensation d'erreurs, dans la mesure où le flux évapotranspiré mesuré ne représente que 2/3 des précipitations sur les années considérées, sans que l'infiltration profonde (nulle), le stockage (quasi-nul également en fin de saison sèche), ni le ruissellement (qui n'atteint *a priori* pas de valeurs aussi élevées sur ces parcelles) ne puissent expliquer la différence.

L'examen du cycle diurne des différentes composantes du bilan énergétiques au cours des jours suivant un événement pluvieux révèle plusieurs limite de la version du modèle employée qui pourraient faire l'objet de corrections lors d'analyses ultérieures. Ainsi, la sur-estimation de la fraction évaporative au crépuscule (figure 4.18) est peut-être due à l'évolution diurne de la fraction du rayonnement interceptée par le couvert végétal comme cela a été détaillé en section 4.3.0.3 alinéa *émissions dans l'infrarouge*. Une sous-estimation de cette même fraction évaporative en milieu de journée et durant l'après-midi des journées 2 et 3 suivant un événement pluvieux (figure 4.16) est également constatée. Elle correspond probablement à une sur-estimation de la résistance stomatique lorsque le contenu en eau du sol ne limite pas la croissance, mais peut-également correspondre à une sous-estimation du flux d'évaporation par l'usage d'un modèle ne représentant pas la micro-topographie à l'intérieure de l'empreinte de la tour à flux, qui pourrait maintenir plus longtemps une contribution significative de l'évaporation du sol nu (figure 4.18 B.) au flux de chaleur latente total. Un déphasage du flux de chaleur dans le sol simulé est enfin constaté (figure 4.15), le flux simulé apparaissant déphasé d'un pas de temps par rapport au flux observé, alors que ce dernier est mesuré légèrement en profondeur, ce qui devrait induire un léger déphasage en sens opposé. Ce décalage s'explique probablement par le schéma numérique utilisé pour résoudre le bilan énergétique du sol.

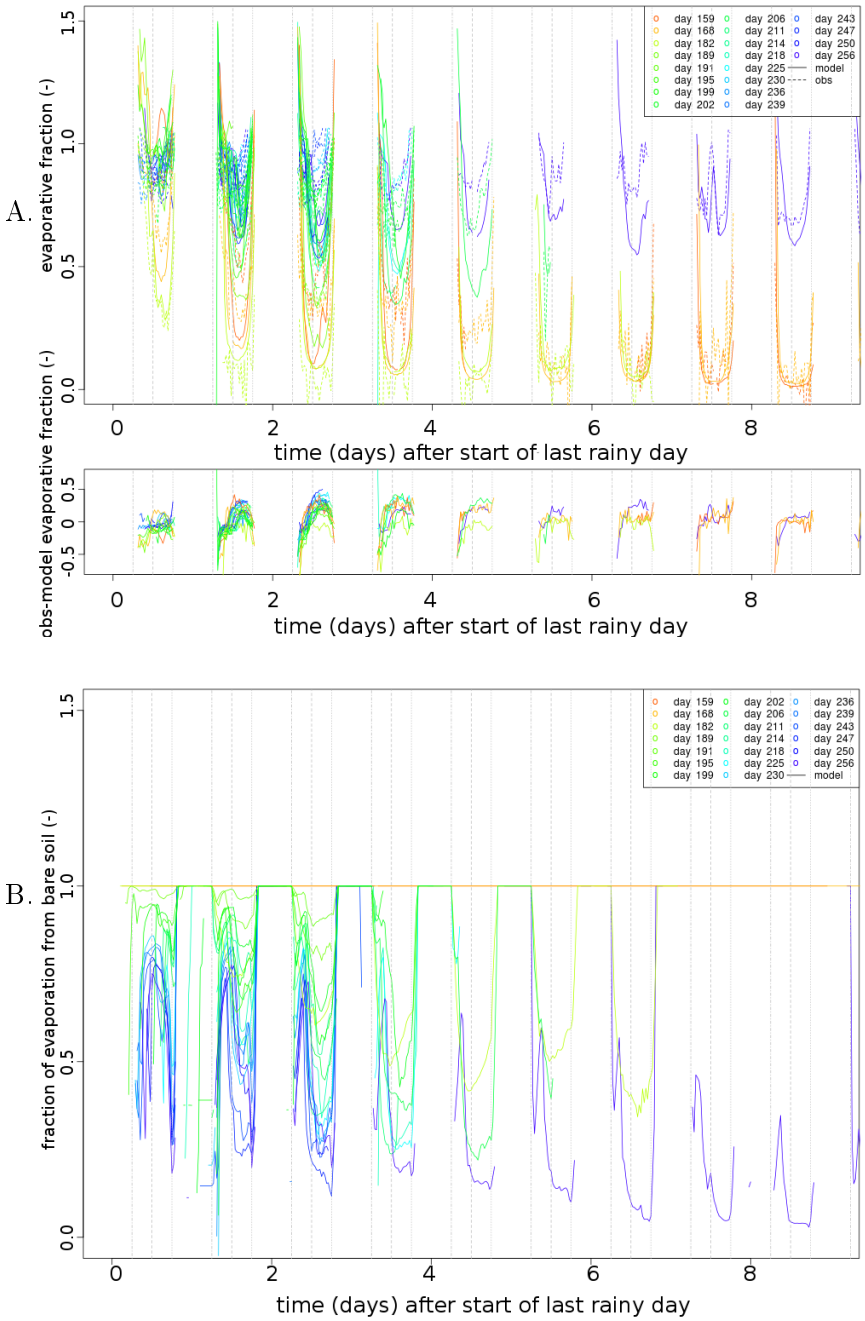


FIGURE 4.18: a. Dynamique de la fraction évaporative suite aux événements pluvieux de plus de 5mm qui ne sont pas suivis par une nouvelle pluie dans les trois jours. Site de jachère de Wankama, année 2005. Observations en pointillés, modèle en trait plein. Couleur : jour de l'événement pluvieux ouvrant la période étudiée. b. Fraction du flux d'évapotranspiration engendrée par l'évaporation du sol nu.

4.4.1.3 Echanges nets de carbone avec l'atmosphère

Dans les simulations effectuées, les écarts entre simulations et mesures des termes du flux de carbone (NEE) sont plutôt plus faibles avec l'hydrologie multi-couches au cours des quatre premiers jours suivants un événement pluvieux (cf figure 4.19 b), mais sont assez similaires par la suite.

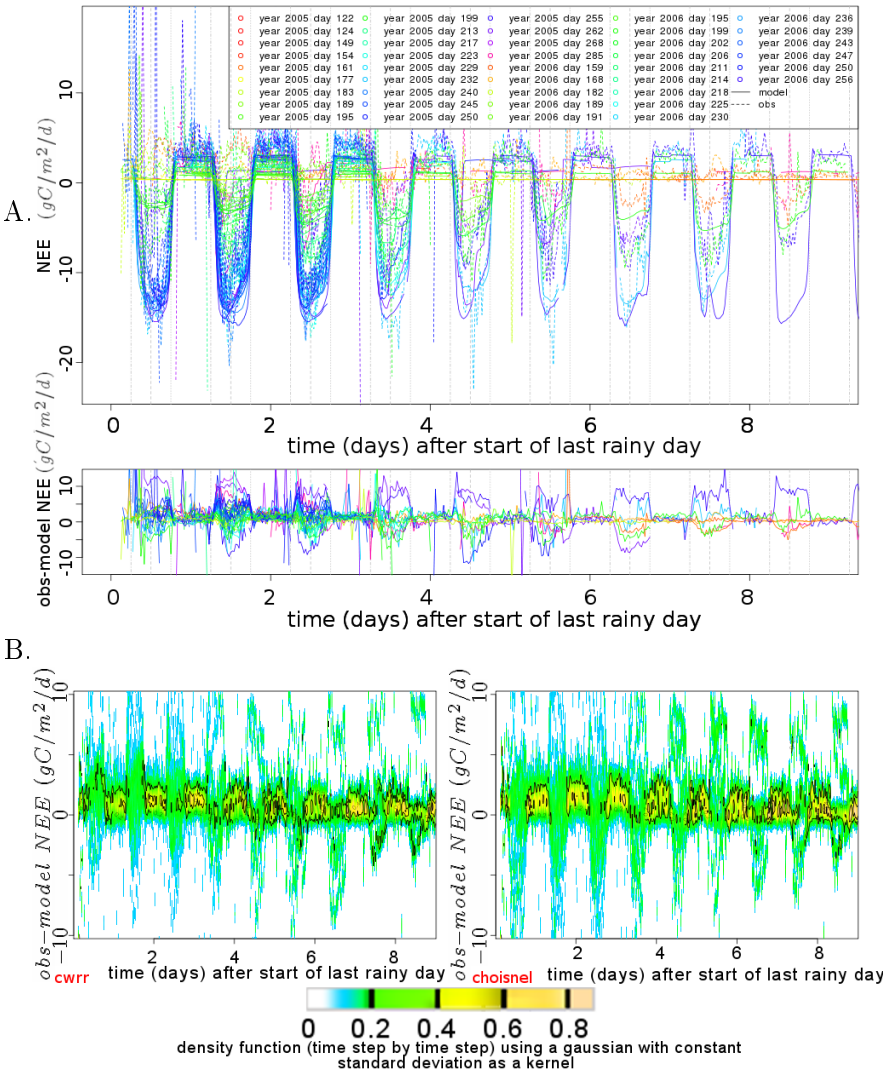


FIGURE 4.19: A. Dynamique de l'échange net de carbone (NEE, en gC/m^2/d) suite aux événements pluvieux de plus de 5mm qui ne sont pas suivis par une nouvelle pluie dans les trois jours. Observations en pointillés, modèle en trait plein. Couleur : jour de l'événement pluvieux ouvrant la période étudiée pour les saisons 2005 et 2006. B. Fonction de densité pour les écarts modèles moins mesure des saisons 2005 et 2006. Gauche : résultats obtenus avec hydro multi-couches. Droite : résultats obtenus avec schéma hydrologique habituel d'ORCHIDEE.

4.4.2 Dynamique saisonnière

4.4.2.1 Phénologie des plantes

Trois jeux de données distincts sont utilisés pour quantifier la qualité de la représentation de la phénologie simulée par ORCHIDEE ; les valeurs d'albédo, les estimations de l'indice foliaire par l'analyse de photographies hémisphériques à l'aide du logiciel CAN-EYE, et les mesures régulières de la biomasse aérienne.

Le diagnostic du biais de l'amplitude du cycle foliaire simulé est opposé selon que le critère porte sur :

- l'albédo, dont la surestimation systématique pour un facteur d'extinction de 0.5 fait penser que le modèle sous-estime l'indice foliaire (puisque l'albédo est surestimé après ajustement de l'albédo du sol nu et malgré l'emploi d'une valeur particulièrement faible pour les feuilles des graminées).
- le LAI (effectif ?) calculé par analyse de photo-hémisphérique de la strate herbacée à l'aide du logiciel CAN-EYE. Ce logiciel permet d'estimer l'indice foliaire par classification supervisée des clichés du couvert végétal (prises au nadir pour la strate herbacée), en faisant des hypothèses sur la distribution des feuilles [Bacour, 2001].

Nous n'avons pas tranché cet élément mais avons choisi de nous intéresser plus à la forme du cycle saisonnier qu'à son amplitude. La méthodologie systématique de traitement des résultats avec CAN-EYE rend assez rigoureuse la comparaison des valeurs relatives pour des clichés pris au cours de la saison (puisque l'analyse est réalisée par le même opérateur), mais laisse la place à de larges erreurs sur l'estimation de l'amplitude du cycle foliaire selon la pertinence des informations choisies (type de distribution foliaire, facteur d'agrégation).

4.4.2.2 Biomasse et NEE

Si la forte productivité des plantes sahéliennes est assez bien rendue par le modèle lorsqu'une représentation phénologique plus réaliste des herbacées annuelles que celle employée par défaut (voir figure 4.21 A et B) est introduite, il n'est pas impossible que ce diagnostic de la représentation de la strate herbacée recouvre une large surestimation de l'avantage compétitif des graminées dont la photosynthèse suit un cycle de C4 et une sous-estimation de la productivité des C3 sur le même site.

En effet, alors que le développement des C4 a été restreint à une fraction de l'espace deux fois plus faible que celle laissée aux graminées en C3, leur indice foliaire dépasse celui des C3 (figure 4.20). La différence est encore plus nette en termes de biomasse épigée (figure 4.22). Or les mesures d'assimilation à l'échelle foliaire effectuées par les collègues travaillant dans le Gourma ne confirment pas de tels écarts de productivité. Ceci s'explique par le fait que les carences minérales, et non le contenu en eau du sol, constituent le principal facteur limitant la vitesse de croissance durant l'essentiel de la saison de croissance sahélienne (cf. Hiernaux et al., en préparation). Les gains dus à l'avantage compétitif d'une photosynthèse de type C4, qui permet une fermeture stomatique accrue pour une production primaire identique, apparaissent largement sur-estimés. Cette observation, est connue depuis fort longtemps (voir les résultats du projet Production Primaire au Sahel [de Vries and Djitéye, 1982]). Malgré tout, ce message peut être brouillé par des études bénéficiant d'une large publicité ne prenant pas en compte les contraintes par les nutriments. C'est par exemple le cas du travail de Morgan et al. [2011] basé sur des expériences de type PHACE (acronyme

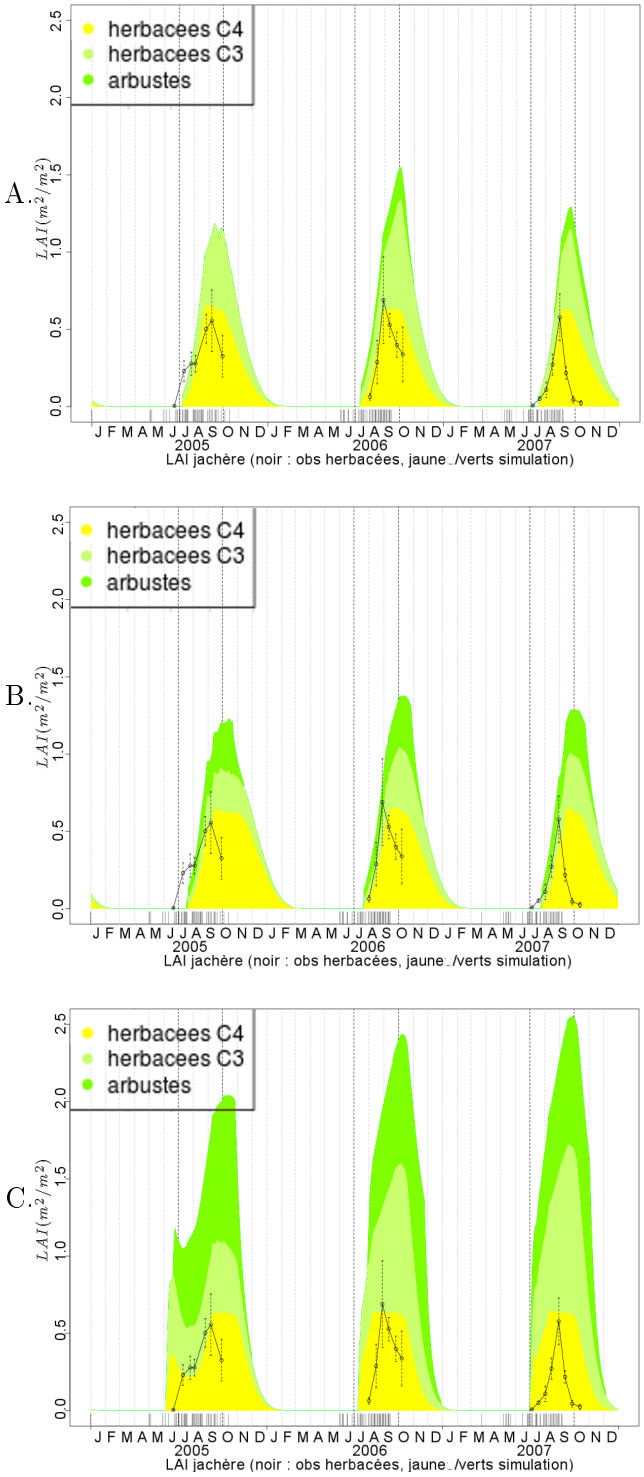


FIGURE 4.20: Dynamique saisonnière de l'indice foliaire (LAI en m^2/m^2) sur le site de jachère de Wankama. Indices foliaire en code couleur (jaune : herbacées en C4,vert pâle : herbacées en C3, vert foncé : arbres). Trait noir, moyenne des mesures par méthode CAN-EYE limitée aux herbacées (donc comparable à la somme des aires en jaune et vert pâle) et barre d'erreur à plus ou moins un demi écart type. A. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro CWRR. B. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro de Choisnel. C. Version « standard » d'ORCHIDEE avec hydro de Choisnel. Les événements pluvieux sont précisés sous chaque figure.

anglais de « Prairie Heating and CO2 Enrichment » [3]) dans laquelle les auteurs concluent que la productivité des pâturages semi-arides devrait croitre dans les conditions prévus par les modèles climatiques durant la seconde moitié du XXIeme siècle [4].

Il est difficile de tirer des conclusions sur la qualité de la représentation de la dynamique interannuelle de la production primaire à partir du petit jeu de données considéré. Toutefois, l'ordre (2006 $>$ 2005 $>$ 2007) des biomasses maximales simulées est identique aux observations lorsque le type de phénologie utilisé est celui des graminées annuelles, spécifique à cette étude, alors que ce n'est pas le cas avec la version standard du modèle : 2006 $>$ 2007 $\gg$ 2005 (figure 4.22).

Par contre, la fin de la saison de croissance simulée est toujours trop tardive lorsque la fin de la période de croissance est déterminée par une contrainte hydrique. Le présent travail ne renseigne pas sur les mécanismes à l'œuvre : contrôle photopériodique, et sur les causes potentielles de cette observation, par exemple la sélection des annuelles finissant leur cycle même durant les années où la saison des pluie est plus courte. Une représentation spatiale de ces contraintes est difficile, mais peut-être que la disponibilité de produits de pluies satisfaisants (Agrhymet,. . .) et les séries longues d'indices de végétation mesurés par télédétection (cf chapitre suivant) pourraient permettre le développement d'algorithmes permettant d'en rendre compte de manière convaincante.

4.5 Principaux impacts du changement de schéma hydrique.

Cette section présente une analyse synthétique des différences entre les résultats simulés par ORCHIDEE, selon que l'hydrologie du sol de Choisnel soit employée ou que l'hydrologie CWRR lui soit substituée. L'accent est porté sur les différences de dynamique intra-saisonnière entre ces deux versions, en réponse immédiate aux événements pluvieux et dans la dynamique du flux de transpiration en fin de saison des pluies.

Cycle saisonnier du flux de chaleur latente (figure 4.23) : l'emploi du schéma hydrologique avec discrétisation verticale a pour principal avantage une réponse très dynamique de l'évaporation en début de saison des pluies, probablement du fait de la meilleure représentation du flux d'évaporation du sol nu, alors que ce flux devient rapidement très faible dans le schéma de Choisnel.

Par contre, pour le jeu de paramètres hydriques le plus satisfaisant en terme de dynamique saisonnière de l'eau du sol, les plantes simulées sont capables d'extraire quasiment toute l'eau au delà du point de flétrissement permanent avant mi-octobre 2005 et début octobre 2006, ce qui a pour conséquence de faire chuter brutalement tant le flux de chaleur latente que la GPP à zéro, alors que dans les observations ces flux gardent des valeurs plus élevées suite à la fin de la saison des pluies, une caractéristique qui se retrouve dans les versions de l'hydrologie de Choisnel (standard ou pendant exact de la version multi-couches utilisée ici).

3. soit une expérience de type FACE (Free Air CO_2 Enrichment) avec augmentation concomitante de la température

4. Un argument qui n'a manqué d'être appliqué au Sahel (certes sous coupure de presse, dans un article retranscrivant le point de vue du Dr Kröpelin, qui dirige plusieurs projets de recherche sur les relations hommes-climat au quaternaire dans la région).

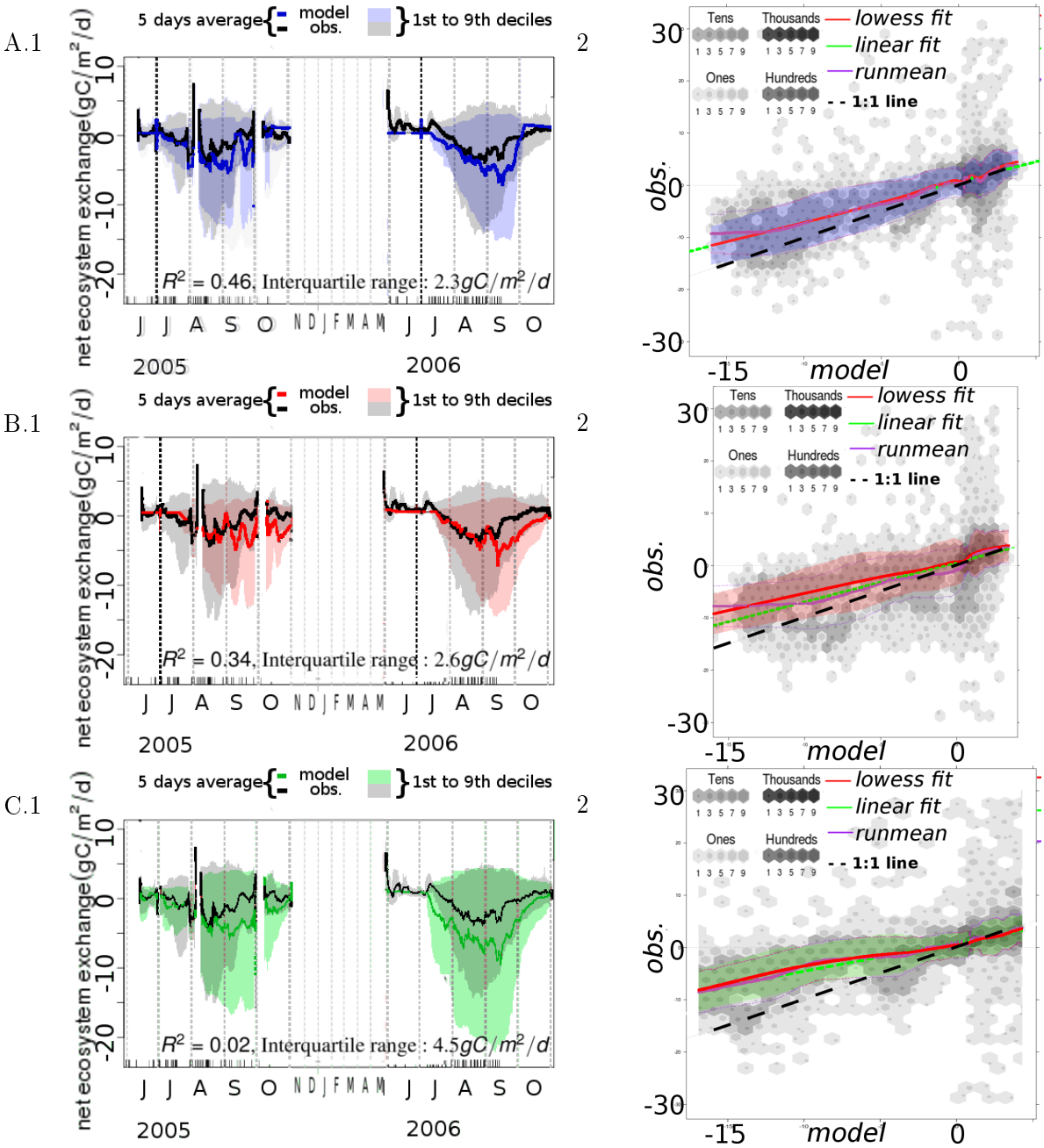


FIGURE 4.21: 1. Dynamique saisonnière des flux nets de CO_2 entre l'écosystème et l'atmosphère (NEE en $gC/m^2/d$) sur le site de jachère de Wankama. Trait : moyenne glissante pour 5 jours (en ne considérant pour le modèle que les pas de temps pour lesquels des mesures étaient disponibles). Les surfaces grisées représentent les flux compris entre les seuils formés par les premier et neuvième déciles pour la même fenêtre glissante de 5 jours. 2. Synthèse d'un nuage de points (observation en fonction du modèle). Nombre de points (nuances de gris), régression linéaire (vert), estimation locale de la moyenne par moyenne glissante (violet) et lissage localement pondéré (LOWESS) et estimation glissante d'un écart type de part et d'autres de chacune de ces estimations. A. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro CWRR. B. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro de Choisnel. C. Version « standard » d'ORCHIDEE avec hydro de Choisnel.

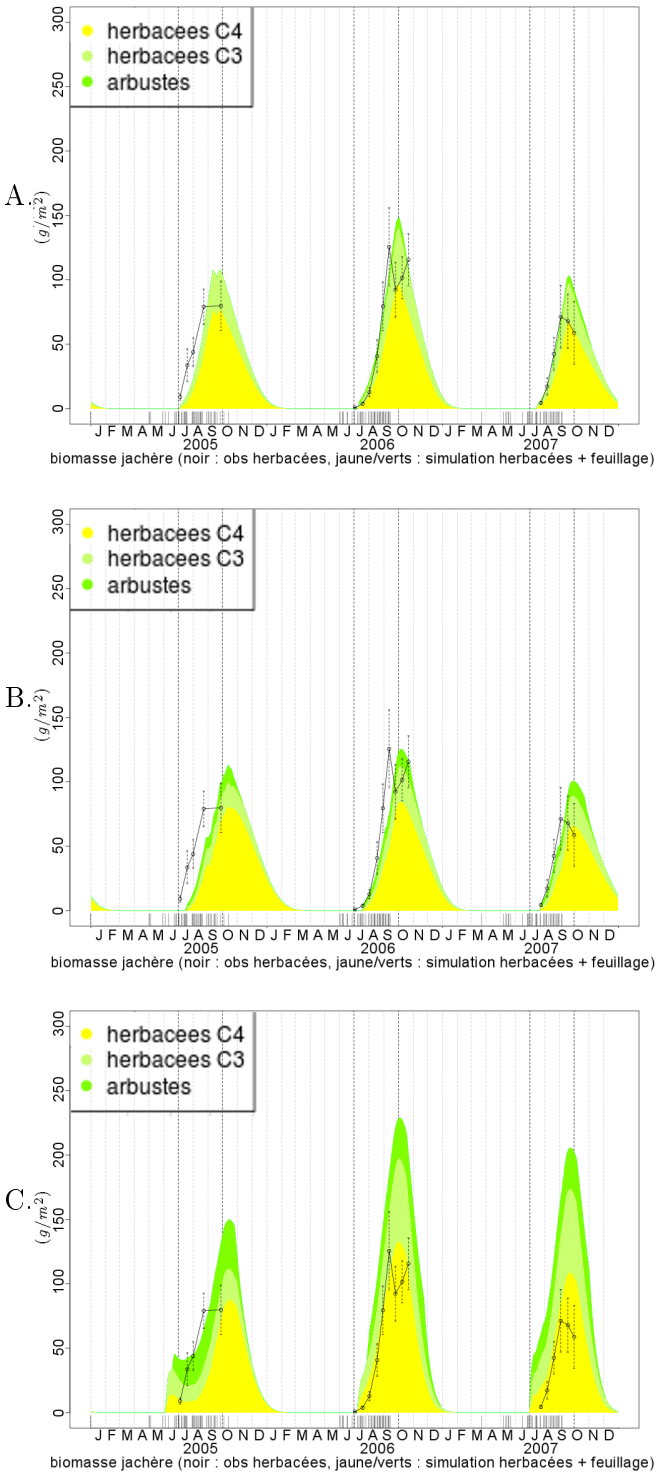


FIGURE 4.22: Dynamique saisonnière de la biomasse aérienne (en gC/m^2) sur le site de jachère de Wankama. Modèle, jaune : herbacées en C4, vert pâle : herbacées en C3, vert plus sombre : feuilles des arbres. Trait noir, mesures limitées aux herbacées, donc comparables à la somme des aires jaune et vert pâle. A. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro CWRR. B. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro de Choisnel. C. Version « standard » d'ORCHIDEE avec hydro de Choisnel.

Réponse aux événements pluvieux. Le modèle avec hydrologie CWRR est beaucoup plus en mesure de représenter le fort flux de chaleur latente observé juste après les événements pluvieux du début de saison. Ce constat apparaît de manière très visible lors de la comparaison des résultats des deux versions du modèle pour le mois de juilllet 2005 et juin 2006, mis en évidence par des crochets verts en figure 4.23 A.1 et B.1.

De manière générale, les écarts entre simulations et mesures par corrélation turbulente au pas de temps semi-horaire sont bien plus faibles pour la version avec hydrologie CWRR (écart interquartile des différences modèle-mesure égal à $31W/m^2$, et coefficient de régression égal à 0.75) qu'avec l'hydrologie de Choisnel ($61W/m^2$ et 0.47 respectivement). Ces résultats de synthèse sont obtenus pour tous les pas de temps pour lesquels des mesures sont disponibles sur le site de Wankama, présenté en figure 4.23 A.2 et B.2.

Comme nous l'avons vu au § 4.4.1.3 et en figure 4.21, lorsque la phénologie et les paramètres hydriques sont adaptés au site, les résultats du cycle du carbone obtenus avec le schéma hydrologique multi-couches sont légèrement meilleurs qu'avec Choisnel. Néanmoins, la différence entre les deux versions reste modeste. Elle est caractérisée par un écart interquartile des différences modèle-mesure de $2.3gC/m^2/d$ avec le schéma CWRR, contre $2.6gC/m^2/d$ avec le schéma de Choisnel. En outre cette amélioration peut partiellement être expliqué par une réduction brutale de la production primaire relativement tôt dans la saison sêche du fait de l'assêchement complet de la colonne du sol avec CWRR. Ce comportement n'est pas réaliste compte tenu de l'hétérogénéité spatiale du paysage et est susceptible de contribuer à l'amélioration des résultats par compensation d'erreur.

4.6 Synthèse du chapitre et version utilisée dans la suite du travail

Le travail réalisé à l'occasion de ce chapitre a porté sur l'exploitation concomitante de l'hydrologie verticalement discrétisée d'ORCHIDEE (CWRR) et de la phénologie dynamique (STOMATE). Après avoir réalisé les ajustements nécessaires pour rendre cette utilisation simultanée fonctionnelle, un premier diagnostic a été effectué en confrontant sur un jeu de 81 sites issus de la base de données FLUXNET cette configuration du modèle et celles dans lesquelles la phénologie est imposée et/ou un schéma hydrologique conceptuel est utilisé. Ce travail a permis de mettre en évidence que l'emploi de l'hydrologie CWRR permettait de réduire les biais en termes de flux de chaleur sensible et de chaleur latente, dans toutes les situations et qu'il n'induisait pas de biais supplémentaire pour les flux de GPP. Il a donc été décidé de poursuivre le travail avec cette version qui permet une meilleure représentation des flux d'évaporation du sol nu comme l'avait souligné [d'Orgeval, 2006]. La suite du chapitre présente la réalisation d'adaptation du modèle à la représentation d'écosystèmes sahéliens. On repart d'adaptation introduites à l'occasion d'un travail antérieur sur le site d'Agoufou [Brender, 2008] (représentation d'un PFT de type herbacées annuelles,...). A la différence de ce premier travail, l'ajustement des paramètres de phénologie est réalisé par optimisation des paramètres phénologiques afin de représenter au mieux le cycle saisonnier d'albédo (pour l'ensemble du spectre solaire, proche infrarouge inclus : les conséquences de ce choix seront mises en évidence au chapitre suivant). Par ailleurs, une exploration de l'espace des paramètres contrôlant l'hydrologie du sol a également été réalisée. Elle a permis de montrer que le modèle n'était pas capable de représenter une avancée réaliste du front d'humectation avec des paramètres de sable, et qu'il est capable d'obtenir des résultats beaucoup plus conformes aux observations avec

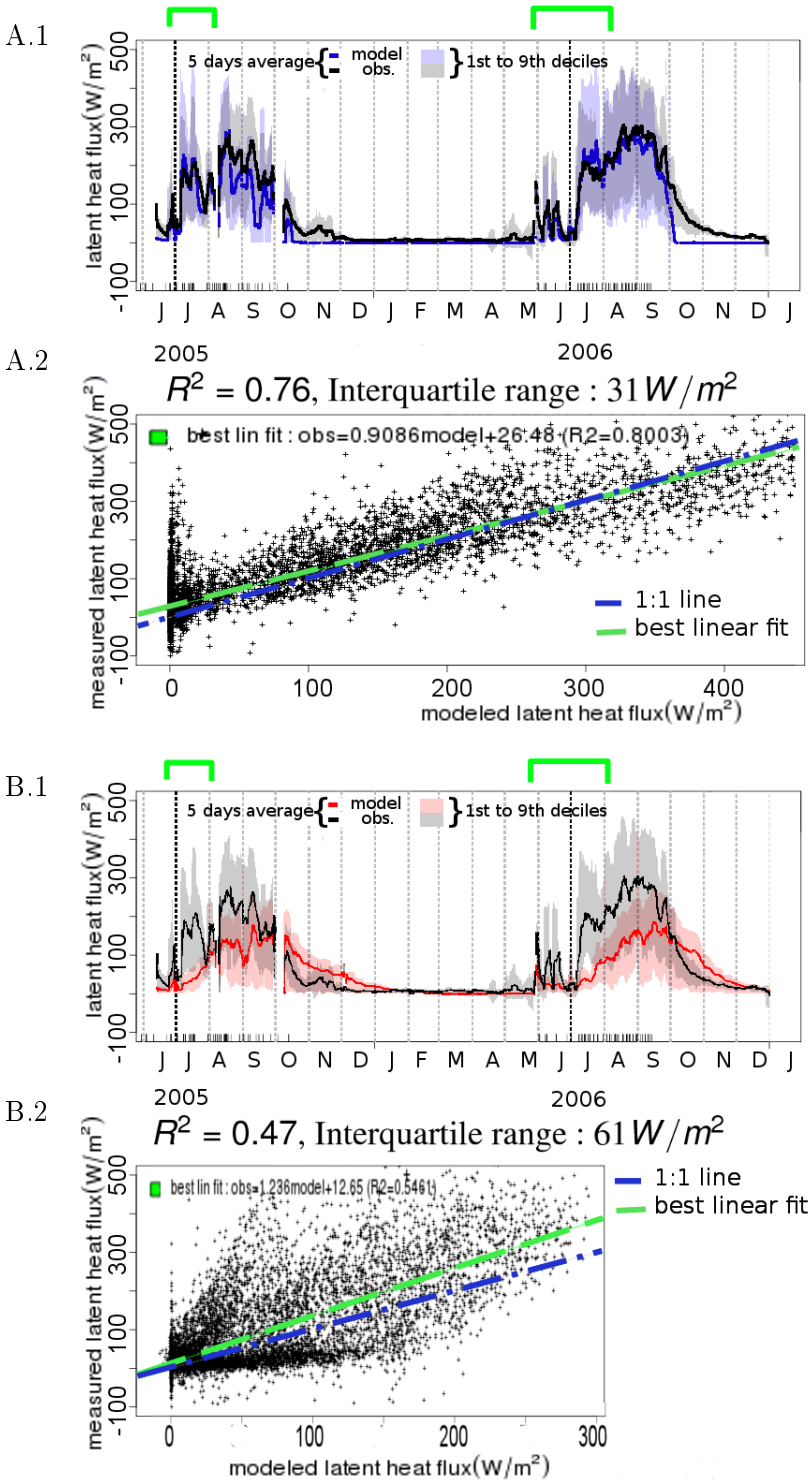


FIGURE 4.23: Dynamique saisonnière du flux de chaleur latente (LE en W/m^2) pour le site de Wankama. Trait : moyenne glissante pour 5 jours (en ne considérant pour le modèle que les pas de temps pour lesquels des mesures étaient disponibles). Les surfaces grisées représentent les flux compris entre les seuils formés par les premier et neuvième déciles pour la même fenêtre glissante de 5 jours. A. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro CWRR. B. Version utilisée dans cette étude avec schéma hydro de Choisnel.

des paramètres correspondant à un sol limono-argileux. Enfin, différentes analyses sont proposées pour évaluer la capacité du modèle à représenter la dynamique des différentes composantes du bilan énergétique et du bilan de carbone au cours des heures suivant un événement pluvieux et à l'échelle saisonnière. On peut en particulier retenir :

- la capacité accrue de la nouvelle version du modèle à représenter la variabilité du flux de chaleur latente, et notamment les pics d'évaporation du début de la saison quand l'indice foliaire est faible, est une caractéristique qui n'est pas partagée par la version conceptuelle du schéma hydrologique. La différence s'explique par l'incapacité du module de Choisnel à représenter l'évaporation du sol nu lorsque les couches les plus superficielles peuvent se dessécher, puisqu'il ne rend pas compte des effets de remontée capillaire. Comme le flux de transpiration est moins impacté par le changement de version, et que c'est ce dernier qui devient dominant plus tard dans la saison (et qui est couplé plus directement au flux de GPP), cet avantage du schéma hydrologique verticalement discrétisé ne se traduit pas en mêmes proportions sur la représentation des flux de carbone.
- l'impossibilité de trouver un ajustement de la phénologie satisfaisant en utilisant une version dans laquelle la sénescence ne peut intervenir que par une contrainte hydrique. Devant l'importance de la sélection génétique lors des années sèches dans ce constat, plusieurs méthodes mériteraient d'être évaluées, en appliquant différents algorithmes aux approximations du cycle phénologique qu'il est possible d'estimer grâce à la télédétection afin d'aboutir à une représentation satisfaisante des écosystèmes dans lesquels les herbacées annuelles sont majoritaires.

La version développée à l'occasion de ce chapitre est utilisée (et comparée à la version standard d'ORCHIDEE) dans le seconde partie du chapitre suivant. Elle se distingue principalement des versions plus standards d'ORCHIDEE par :

- la possibilité d'activer l'usage de l'hydrologie multi-couches en même temps que STOMATE
- l'usage d'une résolution analytique du couplage entre conductance stomatique et production primaire brute pour les plantes en C3
- l'utilisation de caractéristiques phénologiques susceptibles de représenter des graminées annuelles.
- la modification de différents paramètres à partir des travaux d'ajustement qui ont été entrepris. Parmi ceux-ci, il faut en particulier retenir ceux de la hauteur de rugosité des ligneux.

5

Application du modèle à l'échelle régionale avec le forçage ALMIP, ERA-WATCH et CRUNCEP

The modeling should be driven by asking : « What are the simplest nonlinearities or nonlocalities that should be present ? [...] The inclusion of too many processes and parameters will obscure the desired qualitative understanding. Every good model starts from a question. The modeler should always choose the correct level of detail to answer the question.

Nigel Goldenfeld. *Simple lessons from Complexity (1999).*

Many of our models are more elaborate than they need be, and this is, I believe, the prime reason why it is difficult for the field as a whole to focus efficiently on a small number of models. If a particular scheme seems unnecessarily baroque, why should I use it as a basis for my own research ? What lasting value will my study have ?

Isaac Held. *The Gap between Simulation and Understanding in Climate Modeling.*

Dans ce chapitre, le modèle est employé à l'échelle régionale (Afrique de l'Ouest) dans plusieurs objectifs. Le premier est d'évaluer l'importance de la variabilité interne du modèle pour un forçage donné résultant des fonctionnements à seuils utilisés pour modéliser la phénologie. Le second est de fournir une première évaluation de l'intérêt des développements présentés au chapitre précédent, tant pour la représentation des steppes sahéliennes que dans celles des autres écosystèmes d'Afrique de l'Ouest pour lesquels la disponibilité hydrique constitue un des facteurs contraignant la croissance végétale.

5.1 Les données de forçage et de validation

5.1.1 Forçages

Afin de réaliser ce travail, nous avons employé différents jeux de forçages.

Il s'agit de :
- ALMIP : un produit spécialement conçu dans le cadre d'un exercice d'intercomparaison de modèles sur la région d'étude. Ce jeu de données, couvrant la période 2002-2007, est décrit dans Boone et al. [2009].
- CRUNCEP : une correction des biais mensuels de la réanalyse NCEP par les valeurs mensuelles du jeu de données CRU [Viovy, 2011]. Disponible pour les années 1901-2009.
- IERA : des réanalyses ERA interim. Le jeu de données employé couvre la période 1989-2007 [Dee et al., 2011].

5.1.1.1 Forçage ALMIP [Boone et al., 2009]

Ce forçage météorologique a une durée de 6 ans : 2002 à 2007. Ils se base essentiellement sur les résultats du modèle du centre européen de prévision à court terme (ECMWF), que ce soit pour la température de l'air, l'humidité spécifique, le vent et la pression atmosphérique à 2m (pour éviter toute confusion, il faut bien noter qu'il ne s'agit en l'occurence pas de réanalyses, mais du modèle direct de l'ECMWF). Les forçages de rayonnement incident (courtes et grandes longueurs d'onde) étaient ceux du modèle de l'ECMWF en 2002-2003, mais ont été remplacés par les estimations basées sur l'analyse de produit de télédétection et notamment les réflectances de SEVIRI [1] (OSI-SAF [2] en 2004 contraint par une seule bande de fréquence, et LAND-SAF [3] dont l'algorithme en utilise trois, à partir de 2005 [Geiger et al., 2008; Schulz et al., 2009]). Enfin, le produit de précipitations employé était TRMM 3B-42 [Huffman et al., 2007], avec pour principal objectif de corriger le biais important du modèle du centre de prévision européen pour lequel le front de mousson ne pénètre pas assez à l'intérieur des terres. TRMM 3B-42 combine les estimations par les senseurs dans l'infra-rouge et le micro-onde de TRMM corrigées à l'échelle mensuelle par les données de réseaux de mesure au sol, et sont disponibles avec un pas de temps de 3heures. Des comparaisons avec des produits issus des seules mesures au sol ont été effectuées (voir par exemple [Nicholson et al., 2003]).

5.1.1.2 Forçage CRUNCEP [Viovy, 2011]

Ce forçage climatique a été créé par Nicolas Viovy et constitue une combinaison du forçage mensuel CRU TS 3.2 à 0.5^o de résolution [Mitchell and Jones, 2005] couvrant la période 1901-2002, et les résultats d'analyse de NCEP à 2.5^o et pas de temps élémentaire de 6 heures, ayant commencé en 1948 et disponible en quasi temps réel. CRU-NCEP est un jeu de données à 0.5^o de résolution, qui conserve la variabilité jour à jour apportée par NCEP tout en respectant les résultats mensuels de CRU. Ce dernier jeu de données

1. instrument Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager à bord de satellites de deuxième génération de Météosat
2. Ocean Sea Ice Satellite Application Facillity
3. Land Satellite Application Facility

présente l'avantage de remonter jusqu'en 1901, et, d'autre part, d'être basé directement et exclusivement sur les mesures au sol. Si ces derniers sont disponibles à une résolution de 0.5^o, il faut toutefois noter que le produit ne permet pas toujours de bien rendre compte de la variabilité spatiale à cette résolution. En effet, les résultats des huit stations de mesures les plus proches, pondérées par leur distance et répartition angulaire par rapport au centre du point de grille considéré sont utilisées dans la limite des distances caractéristiques de corrélation employées qui sont de plusieurs centaines de kilomètres. Autrement dit, le même jeu de données est susceptible d'avoir été utilisé pour plusieurs points voisins. Voir par exemple l'annexe C C pour une estimation très rapide de l'incertitude sur les cumuls annuels à laquelle on est en droit de s'attendre pour ce jeu de données.

5.1.1.3 Forçage IERA [Dee et al., 2011; Berrisford et al., 2011]

Les réanalyses du centre européen de prévision météorologique à moyen terme (ECMWF) ont été le dernier jeu de données dont nous avons fait usage. Si des biais dans l'assimilation de données de télédétection ont été améliorés par rapport à la réanalyse précédente ERA-40, ces derniers produits continuent à présenter des précipitations plus faibles au Sahel que les autres jeux de données utilisés ici (voir également Hourdin et al. [2010] qui montrait que les cumuls annuels de précipitations ne sont pas plus satisfaisants dans les réanalyses disponibles à ce jour que dans les modèles de circulation générale actuels). Le jeu de données employé correspond à une interpolation à trois heures de l'analyse à intervalles de six heures avec la version de septembre 2006 du modèle de prévision du temps opérationnel de l'ECMWF (version 31r2 ECMWF [2007]). Les données ont été enfin interpolées sur une grille régulière en latitude et longitude de 0.72 degrés à partir de la grille gaussienne réduite [4] utilisée par le modèle.

5.1.2 Validation : NDVI

Ce travail a été réalisé avec un produit de NDVI basé sur les données collectées par les satellites AVHRR de la NOAA : GIMMS_{3g} (publication détaillant précisément le produit à venir, voir Raynolds et al. [2011] pour un exemple d'utilisation). Il s'agit d'une mise à jour du produit GIMMS basé sur les données « Global area cover »(sous sélection de 4 pixels sur 15 pour des questions de stockage sur le satellite, représentant une couverture spatiale d'environ 4km sur 1km au NADIR), replacé sur une grille à 4x4km par une mise en correspondance directe du plus proche voisin. Dans un second temps, le produit à 8x8km est obtenu par sélection du sous pixel à 4x4km dont la valeur est la plus élevée. Les composites temporels sur 15 jours sont obtenus en sélectionnant la valeur maximale de NDVI obtenue sur la dite fenêtre temporelle. Les données sont ajustées avec des paramètres spécifiques pour chaque satellite notamment en se basant sur l'invariance attendue du produit pour des cibles en zone désertique, tandis que les effets d'illumination et d'angle de vue ont été corrigés par une décomposition en EMD (Empirical Mode Decomposition), les effets des aérosols volcaniques corrigés pour les périodes 1982-1984 et 1991-1994. Enfin et diminution du bruit dû aux nuages est effectuée par krigeage (voir description synthétique et détaillée en table 1 de [Baldi et al., 2008] et les références citées dans cet article). Enfin, un dernier ajustement est effectué en confrontant les données obtenus à celles de MODIS, de sorte que la dynamique soit du même ordre de grandeur que celle obtenu avec les satellites MODIS, dont les bandes spectrales sont plus fines et la résolution spatiale améliorée [Raynolds et al., 2011].

4. contenant moins de points en longitude à l'approche des pôles

5.2 Instabilité numérique affectant la représentation de la phénologie des plantes

Lors de l'initialisation de l'eau du sol et du contenu en carbone du sol (« spinup » [5]) sur le site de Wankama, la dynamique du cycle foliaire ne coïncidait pas exactement d'une répétition à l'autre et différait de temps en temps très fortement sans périodicité évidente. Autant de phénomènes caractéristiques d'un comportement chaotique.

Il était donc intéressant de quantifier l'importance du phénomène : déterminer s'il n'intervenait que dans des situations très particulières et de manière marginale ou s'il ne pouvait être négligé lorsque le modèle ORCHIDEE est appliqué à des écosystèmes dont la croissance est modulée par le contenu en eau du sol, comme ceux d'Afrique de l'Ouest.

Ce diagnostic a été effectué par l'analyse des résultats du modèle sur un transect Nord-Sud s'étendant du golfe de Guinée (0°N) jusqu'au Sahara (18°N) et aux longitudes qui encadrent le Bénin (1.5^{o}E-3.5^{o}E) pour un assemblage fixe de types fonctionnels de plantes (50% herbacées C3, 25% herbacées C4, 17% arbres « raingreen », 8% sol nu : assemblage utilisé pour les simulations à Wankama) et une texture et classe d'albédo du sol constante (sableuse) - y compris pour les points d'océan - ; l'objectif n'étant pas de confronter les résultats aux observations, mais de procéder à un test de sensibilité sur une vaste gamme de forcages pluviométriques en étant certain de la cohérence avec les forçages d'humidité relative, température,.... Le choix d'un tel transect permet d'évaluer la réponse du module de phénologie d'ORCHIDEE pour une vaste gamme de régimes de pluies. La variabilité de la réponse du module de phénologie a été quantifiée en tournant en boucle sur une année du forçage ALMIP (2002) décrit dans la section précédente.

Il s'agit d'une situation dans laquelle un modèle purement déterministe sans effet à retard reproduirait à chaque fois exactement les mêmes résultats. Si les équations d'ORCHIDEE sont déterministes, elles incluent des effets à retard dans la représentation de la phénologie, permettant l'apparition de comportements périodiques et d'autres apparemment plus chaotiques.

Cette analyse a été effectuée pour différentes versions du modèle qui ne se distinguent que par les fonctions de contrôle induisant le démarrage du cycle foliaire.

- v33 : phénologie de type « moi » [6] pour les arbres tropicaux à feuillage saisonnier (raingreen) et de type « moigdd » [7] pour les herbacées. Les fonctions de contrôle de la phénologie par l'humidité du sol sont les suivantes : un démarrage de la saison de croissance est rendu possible lorsqu'une durée depuis le jour où le minimum annuel de la fonction de stress hydrique hebdomadaire a été atteint ou si un contenu en eau du sol très élevé et indépendant du site a été dépassé. De plus des fonctions dites de « régulation »empêchent que la saison de croissance ne commence moins de 10 mois avant le début de la précédente, et avant qu'une période de « dormance » de deux mois ait eu lieu. Cette dormance est définie comme la période durant laquelle la production primaire brute journalière reste inférieure à 20% de la valeur maximale obtenue au cours de l'année précédente. Il s'agit du type de phénologie employé par

5. mise à « l'équilibre »avec les conditions climatiques au cours des années de forçage climatique et prise en compte de l'évolution au cours du temps des concentrations atmosphériques en CO_2

6. acronyme pour : « moisture-driven »

7. acronyme rappelant qu'une unique paramétrisation avec fonctions de contrôles multiples est employée pour représenter tant les herbacées tropicales que tempérées et boréales : « driven by moisture and growing degree days »

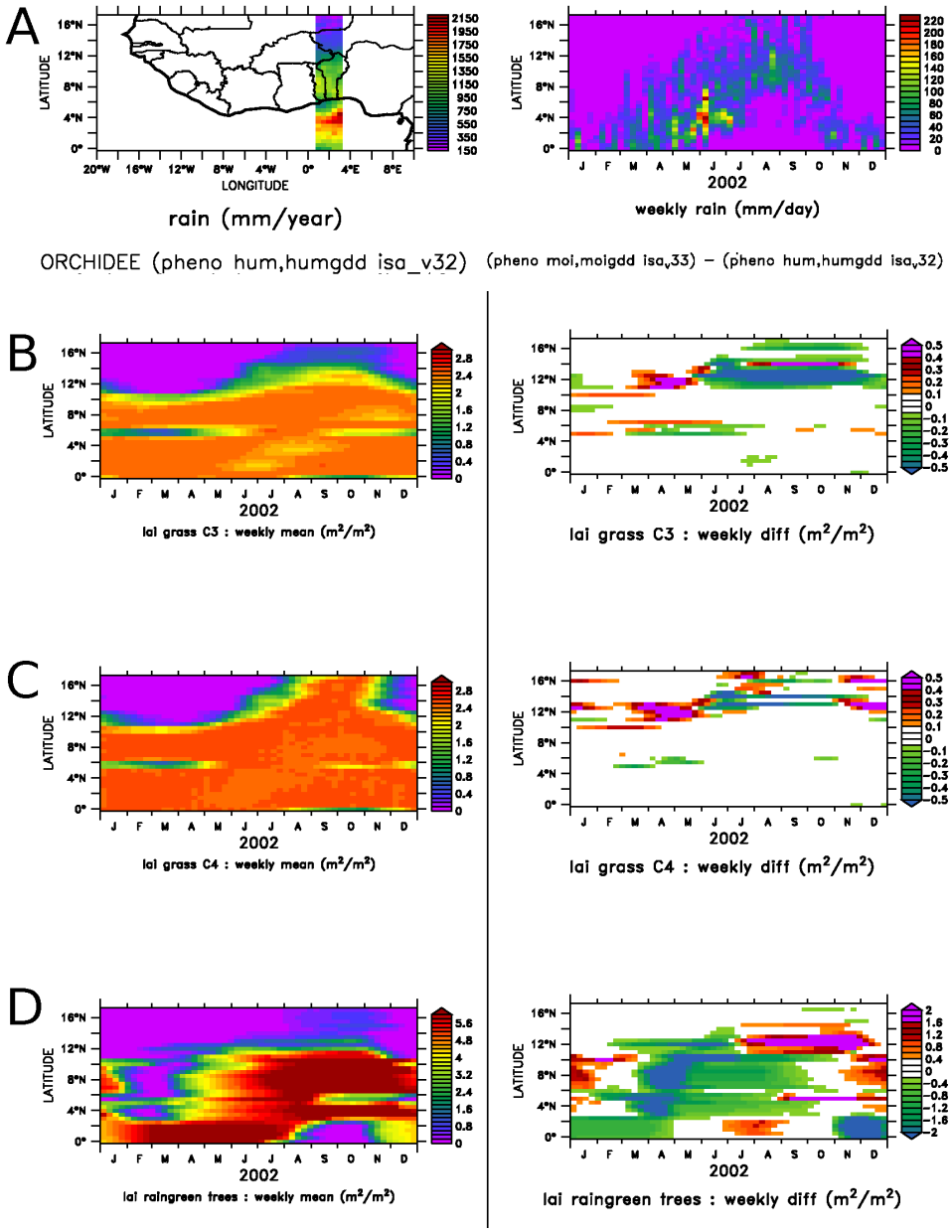


FIGURE 5.1: A. Carte de précipitations annuelles pour le transect étudié et diagramme de Hovmöller pour les précipitations (moyenne zonale entre 1.5 et 3.5°E). B.-D. (gauche) Cycle saisonnier (en moyenne zonale) de l'indice foliaire simulé avec une phénologie de type hum/humgdd (voir texte). (droite) Différence entre la moyenne zonale de l'indice foliaire simulée par une phénologie de type hum/humgdd et celle obtenue avec une phénologie de type (moi/moigdd) avec les paramétrisations par défaut. B. Herbacées à photosynthèse en C3. C. Herbacées à photosynthèse en C4. D. Arbres tropicaux à phénologie saisonnière contrôlée par le stress hydrique (raingreen trees).

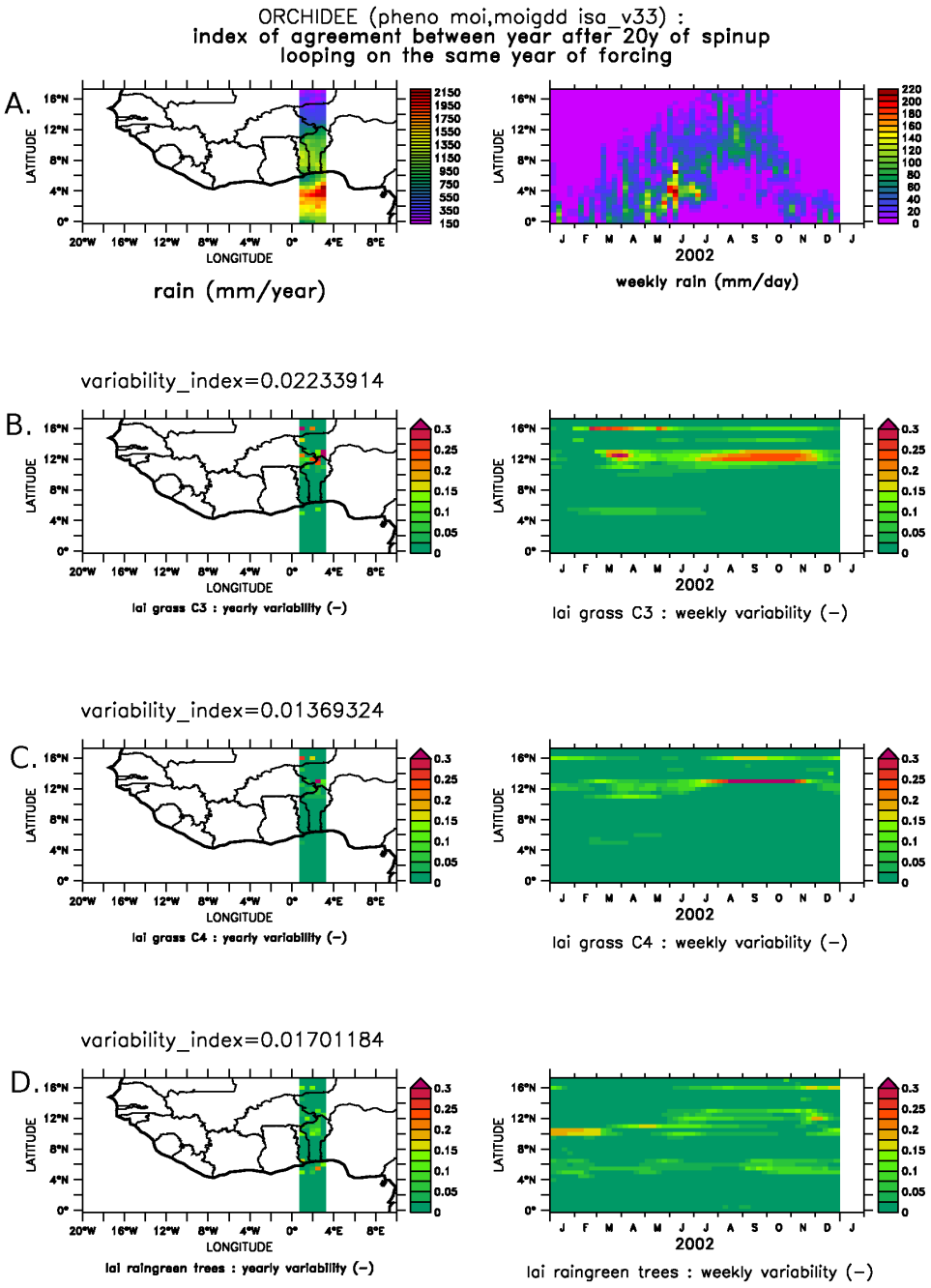


FIGURE 5.2: Résultats obtenus avec une phénologie de type moi/moigdd (voir texte). A. Carte de précipitations annuelles pour le transect étudié et diagramme de Hovmöller pour les précipitations (moyenne zonale entre 1.5 et 3.5°E). B.-D. (gauche) Moyenne temporelle de l'écart type entre répétitions sur le forçage de 2002 divisé par l'indice foliaire maximum au même point (10 répétitions après 20 ans de mise à l'équilibre de l'eau du sol) et (droite) moyenne zonale pour le même indice de variabilité. B. Herbacées à photosynthèse en C3. C. Herbacées à photosynthèse en C4. D. Arbres tropicaux à phénologie saisonnière contrôlée par le stress hydrique (raingreen trees).

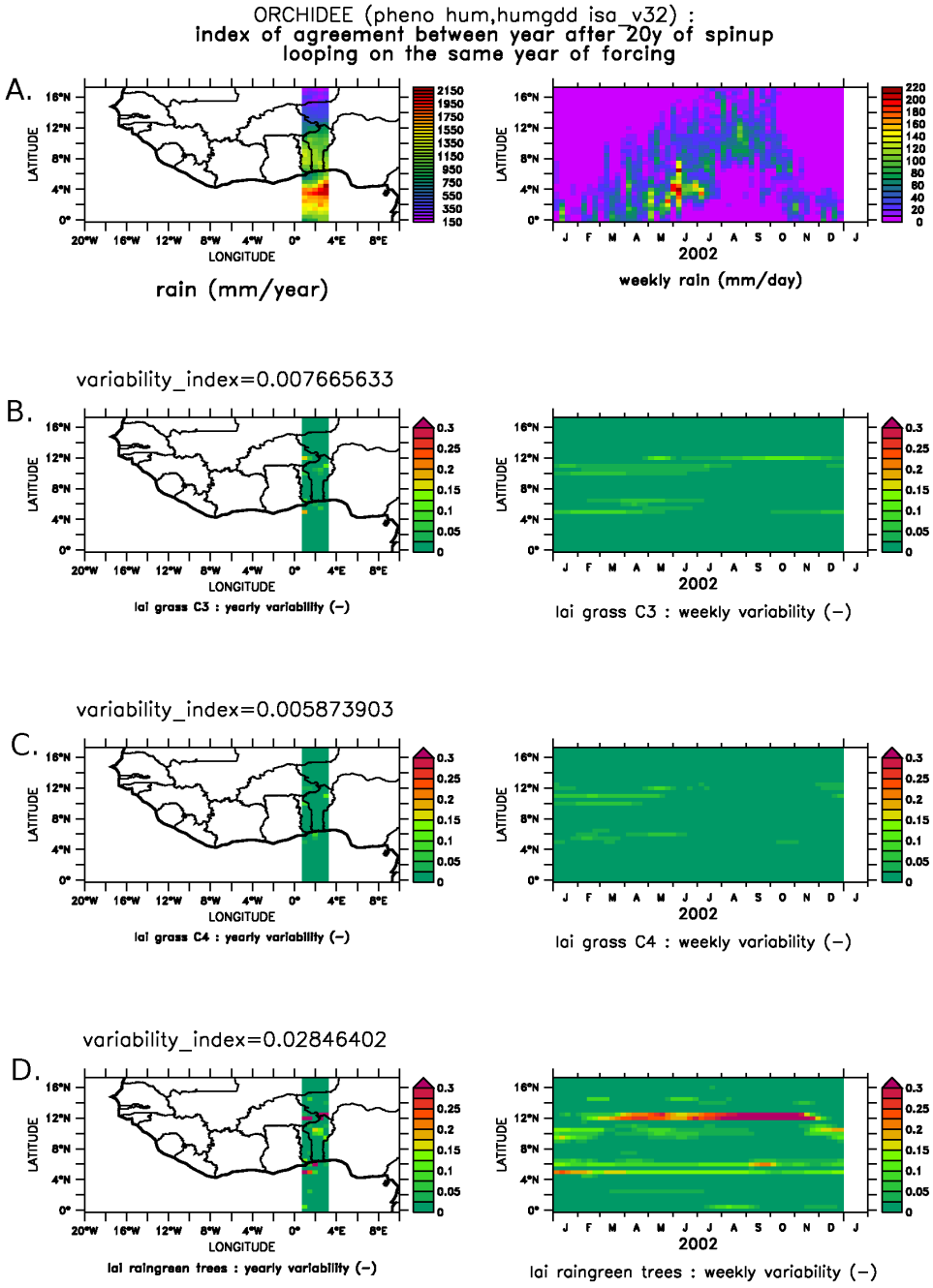


FIGURE 5.3: Résultats obtenus avec une phénologie de type hum/humgdd (voir texte). A. Carte de précipitations annuelles pour le transect étudié et diagramme de Hovmöller pour les précipitations (moyenne zonale entre 1.5 et 3.5°E). B.-D. (gauche) Moyenne temporelle de l'écart type entre répétitions sur le forçage de 2002 divisé par l'indice foliaire maximum au même point (10 répétitions après 20 ans de mise à l'équilibre de l'eau du sol) et (droite) moyenne zonale pour le même indice de variabilité. B. Herbacées à photosynthèse en C3. C. Herbacées à photosynthèse en C4. D. Arbres tropicaux à phénologie saisonnière contrôlée par le stress hydrique (raingreen trees).

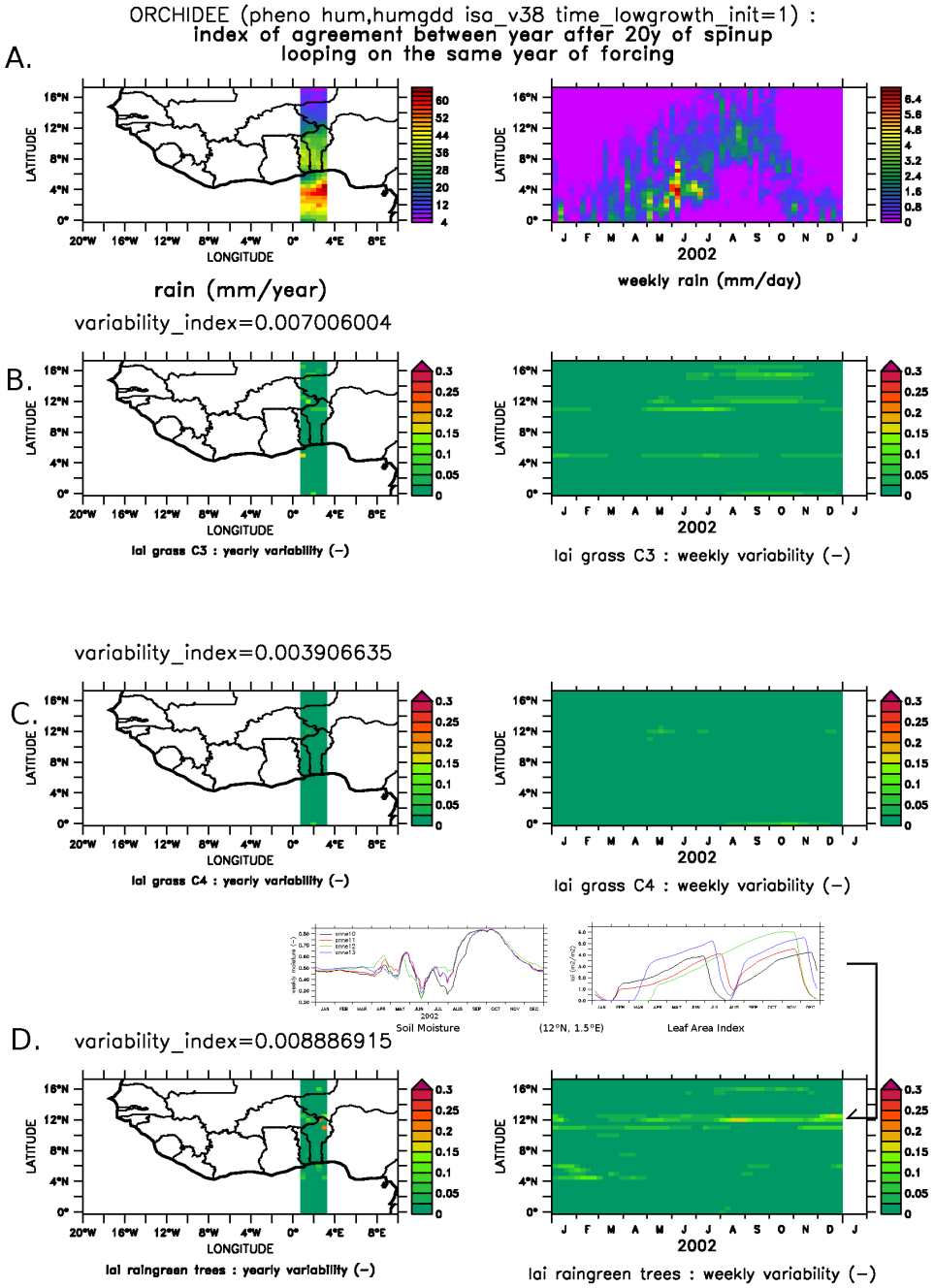


FIGURE 5.4: Résultats obtenus avec une phénologie de type hum/humgdd en désactivant les fonction de dormance et de régularisation (voir texte). A. Carte de précipitations annuelles pour le transect étudié et diagramme de Hovmöller pour les précipitations (moyenne zonale entre 1.5 et 3.5°E). B.-D. (gauche) Moyenne temporelle de l'écart type entre répétitions sur le forçage de 2002 divisé par l'indice foliaire maximum au même point (10 répétitions après 20 ans de mise à l'équilibre de l'eau du sol) et (droite) moyenne zonale pour le même indice de variabilité. B. Herbacées à photosynthèse en C3. C. Herbacées à photosynthèse en C4. D. Arbres tropicaux à phénologie saisonnière contrôlée par le stress hydrique (raingreen trees). En encart entre C. et D., le cycle annuel d'humidité du sol et d'indice foliaire pour le point de grille 12°N, 1.5°E (années numérotées après le spinup initial de 20 ans).

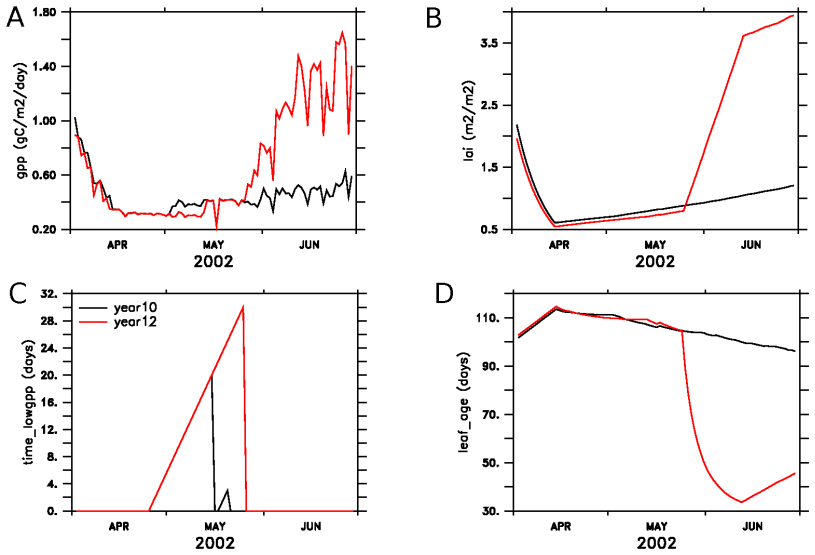


FIGURE 5.5: Mise en évidence d'une instabilité due à la représentation des effets de dormance. A. Production primaire journalière. B. Indice foliaire. C. Compteur du nombre de jours contigus pendant lesquels la production primaire brute est inférieure à 20% du maximum de la saison précédente. D. Age moyen des feuilles composant la strate herbacée.

défaut dans ORCHIDEE (la figure 5.2 présente l'importance des fluctuations dans ce cas là.

- v32 : phénologie de type « hum-humgdd » [8] : similaire à la précédente, à la différence que le critère imposant une durée minimale après le minimum d'humidité du sol est remplacé par un critère de dépassement d'un seuil hydrique qui est une pondération du minimum et maximum simulés au cours de l'année précédente (cf figure 5.3). Cette phénologie est également implémentée dans le code, mais n'est pas employée par défaut.
- v38 : phénologie de type « humgdd »dans laquelle les effets de dormance et de régulation de l'intervalle entre deux saisons de croissance sont supprimés (cf figure 5.4).

Les fonctions employées pour déterminer l'augmentation de la conversion des feuilles et tiges en litière (fonction de « turnover » des graminées) et l'entrée en sénescence (translocations vers les organes de réserve pour les types de plantes pérennes,...) de tous les types fonctionnels de plantes cités précédemment sont identiques et se basent sur des critères de diminution de l'humidité du sol (des fonctions de stress hydriques pour être plus précis) sous des seuils d'humidité dépendant du minimum et du maximum d'humidité observés au même site l'année précédente.

On caractérise la variabilité entre années successives (10 réplications) après une initialisation des variables du modèle et particulièrement de l'eau du sol par une simulation de 20 ans. L'indice considéré est l'écart type de la valeur hebdomadaire de l'indice foliaire entre répétitions divisé par l'indice foliaire maximal du cycle foliaire annuel moyen.

Le calcul de la moyenne spatio-temporelle de cet indice (voir valeurs en figures 5.3, 5.2 et 5.4) montre que l'impact de la variabilité de phénologie induit des écarts au comportement

8. acronyme pour humidity driven

moyen qui restent relativement marginaux à l'échelle du transect étudié, de l'ordre de un à deux pour cent. Plus localement, l'effet peut toutefois être beaucoup plus marqué comme constaté récemment lors de l'usage d'ORCHIDEE pour simuler les échanges de carbone sur un site de Miombo au Mozambique (communication personnelle : Makato Saito) pour lequel le type fonctionnel de plantes (tropical raingreen trees) était également employé. Dans ce cas là, les conditions de stress hydrique permettaient un redémarrage à intervalle de moins d'un an et la limitation à dix mois entre deux saisons de croissances successives induisait un décalage progressif du début de la saison de croissance jusqu'à ce qu'une année de croissance soit ignorée, les fonctions de régularisation ne permettant le démarrage qu'au milieu de la saison sèche.

La variabilité indésirable des résultats est légèrement plus faible lorsqu'on utilise une phénologie de type humgdd 5.3, et les résultats sont surtout nettement améliorés de ce point de vue lorsque qu'on relâche la contrainte sur la durée minimale séparant deux saisons de croissance et sur la durée de la période de dormance (figure 5.4). En effet, ces contraintes qui visent à régulariser la réponse du modèle (communication personnelle : Nicolas Viovy) ont pour effet non souhaité d'empêcher tout démarrage de la saison par le modèle au bout d'un certain nombre d'itérations après des décalages progressifs du début de la saison de croissance (cas du site de Chitengo au Mozambique). Elles peuvent aussi déclencher un démarrage rapide de la saison de croissance grâce à l'allocation de carbone à partir de réserves dans certains cas et pas dans d'autres pourtant similaires à cause des seuils employés pour représenter les effets de « dormance ». Un exemple de tel comportement divergeant à partir de situations voisines et du même jeu de forçage est donné en figure 5.5. A côté des complications que le recours à des seuils induit sur les approches d'assimilation de données développées au laboratoire, il s'agit là d'une raison de plus pour laquelle l'emploi de fonctions de réponses à seuils ne semble pas souhaitable dans un modèle dont l'objectif principal est de rendre compte des échanges entre surface continentale et atmosphère à des résolutions où la variabilité sous-maille restera forte de toutes façons. Cette hétérogénéité du paysage ne rendant pas réaliste des transitions aussi brusques.

La représentation du cycle foliaire annuel sur le transect étudié (figure 5.1) permet de mettre en lumière les zones dans lesquelles le basculement d'un modèle phénologique à l'autre induit les plus forts changements de cycle foliaire saisonnier (et donc de production primaire, d'échange net de carbone entre l'écosystème et l'atmosphère,...) avec les jeux de paramètres employés par défaut dans ORCHIDEE. Ceci permet aussi de constater que l'avantage compétitif dont les graminées en C4 bénéficient dans les conditions de stress hydrique fort semble vraisemblablement surestimé, puisqu'elles arrivent à atteindre l'indice foliaire maximal prescrit par le modèle jusqu'à 17°N, pour des pixels où la pluviosité annuelle est seulement de 234mm/an dans le forçage ALMIP utilisé (même pondéré par la fraction de sol qui leur est alloué, cela fait tout de même un LAI dépassant 0.6 et une valeur bien plus élevée serait simulée par le modèle si toute la surface était recouverte par des C4).

5.3 Confrontation des estimations de la variabilité inter-annuelle de la biomasse aérienne aux mesures de télédétection (NDVI,...)

5.3.1 Méthodes

5.3.1.1 Configurations du modèle

Dans cette section, les trois configurations du modèle ORCHIDEE présentées au chapitre précédent sont utilisées à nouveau. Il s'agit :

- de la version d'ORCHIDEE avec hydrologie CWRR dont les paramètres hydriques, de phénologie et de productivité ont fait l'objet d'ajustements dans le cadre du travail présenté dans le chapitre précédent.
- d'une version qui se distingue de la précédente uniquement par le schéma d'hydrologie du sol employé : le modèle de Choisnel.
- d'une version aussi « standard » que possible d'ORCHIDEE, qui est notamment utilisé dans les simulations couplées effectuées dans la perspective du prochain rapport du GIEC.

5.3.1.2 Analyse du cycle saisonnier de fPAR et de NDVI

Dans ce travail, les valeurs de fPAR du modèle sont comparées aux données de NDVI. Cette comparaison est plus satisfaisante que celle du LAI du modèle au NDVI ou une transformation du NDVI en un produit de LAI, du fait de la non linéarité de la relation entre NDVI et indice foliaire et de la saturation du signal de NDVI lorsque la couverture végétale est très élevée.

Le fPAR du modèle a été déduit du LAI simulé par une relation de la forme :

$$fPAR = 1 - exp\left(-0.5\sum_{k=1}^{13}(LAI(k) * maxvegetfrac(k))\right)$$

sans tenir compte des effets directionnels discutés au chapitre précédent.

Pour chaque saison de croissance, les indices suivants sont calculés :

- SOS (start of growing season) : le jour considéré comme marquant le début de la saison de croissance.
- EOS (end of growing season) : le jour pour lequel la fin de la saison de croissance est diagnostiquée.
- LOS (length of growing season) : la durée de la saison de croissance
- $cumfPAR/cumNDVI$: l'intégrale du fPAR/NDVI entre les jours SOS et EOS
- $cumfPARomean/cumNDVIomean$: la somme du fPAR/NDVI entre les jours SOS et EOS en excès par rapport à la moyenne du fPAR pour ces deux dates
- $cumfPARomin/cumNDVIomin$: l'intégrale du fPAR/NDVI entre les jours SOS et EOS en excès par rapport à la valeur minimale du cycle saisonnier moyen
- $meanfPAR$: le fPAR/NDVI moyen au cours de l'année calendaire

- $maxfPAR$: la valeur de fPAR/NDVI correspondant au neuvième décile du fPAR/NDVI (interpolé au pas de temps journalier) pour disposer d'un indice plus robuste que le maximum.

L'algorithme employé pour obtenir les valeurs de SOS, EOS, $cumfPAR$ et $maxfPAR$ fonctionne en trois étapes successives :

1. la première étape consiste à identifier le(s) minimum et le(s) maximum du cycle annuel moyen pixel par pixel (courbe noire en trait épais des exemples 5.6 A et C). Est détectée ici comme maximum [minimum] toute valeur de fPAR ou NDVI dépassant le fPAR ou NDVI annuel moyen et constituant un maximum [minimum] local sur une fenêtre de 2 mois. Si deux maxima [minima] locaux se suivent sans être séparés par un minimum [maximum], seul celui pour lequel le fPAR/NDVI a la plus grande [petite] valeur est retenu. Les sites pour lesquels un seul minimum et un seul maximum est retenu pour le cycle annuel sont systématiquement traités comme n'ayant qu'une saison de croissance, pour les autres, l'algorithme analyse année par année si un découpage en deux saisons de croissance est pertinent. Par souci de simplicité, ne sera détaillée dans la suite du texte que la manière dont les sites pour lesquels il n'y a qu'une saison de croissance par an sont analysés. En outre, les points pour lesquels l'amplitude du cycle saisonnier moyen de NDVI est inférieure à 0.075 [9] sont écartés. Une valeur seuil plus basse, 0.03, est utilisée pour seuil pour le fPAR du modèle car celui-ci est moins bruité.
2. par la suite, les minima et maxima de chacune des saisons de croissance sont diagnostiqués. La principale contrainte est de s'assurer que la prise en compte de la saison de croissance est complète quel que soit le moment à laquelle elle débute, et elle s'achève. La solution adoptée consiste à considérer une fenêtre de 16 mois s'ouvrant deux mois avant le minimum global diagnostiqué précédemment et se fermant l'année suivante deux mois après le même minimum global. Le minimum de l'année étudiée en particulier est recherché dans une fenêtre de plus ou moins deux mois autour de la date du minimum global détecté au cours de l'étape précédente. Par contre, le maximum de l'année étudiée correspond au maximum global sur toute la période séparant les deux minimums ainsi détectés. Cette méthode donne des meilleurs résultats pour les sites du Nord de la zone guinéenne qu'une détection ne cherchant qu'autour du maxima du cycle saisonnier moyen plus ou moins deux mois.
3. enfin les indices décrits précédemment sont calculés :
   - SOS : le jour de démarrage de la saison de croissance est celui pour lequel le fPAR (ou NDVI) dépasse pour la première fois la moyenne entre le fPAR (ou NDVI) du minimum par lequel commence la saison de croissance et le maximum de fPAR (ou NDVI).

$$SOS = min(i), fPAR(i) > 0.5(fPAR_min_{debut\ saison} + fPAR_max_{saison})$$

   - EOS : le jour d'achèvement de la saison de croissance est le dernier pour lequel le fPAR vaut plus que la moyenne du maximum et du minimum par lequel se ferme la période considérée.

$$EOS = max(i), fPAR(i) > 0.5(fPAR_min_{fin\ saison} + fPAR_max_{saison})$$

   - LOS : la durée de la saison de croissance est estimée par simple différence des jours EOS et SOS.

9. valeur ajustée pour être la plus petite possible pour laquelle peu de points à deux saisons de croissance sont détectés le long de la bordure Sud du Sahara

– *cumfPAR/cumNDVI*, *fPARomean/NDVIomean* et *fPARomin/NDVIomin* dont la définition a été donnée précédemment sont également calculés.

La figure 5.6 constitue un exemple de résultat obtenu pour un point de la grille avec le forçage CRUNCEP pour la version « standard » d'ORCHIDEE développée dans le cadre de ce travail (avec hydrologie de choisnel). Il s'agit de cas simples pour lesquels la détection du début et de la fin de la saison de croissance n'est pas ambigüe.

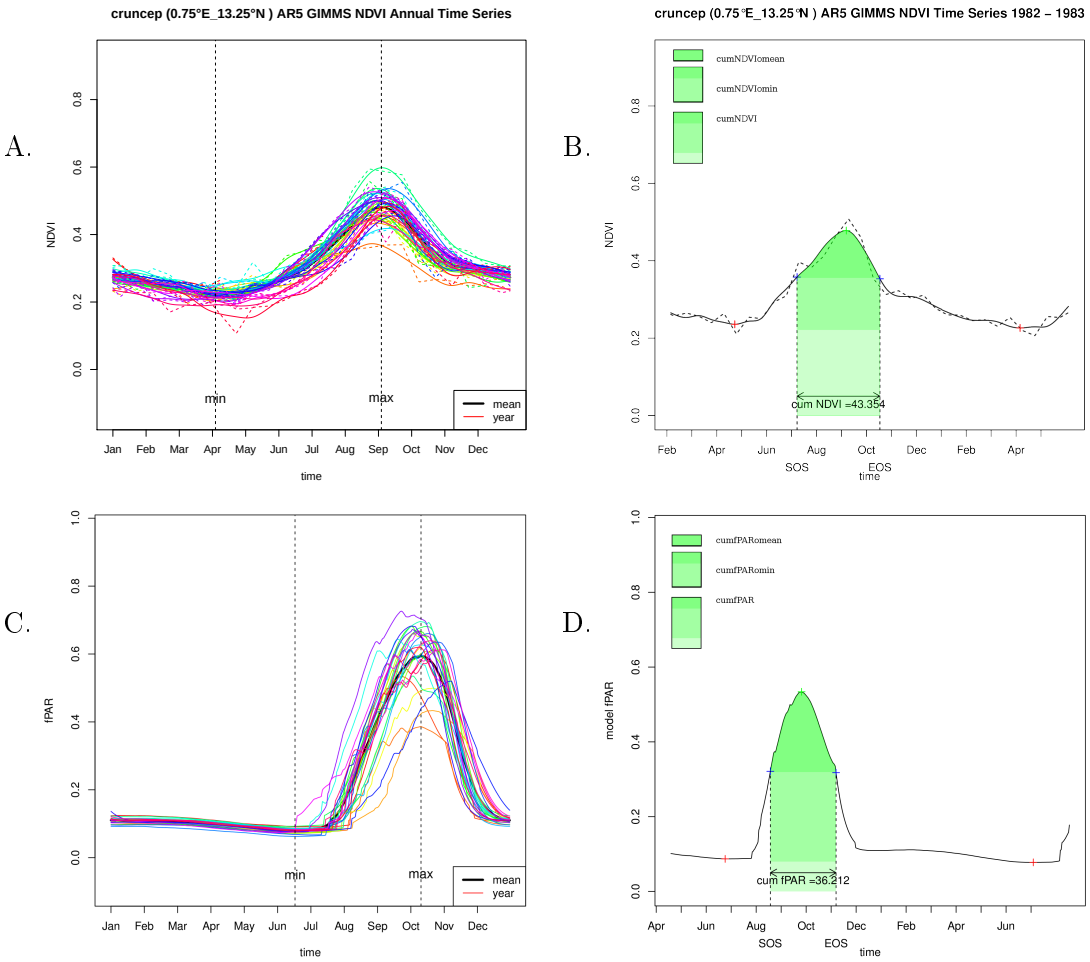


FIGURE 5.6: A. Superposition des cycles saisonniers de NDVI *GIMMS_3g* pour un pixel à la frontière Burkinabé, à l'Ouest de Niamey (1982-2010). Trait plein : cycle filtré (Savitzky-Golay) et interpolé (splines) ; pointillés : données originales agrégées à 0.5^ox0.5^o. Trait gras noir : cycle saisonnier moyen B. Exemple de détermination des indices *SOS*, *EOS*, *cumNDVI*, *cumNDVIomean* et *cumNDVIomin*. C. Superposition du fPAR simulé par la version d'ORCHIDEE développée dans le cadre de ce travail avec hydro Choisnel pour le même pixel. D. Exemples de détermination des indices *SOS*, *EOS*, *cumfPAR*, *cumfPARomean*, *cumfPARomin*.

5.3.2 Résultats

5.3.2.1 Cycle phénologique moyen

Deux saisons de croissance par an ne sont recherchées par l'algorithme que pour les sites pour lesquels cette caractéristique est observée sur le cycle saisonnier moyen. Si le fonctionnement de l'algorithme pour ces cas là n'a pas été détaillé, la fusion des deux saisons de croissance sous un certain nombre d'hypothèses permettait de réduire l'impact des erreurs de classification initiales :

- le minimum local sensé séparer les deux saisons de croissance est situé dans l'une de celles-ci ou les deux saisons se chevauchent
- le maximum d'une des deux saisons de croissance est plus faible que la valeur seuil de début ou fin de la seconde

Cette procédure permet de comprendre pourquoi le diagnostic des pixels marqués par deux saisons de croissance (figure 5.7) présente les résultats comme des fractions des années pour lesquelles deux saisons de croissance ont été identifiées et non comme une réponse binaire.

La figure 5.7 (gauche) illustre le fait que la réponse intégrée d'ORCHIDEE (somme pondérée de tous les types fonctionnels de plantes) ne se montre absolument pas capable de représenter les spécificités des écosystèmes des abords du golfe de Guinée dont la saisonnalité est marquée par deux saisons humides séparées par une petite et une grande saison des pluies. Même en relâchant la contrainte sur la détection des minimums (resp. maximums) en supprimant la contrainte selon laquelle ceux-ci doivent être inférieurs (resp. supérieurs) à la moyenne annuelle du cycle phéno, le modèle ne se révèle pas en mesure de rendre compte de la double saisonnalité diagnostiqué sur le NDVI pour l'essentiel des écosystèmes situé jusqu'à 9° Nord, même si le modèle représente une double saisonnalité pour un certain nombre d'écosystèmes du Sud ivoirien et ghanéen. Si la petite saison sèche induit effectivement une double saisonnalité pour une fraction importante de la zone guinéenne, ce n'est pas vérifié partout, notamment pas en Casamance, Guinée et dans l'Ouest de la Côte d'Ivoire (où une perturbation du signal de NDVI par la couverture nuageuse persistante ne peut complètement être écartée, malgré la sélection de l'indice spatio-temporel maximum sur des fenêtres de 15jours et 8x8km). De plus (et comme on l'observe cette fois-ci), la petite saison sèche n'est pas équivalente à la grande saison sèche : elle n'induit pas systématiquement un effet et est largement amortie par le fait que la raréfaction des précipitations s'accompagne d'une atmosphère saturée d'humidité (communication personnelle : Pierre Hiernaux).

Par contre, c'est en zone Sahélo-soudanienne que de nombreux pixels sont diagnostiqués comme à saisons de croissance multiples par la version CWRR du modèle (figure 5.7 B.), un constat qui ne se retrouve pas dans les observations de NDVI (figure 5.7 A.).

Comme cela avait été indiqué lors de l'analyse sur site (chapitre 4), le changement de la représentation des herbacées pérennes par des herbacées annuelles dans la version développée dans ce travail induit un retard dans le dépassement du seuil correspondant au démarrage de la saison dans cette étude (figure 5.8 B. et C. vs D.). Cette modification n'est toutefois pas corroborée par la confrontation des signaux de NDVI et de fPAR, le premier étant plus en phase -même au Sahel- avec la version standard d'ORCHIDEE qu'avec celles développées spécifiquement pour notre travail.

A l'exclusion des pixels guinéens caractérisés par deux saisons de croissance, l'accord modèle mesure se révèle également moindre avec les nouvelles versions en ce qui concerne la fin de la saison de croissance (figure 5.9).

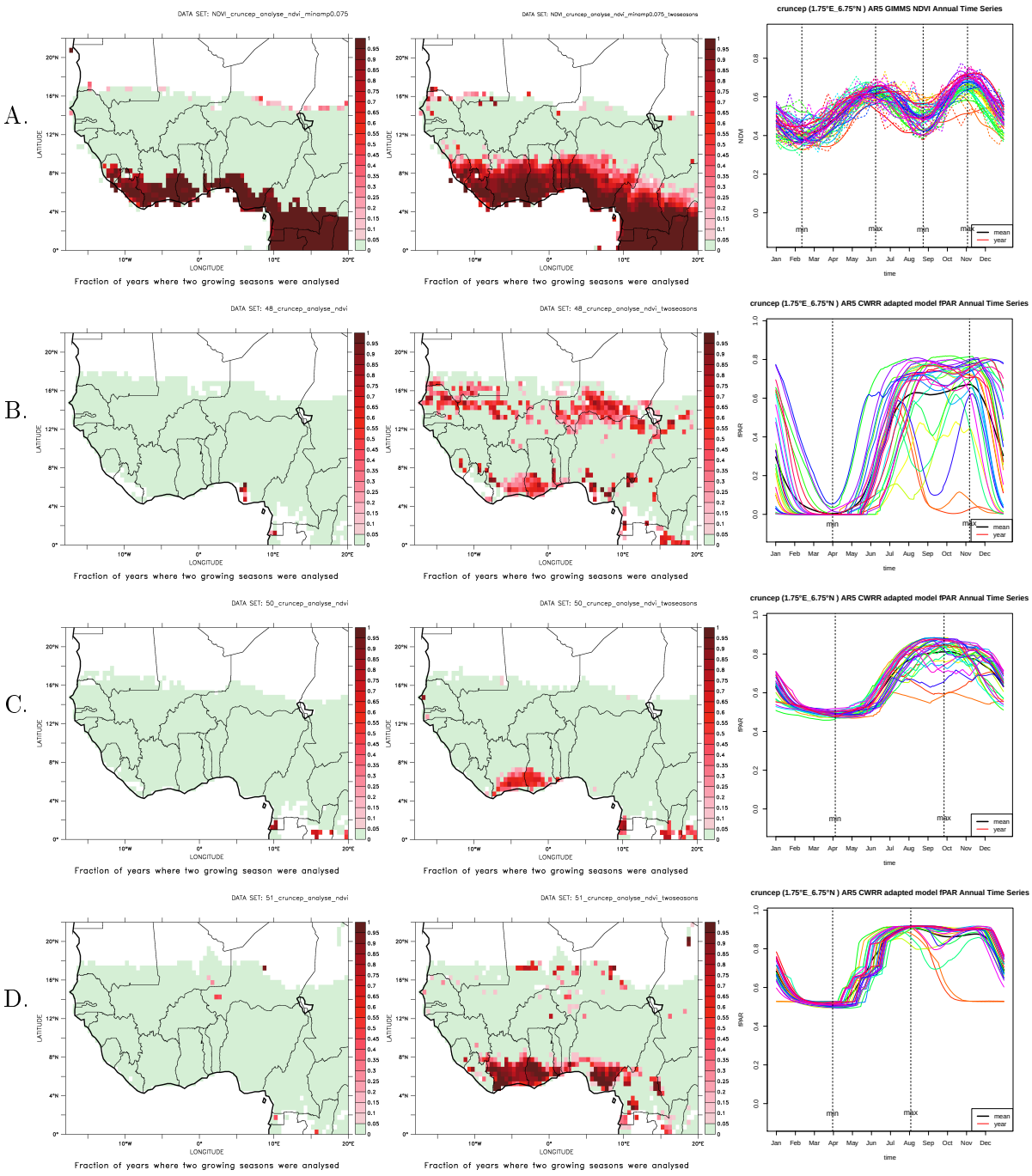


FIGURE 5.7: Fraction des années pour lesquelles un diagnostic à deux saisons de croissance a été effectué (gauche) en imposant que tout minimum (resp. maximum) local du cycle saisonnier moyen soit inférieur (resp. supérieur) à sa moyenne temporelle ; (centre) en relâchant la contrainte précitée. (droite) Exemple de série temporelle pour un pixel au Sud du Bénin pour lequel deux saisons de croissances sont diagnostiquées dans le signal de NDVI. A. NDVI GIMMS période 1982-2010. B. fPAR du modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. C. fPAR pour le même modèle que B. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. D. fPAR pour la version standard d'ORCHIDEE.

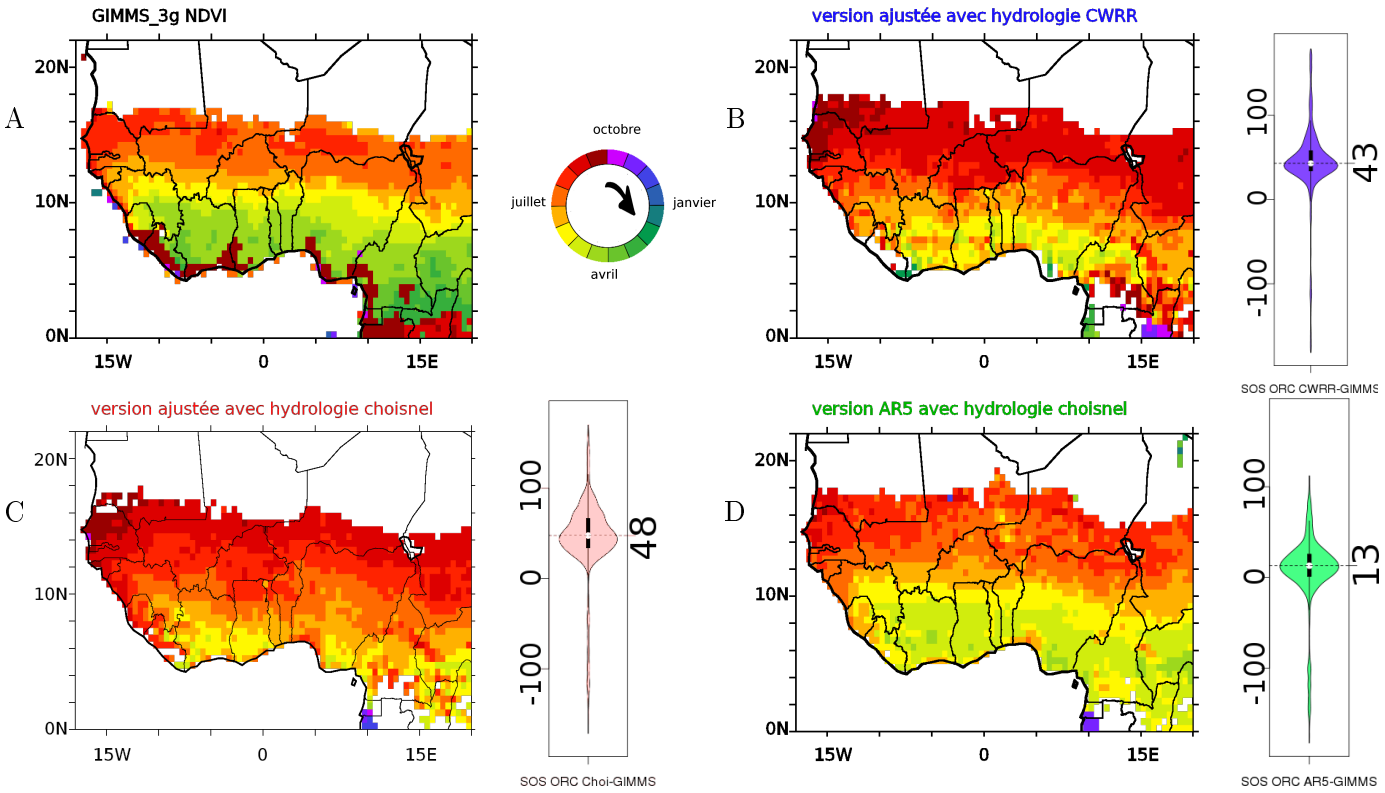


FIGURE 5.8: Jour du démarrage de la saison de croissance (de la saison de croissance suivant le minimum annuel du NDVI/fPAR pour les pixels où deux saisons de croissance ont été diagnostiquées). Pour éviter au maximum les transitions, on classe ici les jours entre début octobre d'une année et fin septembre de l'année suivante (les valeurs des jours modulo 365 correspondent à la nomenclature standard). A droite de chacune des cartes du modèle est placé un graphique à violon représentant les écarts modèle-mesure. La valeur de la médiane est précisée. A. NDVI GIMMS période 1982-2010. B. Modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. C. Même modèle que B. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. D. Version standard d'ORCHIDEE.

5.3.2.2 Anomalies interannuelles : variance expliquée

Un premier diagnostic de la capacité de l'ensemble modèle et forçage météorologique à représenter la variabilité interannuelle de la croissance végétale peut être réalisé en calculant des indices de corrélation de Pearson entre les diagnostics de phénologies sur le fPAR d'ORCHIDEE et celles obtenues par analyse du NDVI GIMMS. C'est en zone sahélienne et soudanienne que l'indice de corrélation de Pearson entre cumfPARomin et cumNDVIomin (figure 5.10 A.) atteint les valeurs les plus élevées. Cet indice présente l'avantage de s'affranchir des problèmes de normalisation susceptibles de modifier les résultats de cumfPAR/cumNDVI. En zone sahélienne, les résultats sont meilleurs avec la version développée dans le cadre de ce travail qu'avec la version standard d'ORCHIDEE. De manière synthétique à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, les résultats des différentes versions du modèle sont toutefois peu ou prou identiques, tant pour cet indice cumfPARomin/cumNDVIomin que pour les autres indices calculés pour caractériser la représentation de la phénologie du modèle (figure 5.10 B. 1-6).

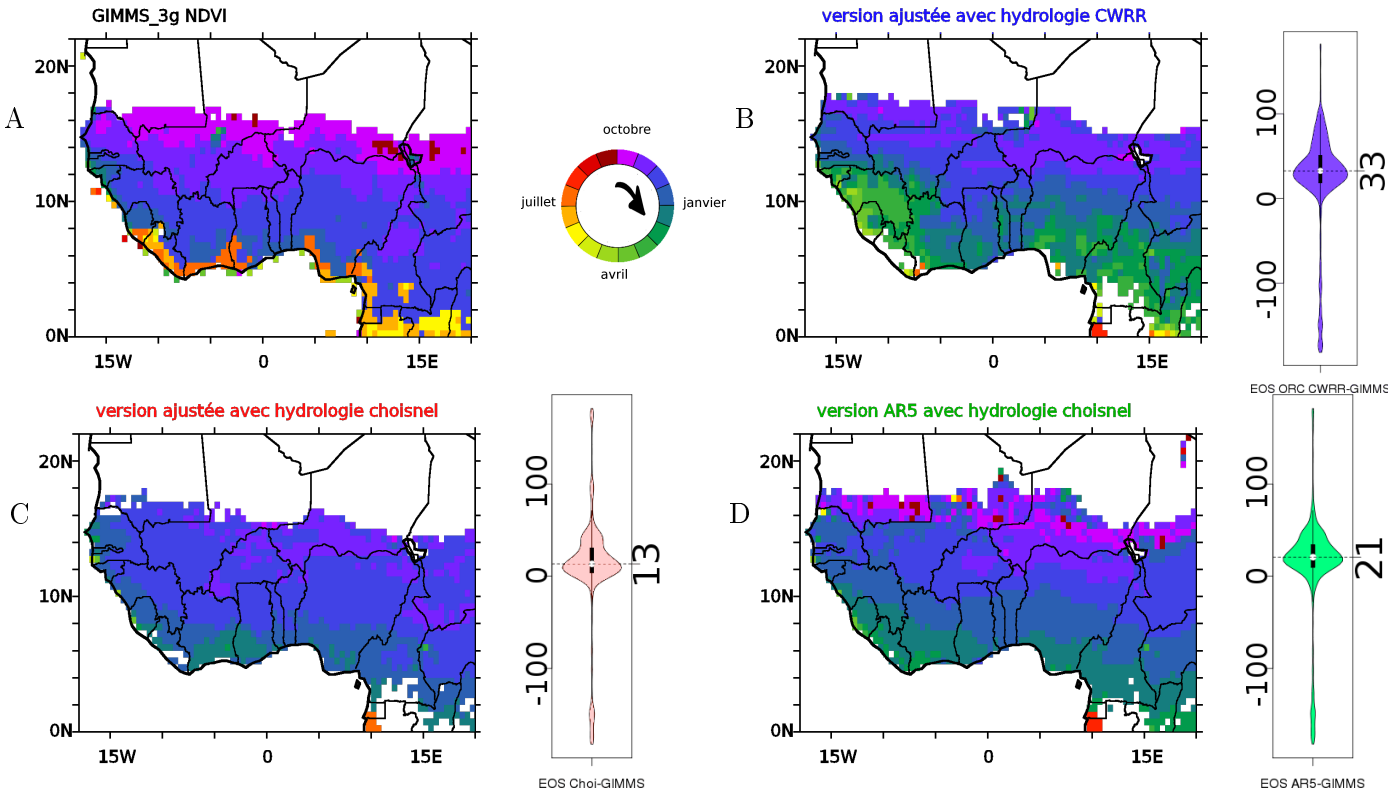


FIGURE 5.9: Jour de fin de la saison de croissance (de la saison de croissance précédant le minimum annuel du NDVI/fPAR pour les pixels où deux saisons de croissance ont été diagnostiquées). Pour éviter au maximum les transitions, on classe ici les jours entre début octobre d'une année et fin septembre de l'année suivante (les valeurs des jours modulo 365 correspondent à la nomenclature standard). A droite de chacune des cartes du modèle est placé un graphique à violon représentant les écarts modèle-mesure. La valeur de la médiane est précisée. A. NDVI GIMMS période 1982-2010. B. Modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. C. Même modèle que B. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. D. Version standard d'ORCHIDEE.

5.3.2.3 Tendances sur 27 ans

Le changement de précipitation sur la région d'étude dans le forçage CRUNCEP est suffisament important pour que les trois versions du modèle ORCHIDEE considérées ici aboutissent à des résultats assez unanimes. Pour une large frange du Sahel, et une fraction non nulle des pixels soudaniens et guinéens, une augmentation importante du cumul saisonnier de fPAR durant la saison de croissance est obtenu (le résultat obtenu en considérant *fPARomin* normalisé par la moyenne temporelle de *fPARomin* est présenté en figure 5.11), et un résultat similaire (mais uniquement pour la bande sahélienne cette fois-ci) est obtenu pour le neuvième décile du fPAR au cours de l'année (figure 5.12). Les résultats obtenus par l'analyse des données GIMMS correspondent à une croissance encore plus prévalente sur la zone d'étude pour le *cumNDVIomin*, et une croissance plus faible mais beaucoup plus homogènement réparti sur la zone d'étude du neuvième décile, au point qu'on peut suspecter que les tendances dans le produit GIMMS soient en parties dues à des artefacts liées à une intégration des données des différents capteurs du jeu de données AVHRR GAC

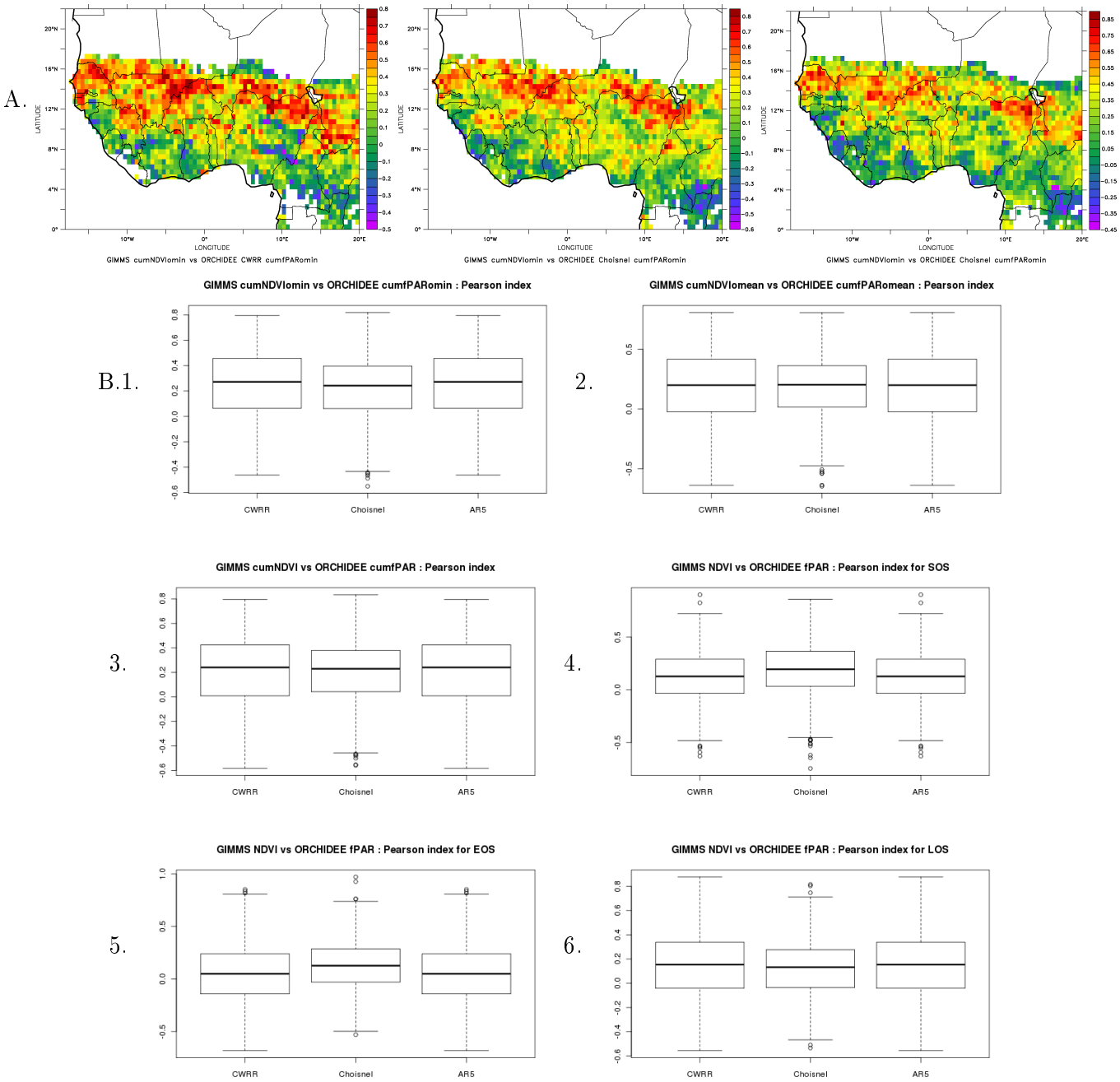


FIGURE 5.10: Représentation de la variabilité interannuelle sur la période 1982-2009. A. Carte des coefficients de corrélation de Pearson pour les variables cumfPARomin vs cumNDVIomin. (gauche) version CWRR développée dans ce travail, (centre) version Choisnel correspondante, (droite) version standard d'ORCHIDEE. B. Synthèse sous forme de boîtes à moustaches des coefficients de Pearson pour 1. cumfPARomin/cumNDVIomin 2. cumfPARomean/cumNDVIomean 3. cumfPAR/cumNDVI 4. SOS 5. EOS 6. LOS

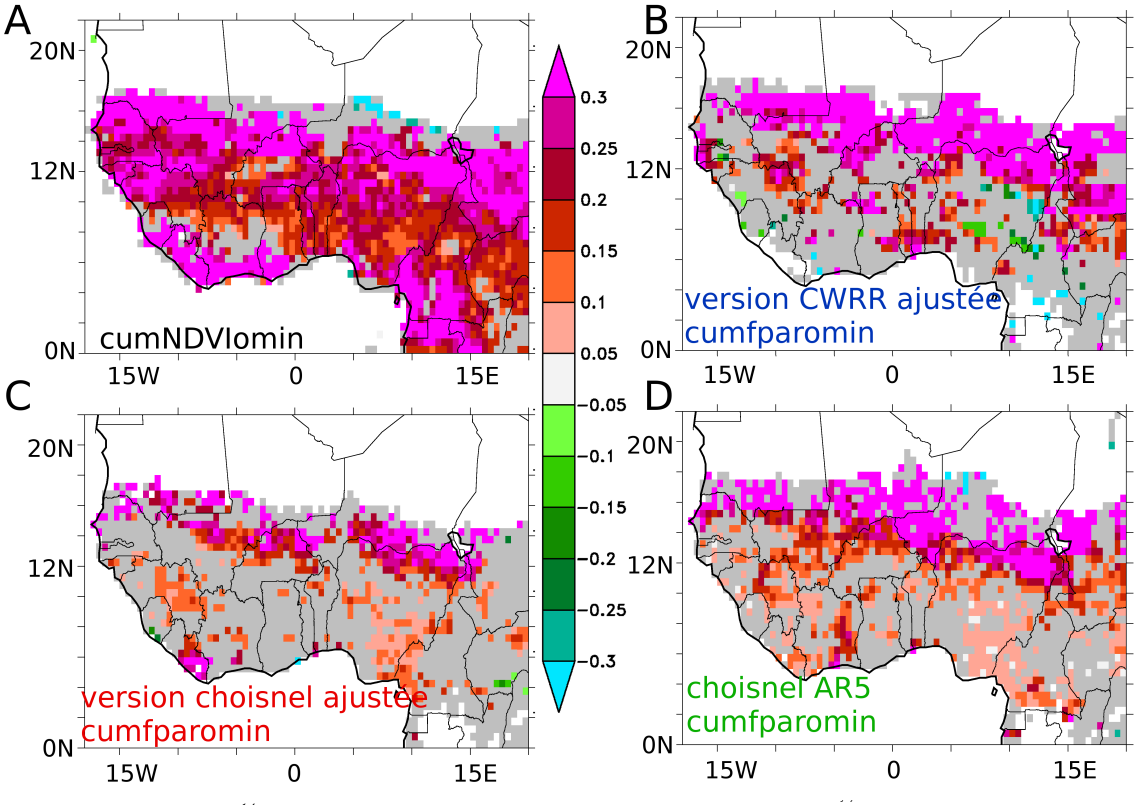


FIGURE 5.11: Pente du changement du cumul de NDVI au dessus du minimum du cycle annuel moyen normalisé par la valeur moyenne du même indice (changement en jours pour une durée de 27 ans). A. NDVI GIMMS période 1982-2010. B. Modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. C. Même modèle que B. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. D. Version standard d'ORCHIDEE.

qui n'aient pas permis de corriger les possibles dérives temporelles évoquées au chapitre 2.2.

Il est également possible de noter que les résultats obtenus avec l'hydrologie CWRR sont plus proches de ceux obtenus avec la version standard d'ORCHIDEE que ceux obtenus par simple débranchement de l'hydrologie multi-couches. Ce constat correspond certainement à un cas d'équifinalité où des modèles aux architecture et paramétrisations assez différentes produisent des résultats assez similaires. La différence de comportement entre les versions dans lesquelles seul le schéma hydrologique diffère illustre par contre que le changement d'hydrologie n'est de loin pas anecdotique et que cela suppose probablement de réajuster plus finement beaucoup plus de paramètres que ce qui a été entrepris dans le cadre du présent travail.

5.3.2.4 Différence de la phénologie simulée en fonction du forçage utilisé

Pour les trois versions d'ORCHIDEE utilisées dans cette section, la saison de croissance simulée avec le forçage CRUNCEP est plus courte qu'avec les forçages ALMIP et IERA. La médiane des dates de début de saison de croissance est en effet plus tardive avec CRUNCEP, et le résultat est inversé pour la fin de saison de croissance (figure 5.13).Elle commence

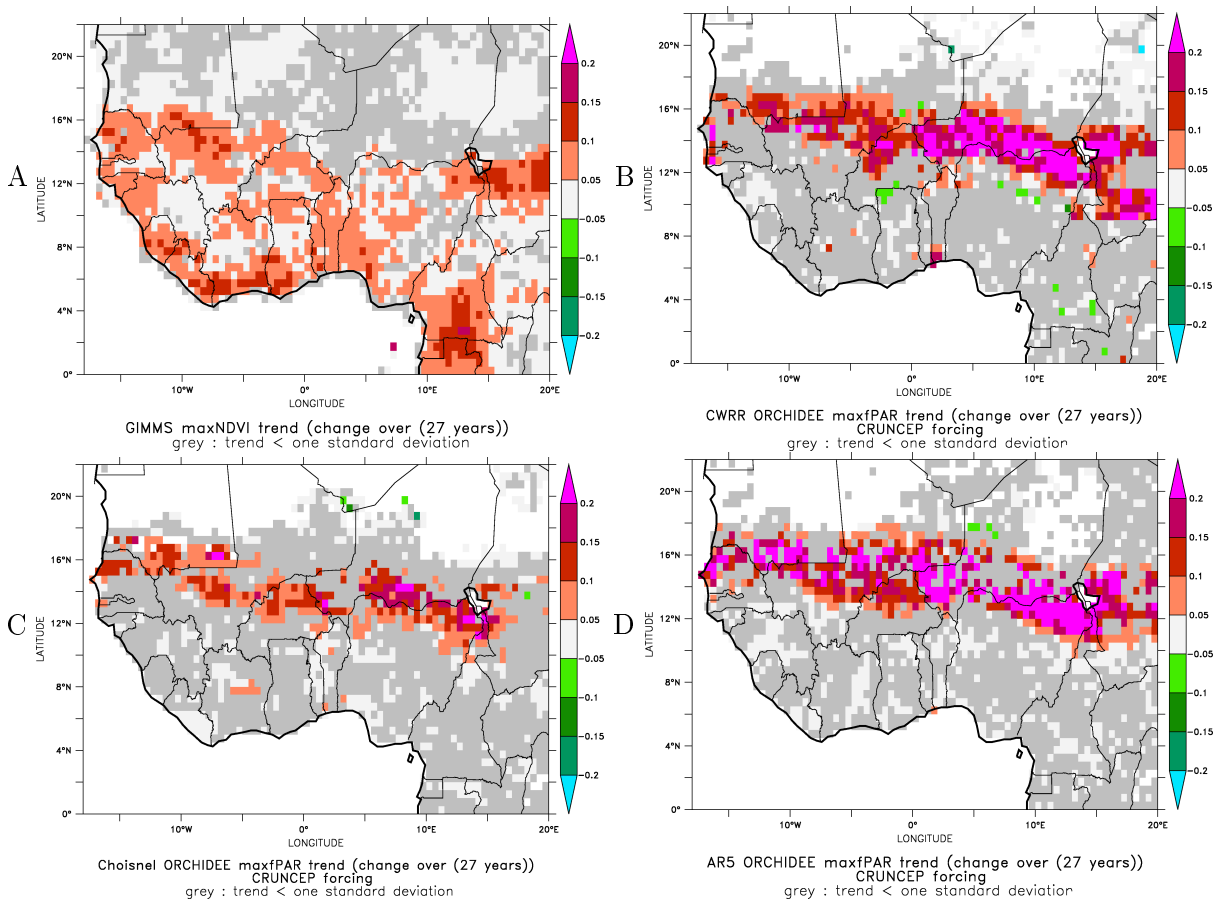


FIGURE 5.12: Pente de la régression linéaire des neuvièmes déciles de NDVI annuels multipliée par la durée de la série temporelle : 27 ans. A. NDVI GIMMS période 1982-2010. B. Modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. C. Même modèle que B. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. D. Version standard d'ORCHIDEE.

en effet plus tard et se termine plus tôt (à l'exception des résultats simulés par la version avec l'hydrologie CWRR et le forçage IERA). De plus, les décalages sont inférieurs à 15 jours pour la vaste majorité des points de grille. De manière plus intéressante, cette comparaison permet également de révéler qu'un changement de forçage induit, pour une fraction secondaire mais non négligeable des pixels, des modifications beaucoup plus fortes de la phénologie moyenne pour la version CWRR que pour les deux versions qui utilisaient l'hydrologie de Choisnel. La version CWRR est donc plus sensible à de petites modifications des forçages, et, tend à montrer que l'hydrologie multi-couches rend les résultats du modèle moins robustes. Si la sensibilité à des différences subtiles de forçage pourrait permettre des améliorations significatives dans l'étude de situations très bien contrôlées, il est probable que cela constitue un désavantage pour un modèle dont l'objectif est de représenter un comportement moyen sur la grille à partir de conditions hétérogènes à l'intérieur du pixel.

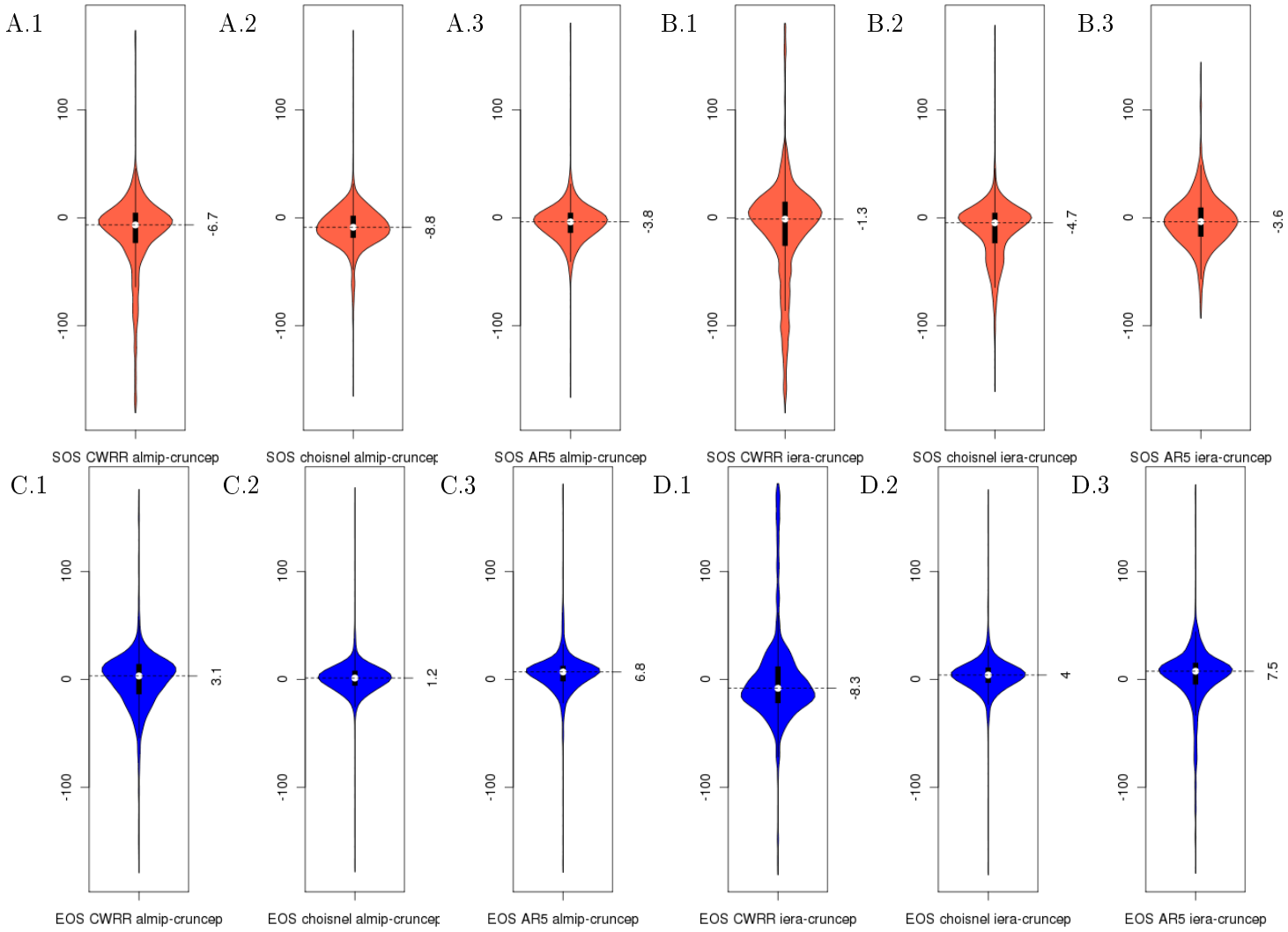


FIGURE 5.13: A. et B. (resp. C. et D.) Graphique à violons représentant la distribution des différences des moyennes temporelles sur 2002-2007 du démarrage (resp. de la fin) de la saison de croissance pour deux forçages différents. A et C. Comparaison des résultats obtenus avec le forçage ALMIP et ceux avec le forçage CRUNCEP. B et D. Comparaison des résultats obtenus avec le forçage IERA et ceux avec le forçage CRUNCEP. Les résultats avec les forçages ALMIP et IERA ont été replacés sur la grille de CRUNCEP par un regrillage conservatif au premier ordre (algorithme de SCRIP). 1. Modèle ORCHIDEE avec hydrologie multi-couches et phénologie développée sur site sahélien dans ce travail. 2. Même modèle que 1. mais avec schéma hydrologique de Choisnel. 3. Version standard d'ORCHIDEE.

5.3.3 Discussion

La présentation des diagnostics sur les pixels pour lesquels deux saisons de croissance sont diagnostiquées illustre de manière nette une lacune d'ORCHIDEE qui existait déjà avant notre travail et au contournement de laquelle le travail centré sur les écosystèmes sahéliens à croissance monomodale présenté précédemment en chapitre 4 n'a pas contribué. Il faut noter que les deux saisons de croissances diagnostiquées le long du Golfe de Guinée ne correspondent pas à des faux positifs dus à une contamination du signal de NDVI par la très forte couverture nuageuse au cœur de la saison de mousson.

Surtout, les faux positifs de deux saisons de croissances en zone sahélo-soudanienne pour la version multi-couche illustre la trop forte dynamique de la version multi-couches qui peut conduire à la réalisation de deux saisons de croissance disjointes à une latitude où cela peut certes avoir du sens à l'échelle de la plante (les plantules poussant lors des premières pluies du début de saison meurent souvent sur pied avant d'avoir pu finir leur cycle), mais beaucoup moins à l'échelle de l'écosystème, même si la différence de saisonnalité entre herbacées et arbres est prise en compte.

La caractérisation de la capacité du modèle à représenter la dynamique inter-annuelle (figure 5.10) révèle de son côté que le modèle apporte des résultats plus satisfaisants que ceux obtenus avec une phénologie imposée. Le premier quartile voisinant une valeur de zéro pour la plupart des critères étudiés (voir figure 5.10 B.), il faut toutefois être conscient de ce que cela ne s'applique pas à un quart des points de la zone d'étude, tout particulièrement le long du Golfe de Guinée. Dans la mesure où ce sont les écosystèmes dans lesquels les plus grandes quantités de carbone sont stockées et ont pu être déstockées lors des déforestations importantes intervenues depuis le début du XXème siècle, cela montre les précautions importantes qu'il faut prendre en utilisant la version actuelle du modèle pour poser des diagnostics sur l'évolution des stocks de carbone selon différents scénarios climatiques et d'usage des terres à l'échelle régionale.

5.4 Conclusion de ce chapitre

Le travail sur les instabilités numériques induites par le choix de recourir à de nombreux comportements à seuils dans le modèle ORCHIDEE a permis de montrer qu'il s'agissait d'un problème qui n'est pas complètement marginal (avec des effets localement très ennuyants) et qu'il était possible d'en diminuer la portée par des changements simples de la représentation de la phénologie des plantes dont la croissance est contrôlée par le stress hydrique.

La deuxième partie de ce chapitre portant sur la confrontation de différentes versions du modèle à la série de NDVI la plus longue qui soit disponible (GIMMS_3g) a montré que les développements réalisés à partir d'un jeu très réduit de sites sahéliens (essentiellement un) n'a pas été conduit d'une manière permettant d'obtenir des résultats régionaux plus satisfaisants que ceux correspondant à l'usage de la version « standard » d'ORCHIDEE. Ce travail a de plus illustré qu'une généralisation de l'usage du module hydrologique CWRR risque de conduire à la production d'un modèle moins robuste car aboutissant à des résultats beaucoup plus divergeants pour des forçages assez proches. Avec les paramétrisations employées dans le présent travail, l'usage de l'hydrologie multi-couches aboutit également à une saisonnalité beaucoup trop marquée dans la zone guinéenne. S'il a été possible de démontrer au chapitre précédent que l'usage de l'hydrologie CWRR permettait

d'améliorer significativement la réponse aux événements pluvieux sur sol nu, il s'agit de problèmes qu'il faut réussir à mieux caractériser et à contourner avant d'envisager d'encourager l'usage systématique de ce module hydrologique dans les travaux réalisés avec ORCHIDEE.

6

Conclusions et perspectives

> [Et si] une austérité scientifique mal comprise d'une part, le goût impudique du sensationnel de l'autre nous [avaient] fait oublier qu'on court le monde, d'abord à la recherche de soi [?]
>
> Claude Lévi-Strauss. *Tristes tropiques.*

6.1 Contexte

Si l'étude des échanges de carbone et d'eau entre les surfaces continentales et l'atmosphère a fait l'objet d'un large corpus de travaux au cours des dernières décennies, la plupart de ces travaux ont porté sur les écosystèmes des régions tempérées, tout particulièrement en ce qui concerne le cycle du carbone.

Le travail qui a fait l'objet de la présente thèse s'inscrit dans le programme CarboAfrica [Bombelli and Valentini, 2008], et a pu tirer parti des résultats expérimentaux acquis dans le cadre des mesures de surface financées par le programme AMMA [Polcher et al., 2011]. Un peu plus d'une dizaine d'années après le programme HAPEX-Sahel [Prince et al., 1995], il s'agit du second programme de grande échelle visant à acquérir une meilleure compréhension des interactions entre l'état de la surface continentale au Sahel et la circulation atmosphérique à large échelle.

A l'occasion de ces campagnes de mesures, un certain nombre de travaux ont tenté d'apporter une représentation fine du bilan hydrique des écosystèmes sahéliens par des modèles surface-végétation-atmosphère (e.g. [Saux-Picart et al., 2009]), même avec ORCHIDEE (SECHIBA pour être plus précis : [d'Orgeval et al., 2006; d'Orgeval et al., 2008; d'Orgeval and Polcher, 2008] et les références citées dans ce travail). L'usage qui a été fait ici d'ORCHIDEE présente une certaine originalité dans la mesure où il aborde également des aspects portant sur la représentation de la phénologie des plantes (comme [Ciret et al., 1999] pour les savanes guinéennes) qui avaient été plutôt traitées avec des modèles conçus spécifiquement pour la zone d'étude et qui ne résolvent pas les variations diurnes des échanges entre atmosphère et surface (voir par exemple les travaux réalisés avec le modèle STEP [Mougin et al., 1995; Tracol et al., 2006]).

6.2 Résultats obtenus et lacunes du présent travail

Le présent travail a permis d'évaluer les performances d'une « nouvelle »version d'ORCHIDEE. Cela permet de donner un éclairage complémentaire sur l'intérêt et certaines des contraintes induites par un usage plus généralisé du schéma hydrologique multi-couches CWRR.

Au titre des avantages procurés par un tel usage, le présent travail a confirmé que :
- l'usage de cette version permet d'avoir une représentation beaucoup plus satisfaisante de l'évaporation du sol nu.
- cet avantage se traduit aussi par une amélioration de la représentation des flux de carbone (NEP) au cours des heures suivant un événement pluvieux.

Il faut toutefois être conscient que différents ajustements seront nécessaires avant que cette version d'ORCHIDEE ne puisse être utilisée facilement par des utilisateurs/développeurs d'ORCHIDEE dont le travail ne portera absolument pas sur l'hydrologie. Il semble en particulier nécessaire :
- de résoudre le problème d'instabilité numérique qui continue d'affecter le module hydrologique lorsque la discrétisation temporelle est insuffisante. Ce point n'a pas fait l'objet de long développements dans le présent manuscrit uniquement parce que ce travail n'a pas permis de le résoudre autrement que par une réduction du pas de temps élémentaire auquel le modèle a été utilisé.
- d'incorporer des paramétrisations par défaut ajustant l'intensité des pluies en fonction du pas de temps de forçage. En effet, lorsque l'intensité des pluies est conservée, les taux de ruissellement dépendent fortement de la durée du pas de temps élémentaire (voir 3.4). Il n'est toutefois pas certain que des paramétrisations générales puissent régler le problème pour une large gamme de distribution des précipitations.

Par ailleurs, il faut bien se rendre compte que le développement du module hydrologique CWRR est présidé par la volonté d'intégrer une représentation plus « réaliste »du bilan hydrique, mais que cela n'attaque le problème que par un des deux axes complémentaires pour aller dans ce sens : il ne résout pas les lacunes induites par la non représentation de l'hétérogénéité des conditions hydriques à l'échelle du paysage. Cela se traduit par un trop brutal changement entre une situation dans laquelle une évaporation du sol nu est possible, et une autre dans laquelle il n'y a plus d'eau du tout qui est susceptible d'être évaporée (voir 4.23).

Surtout, les tentatives d'augmentation du réalisme de la résolution du bilan hydrique est aussi fonction de l'échelle temporelle d'intérêt. Si l'amélioration introduite est évidente à des échelles de temps courtes, un effort de calage d'un modèle plus conceptuel permet vraisemblablement d'obtenir des résultats tout aussi convaincants aux échelles saisonnières sur les bassins de la taille de l'ordre du degré carré. C'est le constat qui ressort des études d'Atkinson et al. [2002] et de Farmer et al. [2003] même s'il est nuancé par Harter and Hopmans [2004] pour le cas bien précis des régions semi-arides.

A côté de l'usage de l'hydrologie multi-couches, le présent travail a également porté plus généralement sur les limites de la représentation d'écosystèmes sahéliens, au travers de l'étude sur le site de jachère de Wankama. Malgré cela, les développements réalisés spécifiquement dans le cadre de ce travail n'ont pas permis d'améliorer l'accord modèle-mesure entre fPAR simulé par ORCHIDEE et NDVI mesuré par télédétection (cf chapitre 5). Est-ce que l'accord modèle-mesure s'avère meilleur - même en zone sahélienne - avec la version standard d'ORCHIDEE pour des raisons fondamentales ayant échappé au présent travail ou par compensation d'erreurs, le présent manuscrit n'y répond pas. Plusieurs explications

pourraient en effet contribuer à ce qu'un meilleur modèle apparaisse plus mauvais lors de la comparaison des données de fPAR et de celles de NDVI :

- *problème de consistance* : l'hypothèse selon laquelle la relation entre fPAR et NDVI comme linéaire [1] ne se révèle pas une approximation satisfaisante. De nombreux facteurs pourraient faire qu'il en soit ainsi. Ceci peut par exemple être dû à l'influence des conditions de la colonne atmosphérique (humidité relative, charge en aérosols,. . .) sur les valeurs mesurées de NDVI.
- *problème de conditions « aux limites »* : lacunes du forçage atmosphérique utilisé.
- *problème de représentativité spatiale* : les écosystèmes sur lesquels l'ajustement a été effectué ne sont pas si proches de la situation moyenne (entre plage de sol nu et zones de ruissellement concentré), que Mougin et al. [2009] ne le laissait à penser.

Il est par contre certain qu'avoir choisi d'ajuster le cycle phénologique à partir de données d'albédo sur l'intégralité du spectre solaire (proche infra-rouge compris), et non sur des mesures discriminants beaucoup plus fortement pailles séchées et herbacées fonctionnelles a grandement contribué au retard accrue de la fin de la saison de croissance dans la version spécifiquement développée dans le cadre de cette thèse. Le NDVI inclut un contraste beaucoup plus fort entre les deux, et les temps caractéristiques de décroissance de l'indice foliaire ajustés au chapitre 4 ont donc été trop lents.

Enfin, l'effort d'analyse de la transitivité des réductions d'erreur obtenues par application de corrections des biais « systématiques »d'ORCHIDEE sur les sites inclus dans la base de données FLUXNET-LATHUILE (annexe B) a permis de montrer que le modèle ne tire pas encore complètement profit de ces bases de données extrêmement exhaustives.En effet, les représentations des erreurs systématiques obtenues dans ce travail sont transitives temporellement pour un site donné, mais aussi entre sites. Cette dernière caractéristique est vérifiée au sein d'un même type fonctionnel de plantes pour presque toutes les variables, et même au delà pour les composantes du bilan énergétique. L'approche de data-mining utilisée ne permet par contre pas de distinguer les cas dans lesquels le modèle pourra être amélioré par simple ajustement de paramètres et ceux dans lesquels de nouvelles paramétrisations devront être développées. Les approches développées au laboratoire dans le cadre du projet CARBONES permettront de donner des éléments de réponse plus précis à ce sujet (voir par exemple Kuppel et al. [2011]).

6.3 Suggestions pour les futures recherches

Par rapport à beaucoup de modèles qui ont été développés spécifiquement pour des diagnostics sur la zone sahélienne, ORCHIDEE bénéficie d'une communauté de développeurs beaucoup plus large. Probablement qu'une des manières d'en tirer parti consisterait à travailler sur la version du modèle dans laquelle le couplage entre cycle du carbone et cycle de l'azote a été inclus, puisque il est montré de longue date (voir par exemple [Breman and de Wit, 1983]) que la faible fertilité des sols dans cette région (co-limitation par l'azote et le phosphore) modifie profondément la relation entre eau disponible et production primaire par rapport à celle représentée par un modèle comme ORCHIDEE, ajusté plutôt dans des régions où les carences en nutriments sont moins fortes.

De manière très schématique, la version avec laquelle le présent travail a été réalisé ne fait que générer une fonction de réponse de la production primaire à l'eau disponible

1. temporellement, puisque les effets d'arrière plan sol font que ce n'est probablement pas le cas spatialement

(en intégrant certes bien mieux que des modèles conceptuels les contraintes liées à la distribution des précipitations, à la demande atmosphérique, au type de végétation et aux propriétés du sol). Mais quels que soient les raffinements introduits, le risque est réel que des travaux de prospective avec un tel modèle aboutissent à des conclusions grossièrement fausses, ne serait ce que parce qu'il sur-estime l'avantage compétitif que l'économie en eau des graminées en C4 est censée leur apporter par rapport à leurs équivalents en C3 (voir par exemple les mesures à l'échelle foliaire réalisées par l'équipe de E. Mougin pour différentes graminées sur le le site d'Agoufou). Une autre conséquence est que le modèle ne semble pas en mesure de rendre compte de la différence de productivité (à pluviosité égale) entre les écosystèmes d'Afrique de l'Est (Tanzanie-Kenya) et ceux d'Afrique de l'Ouest souligné à l'occasion d'un travail de télédétection par Nicholson et al. [1990]. L'aspect intégrateur des contraintes hydriques d'un modèle comme ORCHIDEE ayant tout de même un intérêt dans ce cas précis, il permet de s'assurer que la différence d'évapotranspiration potentielle et de distribution des pluies entre ces deux zones ne suffit pas à expliquer la différence de productivité entre ces deux régions.

6.4 Autres implications

Si les limites évidentes de notre travail avec ORCHIDEE ne permettent pas d'apporter une contribution à l'analyse des incertitudes sur les scénarios de base auxquels pourrait être adossé un mécanisme REDD+, il y a peut-être plus d'éléments à retenir de la synthèse bibliographique réalisée à propos du reverdissement du Sahel.

Il semble en particulier intéressant de voir l'évolution dans le temps de la « popularité » et de l'influence de l'hypothèse de Charney [1975], alors qu'il n'y a pas eu d'inversion des tendances d'usage des terres en Afrique de l'Ouest entre les années 60, le milieu des années 80 et aujourd'hui. Elle a pu dans un premier temps bénéficier d'un large écho, d'autant plus que ce message était renforcé par le rapport alarmiste de Lamprey [1975] et être vraiment popularisée après les sècheresses des années 82-83 au point que la désertification est une des thématiques d'environnement global ayant fait l'objet d'une convention internationale spécifique. Hors les sècheresses des années 82-83 ne se sont plus reproduites depuis. L'insistance à s'intéresser tout particulièrement à l'usage des terres (le fameux « sur-pâturage »,...) lorsqu'il s'agit de comprendre l'évolution des précipitations au Sahel n'était peut-être pas seulement dû à la question scientifique sous-jacente, qui mérite indiscutablement d'être posée. Il n'est peut-être pas complètement farfelu de penser que la manière dont elle était posée rentrait en résonance avec des discours pré-établis, et que c'est pour cette raison là que la question de l'influence de l'usage des terres continue à être posée avec insistance. Il s'agirait là d'un point de convergence avec les discours à l'œuvre à propos des autres problématiques d'environnement global [Adger et al., 2001].

Il n'est pas impossible que certains des mécanismes de circulation des idéologies dans le corpus d'études orientalistes, dans lequel les recherches scientifiques entraient en résonance avec des positions politiques comme l'illustrait Said [1978] dans un essai volontairement polémique soient des mécanismes également à l'œuvre autour de l'étude de l'évolution de la couverture végétale au Sahel. S'il est du devoir de la communauté scientifique d'essayer de répondre en termes aussi objectifs que possible aux questions qui lui sont posées, peut-être pourrait-elle parfois rendre un plus grand service à la collectivité en n'affichant pas seulement la prudence et la circonspection nécessaire face à des questions posées dans des termes simplistes et très chargées idéologiquement, mais en trouvant d'autres angles

d'attaque pour ne pas être malgré tout instrumentée. Reconnaître qu'une question doit constituer un objet d'étude de manière récurrente revient à reconnaître qu'elle se pose légitimement et que celui qui la pose ne se trompe pas de perspective (même si le contenu des études nie la pertinence de l'hypothèse proposée).

Bibliographie

En Afrique, quand un vieillard meurt, c'est une bibliothèque qui brûle

Amadou Hampaté Ba. UNESCO. 1960

L. Abbadie, J. Gignoux, X. Le Roux, and M. Lepage. *Lamto, structure, functionning and dynamics of a savanna ecosystem*. Number 179 in Ecological studies. Springer, New York, NY, 2006. ISBN 978-0-387-94844-7. URL http://www.springerlink.com/content/978-0-387-94844-7/#section=450603%&page=1&locus=0. 61

F. Achard and M. Candau. *Evolution récente de la végétation dans six stations au Burkina Faso*. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique (Toulouse), [S.l], 1993. 36

W. N. Adger, T. A. Benjaminsen, K. Brown, and H. Svarstad. Advancing a political ecology of global environmental discourses. *Development and Change*, 32(4) :681–715, 2001. ISSN 1467-7660. doi : 10.1111/1467-7660.00222. URL http://dx.doi.org/10.1111/1467-7660.00222. 47, 160

R. F. Adler, J. Susskind, G. J. Huffman, D. Bolvin, E. Nelkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, P. P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, and P. Arkin. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–Present). *Journal of Hydrometeorology*, 4(6) :1147–1167, 2003. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282003%29004%3C1147%3ATVGPCP%3E2.0.CO%3B2. 34, 42

A. Alessandri and A. Navarra. On the coupling between vegetation and rainfall inter-annual anomalies : Possible contributions to seasonal rainfall predictability over land areas. *Geophys. Res. Lett.*, 35, January 2008. URL http://dx.doi.org/10.1029/2007GL032415. 50

A. Ali and T. Lebel. The sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology*, 29(12) :1705–1714, 2009. ISSN 1097-0088. doi : 10.1002/joc.1832. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.1832. 36

A. Ali, T. Lebel, and A. Amani. Invariance in the spatial structure of sahelian rain fields at climatological scales. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6) :996–1011, 2003. 42

A. Anyamba and C.J. Tucker. Analysis of sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981-2003. *Journal of Arid Environments*, 63 (3) :596–614, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.

007. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4GG8W0H-1/2/5b7f7aae8d2e0416428cbdaf3dc35ad6. 22

S. Archer, T. W. Boutton, and K. A. Hibbard. Trees in grasslands : Biogeochemcial consequences of woody plant expansion. In E. D. Schultze, S. P. Harrison, M. Heimann, E. A. Holland, J. Lloyd, I. C. Prentice, and D. Schimel, editors, *Global Biogeochemical Cycles in the Climate System*, pages 115–138. Academic Press, San Diego, 2001. URL http://wopared.parl.net/house/committee/jsct/kyoto/sub38attach5.pdf. 22

S. A. Archibald, A. Kirton, M. R. van der Merwe, R. J. Scholes, C. A. Williams, and N. Hanan. Drivers of inter-annual variability in net ecosystem exchange in a semi-arid savanna ecosystem, south africa. *Biogeosciences*, 6(2) :251–266, February 2009. ISSN 1726-4189. URL http://www.biogeosciences.net/6/251/2009/. 64, 66

J. Ardo, M. Molder, B. A. El-Tahir, and H. A. Elkhidir. Seasonal variation of carbon fluxes in a sparse savanna in semi arid sudan. *Carbon balance and management*, 3(1) :7, 2008. URL http://www.biomedcentral.com/content/pdf/1750-0680-3-7.pdf. 65

S. L Ariori and O. Pierre. Evolution des ressources forestières en afrique de l'Ouest soudano-sahélienne au cours des 50 dernières années. *Geo-Eco-Trop*, 29 :61–68, 2005. 24, 25

G. Asner, S. Archer, R. F. Hugues, R. J. Ansley, and C. A. Wessman. Net changes in regional woody vegetation cover and carbon storage in texas drylands, 1937–1999. *Global Change Biology*, 9(3) :316–335, 2003. ISSN 1365-2486. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00594.x. 22, 24

S. E. Atkinson, R. A. Woods, and M. Sivapalan. Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales. *Water Resour. Res.*, 38(12) : 1314, December 2002. ISSN 0043-1397. doi : 10.1029/2002WR001487. URL http://dx.doi.org/10.1029/2002WR001487. 158

A. Aubréville and A. Chevalier. *Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale*. Société d'éd. géographiques, maritimes et coloniales, 1949. 25, 45

A. A. Ayantunde, P. Hiernaux, S. Fernández-Rivera, H. van Keulen, and H. M. J. Udo. Selective grazing by cattle on spatially and seasonally heterogeneous rangeland in sahel. *Journal of Arid Environments*, 42(4) :261–279, August 1999. ISSN 0140-1963. doi : 10.1006/jare.1999.0518. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-45GMGSR-1K/2/92070dad4a512a9b81304c90921f4dd0. 40

A. T. Ayoub. Extent, severity and causative factors of land degradation in the sudan. *Journal of Arid Environments*, 38(3) :397–409, March 1998. ISSN 0140-1963. doi : 10.1006/jare.1997.0346. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-45J562J-3J/2/404e0a1ad2d60d8ca9ca197d9738fcad. 45

C. Bacour. *Contribution à la détermination des paramètres biophysiques des couverts végétaux par inversion de modèles de réflectance : analyses de sensibilité comparatives et configurations optimales*. PhD thesis, Université (Paris VI), 2001. URL http://www.ipgp.fr/~jacquemoud/publications/these_Bacour_2001.pdf. 106, 125

J. Bader and M. Latif. The impact of decadal-scale indian ocean sea surface temperature anomalies on sahelian rainfall and the north atlantic oscillation. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, 30(22) :2169, 2003. 49

G. Baldi, M. D Nosetto, R. Aragón, F. Aversa, J. M Paruelo, and E. G Jobbágy. Long-term satellite NDVI data sets : evaluating their ability to detect ecosystem functional changes in south america. *Sensors*, 8 :5397–5425, 2008. 135

D. Baldocchi. An analytical solution for coupled leaf photosynthesis and stomatal conductance models. *Tree Physiology*, 14(7-8-9) :1069, 1994. ISSN 0829-318X. 75

D. Baldocchi. TURNER REVIEW no. 15.'Breathing' of the terrestrial biosphere : lessons

learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. *Aust. J. Bot.*, 56(1) :1–26, February 2008. URL http://dx.doi.org/10.1071/BT07151. 96

J. T. Ball, I. E. Woodrow, and J. A. Berry. A model predicting stomatal conductance and its contribution to the control of photosynthesis under different environmental conditions. *Prog. Photosynthesis Res. Proc. Int. Congress 7th, Providence. 10-15 Aug 1986. Vol4. Kluwer, Boston.*, pages 221–224, 1987. URL http://ci.nii.ac.jp/naid/10010022304/. 74

A. Bationo, C. B. Christianson, and M. C. Klaij. The effect of crop residue and fertilizer use on pearl millet yields in niger. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 34(3) :251–258, January 1993. ISSN 1385-1314. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF00750571. 37

R. H Behnke, I. Scoones, and C. Kerven. *Range ecology at disequilibrium : new models of natural variability and pastoral adaptation in African savannas.* Overseas Development Institute (ODI), ondon, UK., 1993. ISBN 0850031958. 45

A. Berg, B. Sultan, and N. de Noblet-Ducoudré. What are the dominant features of rainfall leading to realistic large-scale crop yield simulations in west africa ? *Geophysical Research Letters*, 37(5) :L05405, 2010. 54

A. Berger. Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, 26(4) :624–657, 1988. ISSN 8755-1209. URL http://dx.doi.org/10.1029/RG026i004p00624. 30

P. Berrisford, D. P Dee, P. Poli, R. Brugge, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi, S. M Uppala, and A. J Simmons. The ERA-Interim archive version 2.0. Technical Report 1, ECMWF, Reading (UK), 2011. URL http://www.ecmwf.int/publications/library/do/references/show?id=90276. 135

T. Besley. Property rights and investment incentives : Theory and evidence from ghana. *The Journal of Political Economy*, 103(5) :903–937, October 1995. ISSN 00223808. URL http://economics.lse.ac.uk/courses/ec307/L/besley.pdf. ArticleType : research-article / Full publication date : Oct., 1995 / Copyright © 1995 The University of Chicago Press. 48

K. Beven. A manifesto for the equifinality thesis. *Journal of Hydrology*, 320(1-2) :18–36, March 2006. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2005.07.007. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S002216940500332X. 118

K. Beven and P. Germann. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.*, 18(5) :1311–1325, 1982. ISSN 0043-1397. URL http://dx.doi.org/10.1029/WR018i005p01311. 90

K. J. Beven. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrol. Sci. J*, 29(4) : 425–434, 1984. 90

M. Biasutti and A. Giannini. Robust sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophys. Res. Lett.*, 33(11) :L11706, June 2006. ISSN 0094-8276. URL http://dx.doi.org/10.1029/2006GL026067. 33

M. Biasutti and A. H. Sobel. Delayed sahel rainfall and global seasonal cycle in a warmer climate. *Geophysical Research Letters*, 36(23), 2009. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2009GL041303. URL http://www.agu.org/pubs/crossref/2009/2009GL041303.shtml. 50, 51

C. L Bielders, P. Baveye, L. P Wilding, L. R Drees, and C. Valentin. Tillage-Induced spatial distribution of surface crusts on a sandy paleustult from togo. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60 (3) :843–855, 1996. URL https://www.soils.org/publications/sssaj/abstracts/60/3/843. 37

C.L. Bielders and P. Baveye. Processes of structural crust formation on coarse-textured soils. *European Journal of Soil Science*, 46(2) :221–232, 1995. ISSN 1351-0754. doi :

10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2389.1995.tb01830.x/abstract. 39

J. C. Bille. Mesure de la production herbacée en zone sahélienne. inventaire et cartographie des pâturages tropicaux africains. Bamako, March 1975. Centre International pour l'Elevage en Afrique (CIPEA-ILCA). Addis Abeba. 64

J. C Bille. Etude de la production primaire nette d'un écosystème sahélien. *Trav. Doc. ORSTOM*, (65), 1977. 35, 61, 63

J. C. Bille and H. Poupon. Biomasse végétale et production primaire nette. *La Terre et la Vie : Revue d'Ecologie Appliquée*, 26 :366–382, 1972. ISSN 0249-7395. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:21558. 61, 63

T. Binns. Is desertification a myth ? *Geography*, 75 :106–113, 1990. ISSN 0016-7487. 45

J. M Boffa. *Agroforestry parklands in sub-Saharan Africa.* Food & Agriculture Org, 1999. URL http://www.fao.org/docrep/005/x3940e/x3940e00.htm. 39

A. Bombelli and R. Valentini. *Africa and the Carbon Cycle. Proceedings of the Open Science Conference on "Africa and Carbon Cycle : the CarboAfrica project".* Number 105 in World Soil Resources Reports. FAO, Accra (Ghana), November 2008. URL http://www.fao.org/docrep/014/i2240e/i2240e00.htm. 157

A. Bombelli, M. Henry, S. Castaldi, S. Adu-Bredu, A. Arneth, A. de Grandcourt, E. Grieco, W. L. Kutsch, V. Lehsten, A. Rasile, et al. An outlook on the Sub-Saharan africa carbon balance. *Biogeosciences*, 6 :2193–2205, 2009. 61, 66

A. Boone, B. Decharme, F. Guichard, P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, T. Orgeval, J. Polcher, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoin, M. Grippa, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, Y. Gusev, O. Nasonova, P. Harris, C. Taylor, A. Norgaard, I. Sandholt, C. Ottlé, I. Poccard-Leclercq, S. Saux-Picart, and Y. Xue. The AMMA land surface model intercomparison project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(12) :1865–1880, December 2009. ISSN 0003-0007, 1520-0477. doi : 10.1175/2009BAMS2786.1. URL http://journals.ametsoc.org/action/showCitFormats?doi=10.1175%2F2009BAMS2786.1. 86, 134

E. Boserup. *The conditions of agricultural growth.* Aldine Publishing Company, UK, 1965. URL http://styluspub.com/resrcs/frontm/185383159X_foreword.pdf. 45

E. Boserup, N. Kanji, S. F. Tan, and C. Toulmin. *Woman's role in economic development.* Earthscan, May 2007. ISBN 9781844073924. URL http://books.google.fr/books?hl=fr&lr=&id=EzXxQOf77K0C. 48

E. Botoni and C. Reij. La transformation silencieuse de l'environnement et des systèmes de production au sahel : L'impacts des investissements publics et privés dans la gestion des ressources naturelles. *Centre for International Cooperation (CIS)—Comité Permanent inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel (CILSS)*, 2009. URL http://www.cilss.bf/IMG/pdf/Rapport_Synthese_Etude_Sahel_Final.pdf. 39

A. Botta, N. Viovy, P. Ciais, P. Friedlingstein, and P. Monfray. A global prognostic scheme of leaf onset using satellite data. *Global Change Biology*, 6(7) :709–725, 2000. doi : 10.1046/j.1365-2486.2000.00362.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00362.x. 77

G. Boudet. Désertification ou remontée biologique du sahel. *Cahiers ORSTOM.Série Biologie : Ecologie et Biologie Végétale*, 12(4) :293–300, 1977. ISSN 0068-5208. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:17789. 46

G. Boudet. Quelques observations sur les fluctuations du couvert végétal sahélien au gourma malien et leurs consequences pour une stratégie de gestion sylvo-pastorale. *Bois et forêts des tropiques*, (184) :31–44, 1979. URL http://bft.cirad.fr/revues/notice_

fr.php?dk=455306. 46

N. Boulain, B. Cappelaere, D. Ramier, H.B.A. Issoufou, O. Halilou, J. Seghieri, F. Guillemin, M. Oï, J. Gignoux, and F. Timouk. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated sahel - 2. vegetation and carbon dynamics. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :190–203, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2008.11.045. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4V47CN3-1/2/88d3fc240d92f1273e54a8063f4686e3. 37, 95, 122

J. Boutrais. Derrière les clôtures... : essai d'histoire comparée de ranchs africains. *Cahiers des Sciences Humaines*, 26(1-2) :73–95, 1990. ISSN 0768-9829. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:31585. 48

E. W Bovill. The encroachment of the sahara on the sudan. *African Affairs*, 20(LXXIX) : 174, 1921. ISSN 0001-9909. 45

P. Braconnot, S. Joussaume, O. Marti, and N. de Noblet. Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the african monsoon response to Mid-Holocene insolation. *Geophys. Res. Lett.*, 26(16) :2481–2484, 1999. ISSN 0094-8276. URL http://dx.doi.org/10.1029/1999GL006047. 30

P. Braconnot, B. Otto-Bliesner, S. Harrison, S. Joussaume, J.-Y. Peterchmitt, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, E. Driesschaert, Th. Fichefet, C. D. Hewitt, M. Kageyama, A. Kitoh, M.-F. Loutre, O. Marti, U. Merkel, G. Ramstein, P. Valdes, L. Weber, Y. Yu, and Y. Zhao. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and last glacial maximum - part 2 : feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. *Clim. Past*, 3(2) :279–296, June 2007. ISSN 1814-9324. URL http://www.clim-past.net/3/279/2007/. 30

S. Brasselle, F. Gaspart, and J.P. Platteau. Land tenure security and investment incentives : puzzling evidence from burkina faso. *Journal of Development Economics*, 67(2) :373–418, 2002. URL http://ideas.repec.org/a/eee/deveco/v67y2002i2p373-418.html. 48

H. Breman and N. de Ridder. *Manuel sur les pâturages des pays sahéliens*. KARTHALA Editions, 1991. ISBN 9782865373390. 26, 36, 37, 61

H. Breman and C. T. de Wit. Rangeland productivity and exploitation in the sahel. *Science*, 221(4618) :1341–1347, September 1983. doi : 10.1126/science.221.4618.1341. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/221/4618/1341. 35, 61, 66, 159

H. Breman and J. Kessler. *Woody plants in agro-ecosystems of semi-arid regions : with an emphasis on the Sahelian countries*. Springer-Verlag, Berlin ; New York, 1995. 37

H. Breman, L. Diarra, M. I. Cisse, and M. Togola. Les pâturages tropicaux africains. pages 195–213, Bamako, March 1975. Centre International pour l'Elevage en Afrique (CIPEA-ILCA). Addis Abeba. 64

P. Brender. *Amélioration de la représentation des savanes dans le modèle dynamique global de végétation ORCHIDEE. Une approche basée sur la confrontation des résultats de simulations avec les différentes mesures locales disponibles (flux, phénologie,...)*. Master, AgroParisTech ENGREF, PARIS, September 2008. 130

D. D. Briske, S. D. Fuhlendorf, and F. E. Smeins. Vegetation dynamics on rangelands : A critique of the current paradigms. *Journal of Applied Ecology*, 40(4) :601–614, August 2003. ISSN 00218901. URL http://www.jstor.org/stable/3505834. ArticleType : research-article / Full publication date : Aug., 2003 / Copyright © 2003 British Ecological Society. 47

P. Brohan, J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. B. Tett, and P. D. Jones. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes : A new data set from 1850. *Journal*

of Geophysical Research, 111(D12) :21 PP., June 2006. doi : 200610.1029/2005JD006548. URL http://www.agu.org/pubs/crossref/2006/2005JD006548.shtml. 49

N. Brooks. Drought in the african sahel : long term perspectives and future prospects. Technical Report 61, Tyndall Centre for Climate Change Research, Norwich, Working Paper, 2004. 30, 31

R. H. Brooks and A. T. Corey. Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Papers, Colorado State University*, (March), 1964. 84

M. E Brown, J. E Pinzón, K. Didan, J. T Morisette, and C. J Tucker. Evaluation of the consistency of long-term NDVI time series derived from AVHRR, SPOT-vegetation, SeaWiFS, MODIS, and landsat ETM+ sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(7) :1787, 2006. 19

C. Brümmer, U. Falk, H. Papen, J. Szarzynski, R. Wassmann, and N. Brüggemann. Diurnal, seasonal, and interannual variation in carbon dioxide and energy exchange in shrub savanna in burkina faso (West africa). *J. Geophys. Res.*, 113(G2) :G02030, June 2008. doi : 10.1029/2007JG000583. URL http://www.agu.org/pubs/crossref/2008/2007JG000583.shtml. 64

M. I. Budyko. On the determination of evaporation from the land surface. *Meteorol. Gidrol.*, (1) :52–58, 1955. URL http://books.google.com/books?id=Ln89Y-6KwZYC&pg=PA130. 73

A. Buerkert, A. Bationo, and H. P. Piepho. Efficient phosphorus application strategies for increased crop production in sub-Saharan west africa. *Field Crops Research*, 72(1) :1–15, August 2001. ISSN 0378-4290. doi : doi:DOI:10.1016/S0378-4290(01)00166-6. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6T6M-43K8FHD-2/2/0ce9f5ac88a27573f37cf8d0bb24e603. 37

W. H. Burrows, B. K. Henry, P. V. Back, M. B. Hoffmann, L. J. Tait, E. R. Anderson, N. Menke, T. Danaher, J. O. Carter, and G. M . McKeon. Growth and carbon stock change in eucalypt woodlands in northeast australia : ecological and greenhouse sink implications. *Global Change Biology*, 8(8) :769–784, 2002. ISSN 1365-2486. doi : 10.1046/j.1365-2486.2002.00515.x. URL http://www.southwestnrm.org.au/sites/default/files/uploads/ihub/growth-carbon-stock-change-eucalypt-woodlands-northeast-australia-ecological-greenhouse-sink-implica.pdf. 22

A. B. G. Bush and S. G. H. Philander. The role of Ocean-Atmosphere interactions in tropical cooling during the last glacial maximum. *Science*, 279(5355) :1341 –1344, February 1998. doi : 10.1126/science.279.5355.1341. URL http://www.sciencemag.org/content/279/5355/1341.abstract. 30

B. Cappelaere, L. Descroix, T. Lebel, N. Boulain, D. Ramier, J.-P. Laurent, G. Favreau, S. Boubkraoui, M. Boucher, I. Bouzou Moussa, V. Chaffard, P. Hiernaux, H.B.A. Issoufou, E. Le Breton, I. Mamadou, Y. Nazoumou, M. Oi, C. Ottlé, and G. Quantin. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated sahelian area of south-west niger - investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :34–51, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.06.021. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4WK48G6-2/2/ae1f53f22ab4bc815cf09cf1be106b16. 95

M. Carrière. *Les communautés végétales sahéliennes en Mauritanie (région de Kaedi) : analyse de la reconstitution annuelle du couvert herbacé.* PhD thesis, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, Laboratoire de biologie végétale (UA CNRS, systématique et écologie végétale), 1989. 37

R. Carsel and R. Parrish. Developing joint probability distributions of soil water retention

characteristics. *Water Resour. Res.*, 24(5) :755–769, 1988. ISSN 0043-1397. URL http://dx.doi.org/10.1029/WR024i005p00755. 82, 85, 90, 91

A. Casenave and C. Valentin. *Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration*. ORSTOM, 1989. ISBN 2709909847. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:27816. 26, 36

J. César and A. Havet. Influence du climat et du sol sur la production herbacée des savanes. *Rev EMVT*, 39 :453–61, 1986. URL http://remvt.cirad.fr/revue/notice.php?dk=431212. 35, 36, 61

J. G. Charney. Dynamics of deserts and drought in the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428) :193–202, 1975. doi : 10.1002/qj.49710142802. URL http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710142802. 31, 34, 45, 160

J. Chen and P. Kumar. Topographic influence on the seasonal and interannual variation of water and energy balance of basins in north america. *Journal of Climate*, 14(9) :1989–2014, May 2001. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2001)014<1989:TIOTSA>2.0.CO;2. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2001)014%3C1989%3ATIOTSA%3E2.0.CO%3B2. 90

A. Chevalier. L'assèchement de l'Afrique occidentale et centrale, les irrigations et le reboisement. *Revue de botanique appliquée et d'agriculture coloniale*, pages 212–14, 1928. URL http://gallica.bnf.fr/ark:/12148/bpt6k122468j/f292. 45

E. N. Chidumayo. Changes in miombo woodland structure under different land tenure and use systems in central zambia. *Journal of biogeography*, 29(12) :1619–1626, 2002. 64

E. Choisnel. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie*, 6(11) :103–133, 1977. 76, 79

J. H. Christensen, B. Hewitson, A. Busuioc, A. Chen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, and P. Whetton. Chapter 11 : Regional climate projections. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, editors, *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007. URL http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch11s11-2.html. 52

R. Chudeau. Le problème du dessèchement en afrique occidentale. *Bulletin du Comité d'études historiques et scientifiques de l'Afrique occidentale française*, pages 353–69, 1921. 46

P. Ciais, S.-L. Piao, P. Cadule, P. Friedlingstein, and A. Chédin. Variability and recent trends in the african terrestrial carbon balance. *Biogeosciences*, 6(9) :1935–1948, 2009. ISSN 1726-4170. URL http://www.biogeosciences.net/6/1935/2009/. 64

C. Ciret, J. Polcher, and X. Le Roux. An approach for simulating the phenology of savanna ecosystems in the laboratoire de météorologie dynamique general circulation model. *Global Biogeochemical Cycles*, 1999. URL http://www.agu.org/pubs/crossref/1999/1998GB900016.shtml. 157

A. M. Cissé. *Dynamique de la strate herbacée des pâturages de la zone sud-sahélienne*. PhD thesis, Wageningen, 1986. 25, 37, 104

J. Claude, M. Grouzis, and P. Milleville, editors. *Un espace sahélien : la mare d'Oursi, Burkina Faso*. ORSTOM, 1991. ISBN 2-7099-1067-5. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:36348. 61

M. Claussen. Modeling bio-geophysical feedback in the african and indian monsoon region.

Climate Dynamics, 13(4) :247–257, April 1997. doi : 10.1007/s003820050164. URL http://dx.doi.org/10.1007/s003820050164. 30

M. Claussen. Holocene rapid land-cover changes–evidence and theory. In R. W. Battarbee and H. Binney, editors, *Natural Climate Variability and Global Warming.*, pages 232–253. Blackwell Publishing, 2008. 30

M. Claussen and V. Gayler. The greening of the sahara during the Mid-Holocene : results of an interactive Atmosphere-Biome model. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6 (5) :369–377, September 1997. ISSN 09607447. URL http://www.jstor.org/stable/2997337. ArticleType : primary_article / Full publication date : Sep., 1997 / Copyright © 1997 Blackwell Publishing. 30

M. Claussen, C. Kubatzki, V. Brovkin, A. Ganopolski, P. Hoelzmann, and H.J. Pachur. Simulation of an abrupt change in saharan vegetation in the Mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 26(14) :2037, 1999. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/1999GL900494. URL http://www.agu.org/pubs/crossref/1999/1999GL900494.shtml. 28, 30, 49

M. Collins, S. F. B. Tett, and C. Cooper. The internal climate variability of HadCM3, a version of the hadley centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics*, 17(1) :61–81, January 2001. doi : 10.1007/s003820000094. URL http://dx.doi.org/10.1007/s003820000094. 53

K. H. Cook. Climate science : The mysteries of sahel droughts. *Nature Geosci*, 1(10) : 647–648, October 2008. ISSN 1752-0894. doi : 10.1038/ngeo320. URL http://dx.doi.org/10.1038/ngeo320. 33

E. Coppola, D. I. F Grimes, M. Verdecchia, and G. Visconti. Validation of improved TAMANN neural network for operational Satellite-Derived rainfall estimation in africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(11) :1557–1572, 2006. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAM2426.1. 34

A. Cornet. Mesure de la biomasse et détermination de la production nette aérienne de la strate herbacée dans trois groupements végétaux de la zone sahélienne au sénégal. *Acta Oecologica, Oecol Plant*, 16 :231–66, 1981. URL http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_5/b_fdi_02-03/00870.pdf. 35, 36, 61, 63, 65

A. Cornet. Utilisation de modéles simples de bilan hydrique et de production de biomasse pour déterminer les potentialités de production de parcours en zone sahélienne sénégalaise. In *Proceedings of the workshop on land evaluation for extensive grazing. ILRI, Wageningen*, pages 207–228, 1984. URL http://www2.alterra.wur.nl/Internet/webdocs/ilri-publicaties/publicaties/Pub36/Proceeding%20of%20the%20workshop%20leeg-h12.pdf. 61, 66

J. M Cour, S. Club, and S. Snrech. *Preparing for the future : a vision of West Africa in the year 2020 : West Africa long-term perspective study.* Organization for Economic, 1998. 54

P. Couteron and K. Kokou. Woody vegetation spatial patterns in a semi-arid savanna of burkina faso, west africa. *Plant Ecology*, 132(2) :211–227, October 1997. ISSN 1385-0237. URL http://dx.doi.org/10.1023/A:1009723906370. 37

P. M Cox. Description of the TRIFFID dynamic global vegetation model. Technical report, Hadley Centre, Met Office, London Road, Bracknell, Berks R12 2SY, UK, 2001. URL http://tna.europarchive.org/20081112122150/http://metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/HCTN_24.pdf. 67

P. M Cox, P. P Harris, C. Huntingford, R. A Betts, M. Collins, C. D Jones, T. E Jupp, J. A Marengo, and C. A Nobre. Increasing risk of amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature*, 453(7192) :212–215, 2008. 49

A. P Cracknell. *The advanced very high resolution radiometer (AVHRR)*. CRC, 1997. ISBN 0748402098. 19

A. Dai. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *Journal of Climate*, 19 :4605, 2006. URL http://adsabs.harvard.edu/abs/2006JCli...19.4605D. 51

E. Davin. *Etude de l'effet biophysique du changement d'occupation des sols sur le système climatique*. PhD, Université Paris VI, Pierre et Marie Curie, PARIS, 2008. URL http://www.lsce.ipsl.fr/Phocea/file.php?class=pisp&reload=1305642390&file=nathalie.de-noblet/files/139/EdouardDavin_PhD_2008.pdf. 67

N. de Noblet, I. C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, and A. Haxeltine. Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophys. Res. Lett.*, 23(22) :3191–3194, 1996. ISSN 0094-8276. URL http://dx.doi.org/10.1029/96GL03004. 30, 49

P. de Rosnay. *Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique*. PhD, Université Paris VI, Pierre et Marie Curie, PARIS, 1999. URL http://www.ecmwf.int/staff/patricia_de_rosnay/files/derosnay_these_1999_part2.pdf. 67, 81, 82, 83, 85

P. de Rosnay and J. Polcher. Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology And Earth System Sciences*, 2(2-3) :239–255, 1998. 67, 76

S. De Smedt. *Le bilan hydrologique régional : étude de sa variabilité à l'aide de simulations numériques*. PhD thesis, AgroParisTech ENGREF, January 2004. URL http://bib.rilk.com/687/. 67

F. W. T. Penning de Vries and M. A. Djitéye. *La Productivité des pâturages sahéliens : une étude des sols, des végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle*. Centre for Agricultural Pub. and Documentation, Wageningen, 1982. URL http://library.wur.nl/way/catalogue/documents/Sahel/PENNING/INDEX.HTM. 19, 36, 37, 61, 67, 103, 125

G. de Wispelaere. Les photographies aériennes témoins de la dégradation du couvert ligneux dans un géosystème sahélien sénégalais : influence de la proximité d'un forage. *Cahiers ORSTOM.Série Sciences Humaines*, 17(3-4) :155–166, 1980. ISSN 0008-0403. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:00988. 40

D. L. DeAngelis and J. C. Waterhouse. Equilibrium and nonequilibrium concepts in ecological models. *Ecological Monographs*, 57(1) :1–21, March 1987. ISSN 00129615. URL http://www.jstor.org/stable/1942636. ArticleType : research-article / Full publication date : Mar., 1987 / Copyright © 1987 Ecological Society of America. 47

J. W. Deardorff. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, 83(C4) :1889–1903, 1978. ISSN 0148-0227. URL http://dx.doi.org/10.1029/JC083iC04p01889. 84

B. Decharme, H. Douville, A. Boone, F. Habets, and J. Noilhan. Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the ISBA LSM : simulations over the rhône basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1) :61–80, February 2006. ISSN 1525-755X. doi : 10.1175/JHM469.1. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM469.1. 87, 90, 91

D. P Dee, S. M Uppala, A. J Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J Geer, L. Haimberger, S. B Healy, H. Hersbach, E. V Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P McNally, B. M Monge-Sanz, J. -J Morcrette, B. -K Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J. -N Thépaut, and F. Vitart. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteo-*

rological Society, 137(656) :553–597, April 2011. ISSN 1477-870X. doi : 10.1002/qj.828. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.828/abstract. 134, 135

P. Lavigne Delville. La décentralisation administrative face à la question foncière : Afrique de l'Ouest francophone rurale. Technical Report 39, Institut fuer Ethnologie und Afrikastudien (Mainz University). Das Arabische Buch, 1999. URL http://www.gret.org/ressource/pdf/decentralisation_fonciere.pdf. 48

P. B. deMenocal, J. Ortiz, T. Guilderson, J. Adkins, M. Sarnthein, L. Baker, and M. Yarusinsky. Abrupt onset and termination of the african humid period : rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5) :347–361, 2000. 31

J.L. Devineau. Seasonal rhythms and phenological plasticity of savanna woody species in a fallow farming system (South-West burkina faso). *Journal of Tropical Ecology*, 15(4) : 497–513, July 1999. ISSN 02664674. URL http://www.jstor.org/stable/2559941. ArticleType : research-article / Full publication date : Jul., 1999 / Copyright © 1999 Cambridge University Press. 37

R. E Dickinson and B. Hanson. Vegetation-albedo feedbacks. In J. Hansen and T. Takahashi, editors, *Climate processes and climate sensitivity*, volume 5 of *Geophysical monograph*, pages 180–186. American Geophysical Union, Washington, DC, 1984. ISBN 9780875904047. URL http://books.google.com/books?id=CzWZxCuKQ3UC&pg=PA180. 70

J. L. Dodd. Desertification and degradation in Sub-Saharan africa. *BioScience*, 44(1) : 28–34, January 1994. ISSN 00063568. URL http://www.jstor.org/stable/1312403. ArticleType : research-article / Full publication date : Jan., 1994 / Copyright © 1994 University of California Press and American Institute of Biological Sciences. 45

P. Donfack. Dynamique de la végétation après abandon de la culture au Nord-Cameroun. In *La jachère en Afrique de l'Ouest*, Colloques et Séminaires, pages 319–330. ORSTOM, Paris, 1993. ISBN 2-7099-1144-2. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:38736. 36

T. d'Orgeval. *Impact du changement climatique sur le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest : Modélisation et incertitudes*. PhD, Université Paris VI, Pierre et Marie Curie, PARIS, 2006. URL http://dods.ipsl.jussieu.fr/orchidee/WEBORCHIDEE/ANOTER/These_dOrgeval.pdf. 67, 78, 81, 86, 88, 89, 91, 92, 93, 97, 106, 130

T. d'Orgeval, J. Polcher, and P. de Rosnay. Sensitivity of the west african hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12(6) :1387–1401, December 2008. ISSN 1027-5606. URL http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/12/1387/2008/. 157

H. Douville, S. Conil, S. Tyteca, and A. Voldoire. Soil moisture memory and west african monsoon predictability : artefact or reality ? *Climate Dynamics*, 28(7) :723–742, June 2007. doi : 10.1007/s00382-006-0207-8. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-006-0207-8. 50

P. Drechsel, A. Olaleye, A. Adeoti, L. Thiombiano, B. Barry, and K. Vohland. Adoption driver and constraints of resource conservation technologies in sub-saharan africa. Technical report, IWMI, FAO, Humbold University, 2001. URL http://www.lk.iwmi.org/africa/West/pdf/AdoptionConstraints-Overview.pdf. 45

A. Ducharne, K. Laval, and J. Polcher. Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dynamics*, 14 :307–327, 1998. URL http://www.springerlink.com/content/6kcrkqp1vdeu2lm9/. 88

N. Ducoudré, K. Laval, and A. Perrier. SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the Land-Atmosphere interface within the

LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6(2) :248–273, February 1993. URL http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281993%29006%3C0248%3ASANSOP%3E2.0.CO%3B2. 67, 68, 69

T. d'Orgeval and J. Polcher. Impacts of precipitation events and land-use changes on west african river discharges during the years 1951–2000. *Climate Dynamics*, 31(2) :249–262, 2008. doi : 10.1007/s00382-007-0350-x. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-007-0350-x. 157

T. d'Orgeval, J. Polcher, and L. Li. Uncertainties in modelling future hydrological change over west africa. *Climate Dynamics*, 26(1) :93–108, January 2006. doi : 10.1007/s00382-005-0079-3. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-005-0079-3. 157

ECMWF. IFS documentation CY33r1, 2007. URL http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/index.html. 135

L. Eklundh and L. Olsson. Vegetation index trends for the african sahel 1982–1999. *Geophys. Res. Lett.*, 30(8) :1430, April 2003. ISSN 0094-8276. URL http://dx.doi.org/10.1029/2002GL016772. 20, 21, 22

J. E. Ellis and D. M. Swift. Stability of african pastoral ecosystems : Alternate paradigms and implications for development. *Journal of Range Management*, 41(6) :450–459, November 1988. ISSN 0022409X. URL http://www.jstor.org/stable/3899515. ArticleType : research-article / Full publication date : Nov., 1988 / Copyright © 1988 Allen Press. 47

E. A. B. Eltahir and C. Gong. Dynamics of wet and dry years in west africa. *Journal of Climate*, 9(5) :1030–1042, May 1996. URL http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281996%29009%3C1030%3ADOWADY%3E2.0.CO%3B2. 34

D. Entekhabi and P. S. Eagleson. Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models including subgrid scale spatial variability. *Journal of Climate*, 2 :816–832, August 1989. URL http://www.engr.colostate.edu/~ramirez/ce_old/classes/ce722_ramirez/Readings/Entekhabi_LandSurface.pdf. 88

M. Evéquoz and G. Yadji. Conservation et gestion des eaux et des sols au niger. Technical report, Durabilité du système de production agricole nord-sahélien. Eidgennössische Technische Hochschule., Zurich, Switzerland, 1998. 39

FAO. Unesco soil map of the world, 1 : 5 000 000. *UNESCO : Paris*, 1981 :2–10, 1971. 85

D. Farmer, M. Sivapalan, and C. Jothityangkoon. Climate, soil, and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes : Downward approach to water balance analysis. *Water Resour. Res.*, 39(2) :1035, February 2003. ISSN 0043-1397. doi : 10.1029/2001WR000328. URL http://dx.doi.org/10.1029/2001WR000328. 158

G. D. Farquhar, S. Caemmerer, and J. A. Berry. A biochemical model of photosynthetic CO2 assimilation in leaves of c3 species. *Planta*, 149(1) :78–90, June 1980. doi : 10.1007/BF00386231. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF00386231. 75

G. Favreau, B. Cappelaere, S. Massuel, M. Leblanc, M. Boucher, N. Boulain, and C. Leduc. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest niger : A review. *Water Resour. Res.*, 45(7) :W00A16, March 2009. ISSN 0043-1397. URL http://dx.doi.org/10.1029/2007WR006785. 26

A. Faye, A. Fall, M. Tiffen, M. Mortimore, and J. Nelson. Diourbel region : a synthesis. Technical Report 23e, Drylands Research, 2001. URL http://www.drylandsresearch.org.uk/drylands_senegal.html. 46

R. J. Fensham and R. J. Fairfax. Assessing woody vegetation cover change in north-west australian savanna using aerial photography. *Int. J. Wildland Fire*, 12(4) :359–367,

January 2003. URL http://www.publish.csiro.au/paper/WF03022. 22, 24

R. J. Fensham, R. J. Fairfax, and S. R. Archer. Rainfall, land use and woody vegetation cover change in semi-arid australian savanna. *Journal of Ecology*, 93(3) :596–606, June 2005. ISSN 0022-0477. doi : 10.1111/j.1365-2745.2005.00998.x. URL http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2745.2005.00998.x. 22

R. Fensholt, K. Rasmussen, T. T. Nielsen, and C. Mbow. Evaluation of earth observation based long term vegetation trends – intercomparing NDVI time series trend analysis consistency of sahel from AVHRR GIMMS, terra MODIS and SPOT VGT data. *Remote Sensing of Environment*, 113(9) :1886–1898, September 2009. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/j.rse.2009.04.004. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-4WDNBVR-1/2/8377932d5899b2a4b9ee03124e8851d7. 19, 22

D. Fleitmann, S. J. Burns, M. Mudelsee, U. Neff, J. Kramers, A. Mangini, and A. Matter. Holocene forcing of the indian monsoon recorded in a stalagmite from southern oman. *Science*, 300(5626) :1737 –1739, June 2003. doi : 10.1126/science.1083130. URL http://www.sciencemag.org/content/300/5626/1737.abstract. 30

S. W.F.S.W Fleming, P. H.P Hudson, and E. J.Q.E.J Quilty. Interpreting nonstationary environmental cycles as amplitude-modulated (AM) signals a paper submitted to the journal of environmental engineering and science. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 36(4) :720–731, 2009. 212

C. Floret and G. Serpantié. *La jachère en Afrique de l'Ouest*. Colloques et Séminaires. ORSTOM, Paris, 1993. ISBN 2-7099-1144-2. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:38712. 39

T. Foken, M. Aubinet, J. J. Finnigan, M. Y. Leclerc, M. Mauder, and K. Tha Paw U. RESULTS OF a PANEL DISCUSSION ABOUT THE ENERGY BALANCE CLOSURE CORRECTION FOR TRACE GASES. *Bulletin of the American Meteorological Society*, page 110301125233008, February 2011. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/2011BAMS3130.1. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2011BAMS3130.1. 109

J. A. Foley, M. T. Coe, M. Scheffer, and G. Wang. Regime shifts in the sahara and sahel : Interactions between ecological and climatic systems in northern africa. *Ecosystems*, 6(6) :524–532, 2003. ISSN 1432-9840. doi : 10.1007/s10021-002-0227-0. URL http://www.springerlink.com/content/0t0yhwa72neaxm82/. 28

C. K. Folland, T. N. Palmer, and D. E. Parker. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320(6063) :602–607, April 1986. doi : 10.1038/320602a0. URL http://dx.doi.org/10.1038/320602a0. 33

A. Fournier. *Phénologie, Croissance et Production Végétales dans quelques savanes d'Afrique de l'Ouest. Variation selon un gradient climatique*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), 1990. 36, 61, 103

A. Fournier. Cycle saisonnier et production nette de la matière végétale herbacée en savanes soudaniennes pâturées : les jachères de la région de bondoukuy (Burkina faso) / seasonal cycle and net primary production of herbaceous vegetation in grazed sudanian savannas. the fallows of bondoukuy region (Burkina faso). *Ecologie*, 25(3) :173–188, 1994. ISSN 1259-5314. URL http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41170.pdf. 40

R. Freson. Apercu de la biomasse et de la productivite de la strate herbacee au miombo de la luiswishi. In *Annales de l'Université de l'Abidjan, series E*, volume 4, pages 256–277, 1973. 61

P. Friedlingstein, G. Joel, C. B. Field, and I. Y. Fung. Toward an allocation scheme for global terrestrial carbon models. *Global Change Biology*, 5(7) :755–770, 1999. ISSN 1365-2486. doi : 10.1046/j.1365-2486.1999.00269.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/

j.1365-2486.1999.00269.x. 76

J. Gardelle, P. Hiernaux, L. Kergoat, and M. Grippa. Less rain, more water in ponds : a remote sensing study of the dynamics of surface waters from 1950 to present in pastoral sahel (Gourma region, mali). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14(2) :309–324, February 2010. ISSN 1027-5606. URL http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/14/309/2010/. 26

F. Gasse. Hydrological changes in the african tropics since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5) :189–211, January 2000. ISSN 0277-3791. doi : 10.1016/S0277-3791(99)00061-X. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VBC-40378TB-F/2/5ca0541978bbe816eedd68081c141cee. 30, 31

B. Geiger, C. Meurey, D. Lajas, L. Franchistéguy, D. Carrer, and J.-L. Roujean. Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. *Meteorological Applications*, 15(3) :411–420, September 2008. ISSN 1469-8080. doi : 10.1002/met.84. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/met.84/abstract. 134

A. Giannini, R. Saravanan, and P. Chang. Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302(5647) :1027–1030, November 2003. doi : 10.1126/science.1089357. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/302/5647/1027. 31, 33, 49

A. Giannini, M. Biasutti, I M. Held, and A. H. Sobel. A global perspective on african climate. *Climatic Change*, 90(4) :359–383, 2008. ISSN 0165-0009. doi : 10.1007/s10584-008-9396-y. 51

J. Gignoux, P. Mordelet, and J. C. Menaut. Biomass cycle and primary production. In L. Abbadie, J. Gignoux, X. Roux, and M. Lepage, editors, *Lamto*, volume 179, pages 115–137. Springer New York, New York, NY, 2006. ISBN 978-0-387-94844-7. URL http://www.springerlink.com/content/h03m14h2p8375m24. 61, 64

E. H. Golan. Land tenure reform in the peanut basin of senegal. In J. W. Bruce and S. E. Migot-Adholla, editors, *Searching for land tenure security in Africa*, pages 231–249. Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa (USA), 1994. ISBN 9780840395085. 48

J. L Gomez-Dans, M. Wooster, P. Lewis, and A. Spessa. Probabilistic calibration of a coupled ecosystem and fire model using satellite data. In *Geoscience and Remote Sensing Symposium,2009 IEEE International,IGARSS 2009*, volume 4, pages IV–81–IV–84. IEEE, July 2009. ISBN 978-1-4244-3394-0. doi : 10.1109/IGARSS.2009.5417367. 67

A. Goudie. Pleistocene events in the tropics and subtropics. In *Environmental change*, pages 97–132. Oxford University Press, USA, 1992. ISBN 0198741669. 30

Y. Govaerts and A. Lattanzio. Estimation of surface albedo increase during the eighties sahel drought from meteosat observations. *Global and Planetary Change*, 64 (3-4) :139–145, December 2008. ISSN 0921-8181. doi : 10.1016/j.gloplacha.2008.04.004. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VF0-4TPX0NJ-3/2/abe149340bdc5ba600538b55c03265d4. 19

J. Grace, J. San José, P. Meir, H. S. Miranda, and R. A. Montes. Productivity and carbon fluxes of tropical savannas. *Journal of Biogeography*, 33(3) :387–400, March 2006. ISSN 1365-2699. doi : 10.1111/j.1365-2699.2005.01448.x. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-2699.2005.01448.x/abstract. 61, 64, 65

I. F. Grant, A. J. Prata, and R. P. Cechet. The impact of the diurnal variation of albedo on the remote sensing of the daily mean albedo of grassland. *J. Appl. Meteor.*, 39(2) :231–244, 2000. ISSN 0894-8763. doi : 10.1175/1520-0450(2000)039<0231:TIOTDV>2.0.CO;2. URL http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(2000)039<0231:TIOTDV>2.0.CO;2. 106

T. I. Gray_Jr and B. D. Tapley. Vegetation health : Nature's climate monitor. *Advances*

in Space Research, 5(6) :371–377, 1985. ISSN 0273-1177. doi : 10.1016/0273-1177(85)90343-6. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V3S-473FJV5-1W/2/cf24748fb393ca384236cb12451ca122. 19

D. I. F. Grimes and M. Diop. Satellite-based rainfall estimation for river flow forecasting in africa. i : Rainfall estimates and hydrological forecasts / estimation par satellite des precipitations pour la prevision des debits fluviaux en afrique. i : Estimations des precipitations et previsions hydrologiques. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 48(4) :567–584, 2003. ISSN 0262-6667. doi : 10.1623/hysj.48.4.567.51410. URL http://www.google.fr/search?q=Validation+of+Satellite-Derived+Rainfall+Products+over+the+Sahel&ie=utf-8&oe=utf-8&aq=t&rls=com.ubuntu:en-US:unofficial&client=firefox-a. 34

D. I. F. Grimes, E. Pardo-Igúzquiza, and R. Bonifacio. Optimal areal rainfall estimation using raingauges and satellite data. *Journal of Hydrology*, 222(1-4) : 93–108, September 1999. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/S0022-1694(99)00092-X. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-3XBTSHK-7/2/e6d228614ab4f05ce69b05b5c1fd3a51. 34

M. Grouzis. *Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (Mare d'Oursi, Burkina Faso)*. PhD thesis, ORSTOM, Paris, 1988. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:25739. 35, 36, 37

Michel Grouzis. Structure, composition floristique et dynamique de la production de matière sèche de formations végétales sahéliennes (Mare d'Oursi - haute volta). Technical report, ORSTOM, 1979. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:01826. 61, 63

J. P. Guenguant, M. Banoin, and A. Quesnel. Dynamique des populations, disponibilités en terres et adaptation des régimes fonciers : le cas du niger. *Gendreau Francis, Lututala Mumpasi. 155pp. FAO, Rome*, 2002. URL http://www.cicred.org/Eng/Publications/pdf/MonoNiger.pdf. 26, 39

C. Gueymard. A two-band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the earth's surface. *Solar Energy*, 43(5) :253–265, 1989. ISSN 0038-092X. doi : 10.1016/0038-092X(89)90113-8. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0038092X89901138. 105

S. M. Hagos and K. H. Cook. Ocean warming and Late-Twentieth-Century sahel drought and recovery. *Journal of Climate*, 21(15) :3797–3814, 2008. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JCLI2055.1. 33

N. P Hanan, P. Kabat, A. J Dolman, and J. N.A Elbers. Photosynthesis and carbon balance of a sahelian fallow savanna. *Global Change Biology*, 4(5) :523–538, 1998. 63

G. Hardin. The tragedy of the commons. *Science*, 162(3859) :1243 –1248, December 1968. doi : 10.1126/science.162.3859.1243. URL http://www.sciencemag.org/content/162/3859/1243.abstract. 47

F. M.A Harris. Changes in soil fertility under indigenous agricultural intensification in the kano region. Technical Report 36, Drylands Research, 2000. URL http://www.drylandsresearch.org.uk/pdfs/WP_Harris_Soil_Fertility.pdf. 46

T. Harter and J.W. Hopmans. Role of vadose-zone flow processes in regional-scale hydrology : review, opportunities and challenges. In R. A. Feddes, G. H. de Rooij, and J.C. van Dam, editors, *Unsaturated-zone Modeling : Progress, Challenges and Applications*, number XXII in Wageningen UR Frontis Series, page 364. Kluwer Academic Publishers, 2004. ISBN 978-1-4020-2918-9. URL http://library.wur.nl/ojs/index.php/frontis/issue/view/197. 158

R. Haverkamp and M. Vauclin. A note on estimating finite difference interblock hydraulic

conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water Resour. Res.*, 15(1) : 181–187, 1979. ISSN 0043-1397. URL http://dx.doi.org/10.1029/WR015i001p00181. 88

I. M Held. The gap between simulation and understanding in climate modeling. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(11) :1609–1614, 2005. 33, 49, 50

U. Helldén. Drought impact monitoring. a remote sensing study of desertification in kordofan, sudan. Technical Report 61, Lunds Universitets Naturgeografiska Institution (Sweden), 1984. 45

U. Helldén. Desertification monitoring : Is the desert encroaching ? Technical Report 17 : 8-12, United Nations Environment Program, 1988. URL http://www.ciesin.org/docs/002-178/002-178.html. 45

B. Hérault and P. Hiernaux. Soil seed bank and vegetation dynamics in sahelian fallows ; the impact of past cropping and current grazing treatments. *Journal of Tropical Ecology*, 20(06) :683–691, 2004. doi : 10.1017/S0266467404001786. URL http://journals.cambridge.org/action/displayAbstract?fromPage=online&aid=254043. 26, 37

S.M. Herrmann and C.F. Hutchinson. The changing contexts of the desertification debate. *Journal of Arid Environments*, 63(3) :538–555, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.003. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4G2BG9W-1/2/72cd26b19c1989cb74393a8f9cd53f1c. 42, 45

S.M. Herrmann, A. Anyamba, and C. J. Tucker. Recent trends in vegetation dynamics in the african sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change Part A*, 15(4) :394–404, December 2005. ISSN 0959-3780. doi : 10.1016/j.gloenvcha.2005.08.004. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VFV-4HJC4JY-3/2/cf5bd58a876bcc7c8e15a395d183aa75. 42, 44

C. Hesse and P. Trench. *Who's managing the commons ? : inclusive management for a sustainable future*. Number 1 in Securing the Commons. International Institute for Environment and Development, SOS Sahel International, UK, 2000. ISBN 978-1-904035-72-5. URL http://pubs.iied.org/pdfs/X172IIED.pdf. 48

B.W. Heumann, J.W. Seaquist, L. Eklundh, and P. Jönsson. AVHRR derived phenological change in the sahel and soudan, africa, 1982-2005. *Remote Sensing of Environment*, 108(4) :385–392, June 2007. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/j.rse.2006.11.025. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-4MXSS8M-1/2/897f0dbe264de905b39c3392d913fc78. 22, 23

P. Hiernaux and H. N Le Houérou. The rangelands of the sahel. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 17(1) :51–71, 2006. URL http://www.jle.com/fr/revues/agro_biotech/sec/e-docs/00/04/1F/07/article.phtml. 25, 26, 37, 103

P. Hiernaux and M. D. Turner. The effect of clipping on growth and nutrient uptake of sahelian annual rangelands. *Journal of Applied Ecology*, 33(2) :387–399, April 1996. ISSN 00218901. URL http://www.jstor.org/stable/2404760. ArticleType : research-article / Full publication date : Apr., 1996 / Copyright © 1996 British Ecological Society. 40

P. Hiernaux, M. I. Cissé, L. Diarra, and P. N. de Leenw. Fluctuations saisonnières de la feuillaison des arbres et des buissons sahéliens. conséquences pour la quantification des ressources fourragères. *Revue d'Elevage et de Médecine Vétérinaire des Pays Tropicaux*, 47 :117–125, 1994. URL http://remvt.cirad.fr/revue/notice.php?dk=387207. 37, 96

P. Hiernaux, C. L. Bielders, C. Valentin, A. Bationo, and S. Fernández-Rivera. Effects of livestock grazing on physical and chemical properties of sandy soils in sahelian rangelands. *Journal of Arid Environments*, 41(3) :231–245, March 1999. ISSN 0140-

1963. doi : 10.1006/jare.1998.0475. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-45GMGVW-32/2/6d044919a236b3210513b44508a0c9ff. 40

P. Hiernaux, A. Ayantunde, A. Kalilou, E. Mougin, B. Gérard, F. Baup, M. Grippa, and B. Djaby. Trends in productivity of crops, fallow and rangelands in south-west niger : Impact of land use, management and variable rainfall. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :65–77, 2009a. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.01.032. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4VGXCXK-4/2/dbfe0de8a6e00b0c6c653fbe6eaa0ebc. 29, 37, 38, 39, 61, 96

P. Hiernaux, E. Mougin, L. Diarra, N. Soumaguel, F. Lavenu, Y. Tracol, and M. Diawara. Sahelian rangeland response to changes in rainfall over two decades in the gourma region, mali. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :114–127, August 2009b. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2008.11.005. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4TX79CH-4/2/eeb3b26622b6a3728b49492abeea4937. 36, 37, 39, 40, 61

T. Hirose and M. J. A. Werger. Maximizing daily canopy photosynthesis with respect to the leaf nitrogen allocation pattern in the canopy. *Oecologia*, 72(4) :520–526, July 1987. ISSN 0029-8549. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF00378977. 76

M. Hoerling, J. Hurrell, J. Eischeid, and A. Phillips. Detection and attribution of Twentieth-Century northern and southern african rainfall change. *Journal of Climate*, 19(16) :3989–4008, 2006. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3842.1. 33

B. N. Holben. Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 7(11) :1417–1434, 1986. ISSN 0143-1161. 22

H. N. Le Houérou. Climate, flora and fauna changes in the sahara over the past 500 million years. *Journal of Arid Environments*, 37(4) :619–647, December 1997. ISSN 0140-1963. doi : 10.1006/jare.1997.0315. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-45M2TYC-7/2/54476924e056b3e4f921fca6997b8761. 30

H. N. Le Houérou and G. F. Popov. An eco-climatic classification of intertropical africa. *FAO Plant Production and Protection Papers (FAO)*, 31, 1981. 25

H. N. Le Houérou, R. L. Bingham, and W. Skerbek. Relationship between the variability of primary production and the variability of annual precipitation in world arid lands. *Journal of Arid Environments*, 15(1) :1–18, 1988. ISSN 0140-1963. 36

Y. C. Hountondji. *Dynamique environnementale en zones sahélienne et soudanienne de l'Afrique de l'Ouest : Analyse de l'évolution et évaluation de la dégradation du couvert végétal/ Environmental dynamic in the Sahelian and Sudanian zone of West Africa : Temporal analysis and assessment of vegetation cover degradation.* PhD, Université de Liège. Département des sciences et gestion de l'environnement, October 2008. URL http://bictel.ulg.ac.be/ETD-db/collection/available/ULgetd-09102008-111402/. 26

F. Hourdin, I. Musat, F. Guichard, P. M. Ruti, F. Favot, M.-A. Filiberti*, M. Pham, J.-Y. Grandpeix, J. Polcher, P. Marquet, A. Boone, J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, A. Dell'aquila, T. Losada Doval, A.-K. Traore, and H. Gallée. AMMA-Model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1) :1, 2010. ISSN 0003-0007. doi : 10.1175/2009BAMS2791.1. URL http://ams.allenpress.com/pdfserv/?request=get-pdf&doi=10.1175%2F2009BAMS2791.1. 135

N. E. Huang, Z. Shen, S. R. Long, M. C. Wu, H. H. Shih, Q. Zheng, N. C. Yen, C. C. Tung, and H. H. Liu. The empirical mode decomposition and the hilbert spectrum for nonlinear and Non-Stationary time series analysis. *Proceedings : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 454(1971) :903–995, March 1998. ISSN 13645021. URL http://www.jstor.org/stable/53161. ArticleType : research-article / Full publication date :

Mar. 8, 1998 / Copyright © 1998 The Royal Society. 22

H. Hubert. Le desséchement progressif en afrique occidentale. *Bulletin du Comité d'Etudes Historiques et Scientifiques de l'Afrique Occidentale Française*, 3(4), 1920. URL http://www.mr.refer.org/numweb/spip.php?article31. 45

A. T. Hudak and C. A. Wessman. Textural analysis of historical aerial photography to characterize woody plant encroachment in south african savanna. *Remote Sensing of Environment*, 66(3) :317–330, December 1998. ISSN 0034-4257. doi : doi: 10.1016/S0034-4257(98)00078-9. URL http://www.fs.fed.us/rm/pubs_other/rmrs_1998_hudak_a001.pdf. 22, 24

G. J. Huffman, R. F. Adler, P. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 (1) :5–20, 1997. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281997%29078%3C0005%3ATGPCPG%3E2.0.CO%3B2. 34

George J. Huffman, David T. Bolvin, Eric J. Nelkin, David B. Wolff, Robert F. Adler, Guojun Gu, Yang Hong, Kenneth P. Bowman, and Erich F. Stocker. The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) : Quasi-Global, multiyear, Combined-Sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8(1) : 38–55, February 2007. ISSN 1525-755X, 1525-7541. doi : 10.1175/JHM560.1. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JHM560.1?prevSearch=%5BContrib%3A+huffman%5D&searchHistoryKey=. 134

J. K. Hughes, P. J. Valdes, and R. Betts. Dynamics of a global-scale vegetation model. *Ecological Modelling*, 198(3-4) :452–462, October 2006. ISSN 0304-3800. doi : 16/j.ecolmodel.2006.05.020. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304380006002523. 67

M. Hulme. Climatic perspectives on sahelian desiccation : 1973-1998. *Global Environmental Change*, 11(1) :19–29, 2001. 45

C. Huntingford and P. M. Cox. An analogue model to derive additional climate change scenarios from existing GCM simulations. *Climate Dynamics*, 16(8) :575–586, 2000. doi : 10.1007/s003820000067. URL http://dx.doi.org/10.1007/s003820000067. 51, 53

C.F. Hutchinson, S.M. Herrmann, T. Maukonen, and J. Weber. Introduction : The "Greening" of the sahel. *Journal of Arid Environments*, 63(3) :535–537, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.002. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4FWS7D7-1/2/941ede292e81d37ba13212d6ccafdd10. 42

A. Ichaou. *Dynamique et productivité des structures forestières contractées des plateaux de l'Ouest nigérien.* PhD thesis, Doctorat de l'université Paul Sabatier de Toulouse III, Spécialité écologie végétale et tropicale, Toulouse, 2000. 37

M. E. James and S. N. V. Kalluri. The pathfinder AVHRR land data set : An improved coarse resolution data set for terrestrial monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, 15(17) :3347–3363, 1994. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431169408954335. URL http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/01431169408954335&magic=crossref||D404A21C5BB053405B1A640AFFD44AE3. 19, 20

Y. Jin, C. B. Schaaf, C. E. Woodcock, F. Gao, X. Li, A. H. Strahler, W. Lucht, and S. Liang. Consistency of MODIS surface bidirectional reflectance distribution function and albedo retrievals : 2. validation. *J. Geophys. Res.*, 108(D5) :4159, March 2003. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2002JD002804. URL http://dx.doi.org/10.1029/2002JD002804. 106

D Jolly, S.P Harrison, B Damnati, and R Bonnefille. Simulated climate and biomes of africa during the late quaternary : comparison with pollen and lake status data. *Quaternary*

Science Reviews, 17(6-7) :629–657, April 1998. ISSN 0277-3791. doi : 10.1016/S0277-3791(98)00015-8. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VBC-3THHT56-8/2/fa3aa8c7745eb7ab80d6645ec8c034c1. 30, 31

B. Jones. Desiccation and the west african colonies. *The Geographical Journal*, 91(5) : 401–423, May 1938. ISSN 00167398. URL http://www.jstor.org/stable/1787502. ArticleType : research-article / Full publication date : May, 1938 / Copyright © 1938 The Royal Geographical Society (with the Institute of British Geographers). 46

S. Joussaume, K. E. Taylor, P. Braconnot, J. F. B. Mitchell, J. E. Kutzbach, S. P. Harrison, I. C. Prentice, A. J. Broccoli, A. Abe-Ouchi, P. J. Bartlein, C. Bonfils, B. Dong, J. Guiot, K. Herterich, C. D. Hewitt, D. Jolly, J. W. Kim, A. Kislov, A. Kitoh, M. F. Loutre, V. Masson, B. McAvaney, N. McFarlane, N. de Noblet, W. R. Peltier, J. Y. Peterschmitt, D. Pollard, D. Rind, J. F. Royer, M. E. Schlesinger, J. Syktus, S. Thompson, P. Valdes, G. Vettoretti, R. S. Webb, and U. Wyputta. Monsoon changes for 6000 years ago : Results of 18 simulations from the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.*, 26(7) :859–862, 1999. ISSN 0094-8276. URL http://dx.doi.org/10.1029/1999GL900126. 30

C. O. Justice and P. H. Y. Hiernaux. Monitoring the grasslands of the sahel using NOAA - AVHRR - data : Niger 1983. *International Journal of Remote Sensing*, 7(11) :1475, 1986. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431168608948949. URL http://www.informaworld.com/10.1080/01431168608948949. 19

C. O. Justice, B. L. Markham, J. R. G. Townshend, and R. L. Kennard. Spatial degradation of satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, 10(9) :1539, 1989. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431168908903989. URL http://www.informaworld.com/10.1080/01431168908903989. 19

K. D. Kanniah, J. Beringer, and L. B. Hutley. The comparative role of key environmental factors in determining savanna productivity and carbon fluxes : A review, with special reference to northern australia. *Progress in Physical Geography*, 34(4) :459–490, April 2010. ISSN 0309-1333. doi : 10.1177/0309133310364933. URL http://ppg.sagepub.com/cgi/doi/10.1177/0309133310364933. 61, 66

R. W Kates and R. Ford. Drought impact in the Sahelian-Sudanic zone of west africa : A comparative analysis of 1910-15 and 1968-74. *Mazingira*, 5(2) :72–83, 1981. 35

R. D. Koster, P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C. H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C.M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, and T. Yamada. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305(5687) :1138–1140, August 2004. doi : 10.1126/science.1100217. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/305/5687/1138. 50

G. Krinner, N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudre, J. Ogee, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. C Prentice. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1) :GB1015, February 2005. 67, 68, 75

S. Kropelin, D. Verschuren, and A.-M. Lezine. Response to comment on "Climate-Driven ecosystem succession in the sahara : The past 6000 years". *Science*, 322(5906) :1326c, November 2008a. doi : 10.1126/science.1163483. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/322/5906/1326c. 30

S. Kropelin, D. Verschuren, A.-M. Lezine, H. Eggermont, C. Cocquyt, P. Francus, J.-P. Cazet, M. Fagot, B. Rumes, J. M. Russell, F. Darius, D. J. Conley, M. Schuster, H. von Suchodoletz, and D. R. Engstrom. Climate-Driven ecosystem succession in the sahara : The past 6000 years. *Science*, 320(5877) :765–768, May 2008b. doi : 10.1126/science.

1154913. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/320/5877/765. 30

C. Kummerow, W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(3) :809–817, 1998. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426%281998%29015%3C0809%3ATTRMMT%3E2.0.CO%3B2. 34

S. Kuppel, P. Peylin, F. Chevallier, C. Bacour, and F. Maignan. Poster : Energy and CO2 fluxes in temperate deciduous broadleaf forests : using local eddy-covariance data for a global optimization of ORCHIDEE model. San Francisco, California, USA, December 2011. URL http://agu-fm11.abstractcentral.com/s1aplanner/com.scholarone.s1aplanner.s1aplanner/S1APlanner.html?&CONFIG_ID=2224&USER_ID=1593989&ROLE_ID=11362%&ROLE_TYPE_ID=10&PERSON2ROLE_ID=15483859&WORKFLOW_ID=17&CURRENT_PAGE=BROWSE_THE_PROGRAM&ALLOW_EDIT_INSTRUCTIONS_FL=N&SESSION_ADMIN_PERMISSION_FL=N&DIRECT_LOGIN_FL=Y&HASH_KEY=d1sL0D4scheG3G9ulgbxhLIMYY&STUB_ROLE_ID=0&TIME=1326652198725&SOURCE_URL=http://agu-fm11.abstractcentral.com. 159, 211

W. L. Kutsch, N. Hanan, B. Scholes, I. McHugh, W. Kubheka, H. Eckhardt, and C. Williams. Response of carbon fluxes to water relations in a savanna ecosystem in south africa. *Biogeosciences*, 5(6) :1797–1808, December 2008. ISSN 1726-4189. URL http://www.biogeosciences.net/5/1797/2008/. 66

J. E. Kutzbach and Z. Liu. Response of the african monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle holocene. *Science*, 278(5337) :440 –443, October 1997. doi : 10.1126/science.278.5337.440. URL http://www.sciencemag.org/content/278/5337/440.abstract. 31

P. J. Lamb. Large-scale tropical atlantic surface circulation patterns associated with subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30 :240, 1978. URL http://adsabs.harvard.edu/abs/1978Tell...30..240L. 31

E. F. Lambin, B. L. Turner, H. J. Geist, S. I. Agbola, A. Angelsen, J. W. Bruce, O. T. Coomes, R. Dirzo, G. Fischer, C. Folke, P. S. George, K. Homewood, J. Imbernon, R. Leemans, X. Li, E. F. Moran, M. Mortimore, P. S. Ramakrishnan, J. F. Richards, H. Skones, W. Steffen, G. D. Stone, U. Svedin, T. A. Veldkamp, C. Vogel, and J. Xu. The causes of land-use and land-cover change : moving beyond the myths. *Global Environmental Change*, 11(4) :261–269, 2001. ISSN 0959-3780. doi : doi:DOI:10.1016/S0959-3780(01)00007-3. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VFV-44HSXCP-2/2/f0be7369c2e68bcc2e489cb209ea26a0. 26

H. F. Lamprey. Report on the desert encroachment reconnaissance in northern sudan : 21 october to 10 november 1975. Technical report, UNESCO/UNEP, Paris/Nairobi, 1975. Republished in the Desertification Control Bulletin. Vol 17 pp. 1-7. 1988. 45, 160

Philippe Le Grand. Biomasse racinaire de la strate herbacée de formations sahéliennes (Etude préliminaire). Technical report, ORSTOM, 1979. 62

H. N. Le Le Houerou and C. H. Hoste. Rangeland production and annual rainfall relations in the mediterranean basin and in the african Sahelo-Sudanian zone. *Journal of Range Management*, 30(3) :181–189, May 1977. ISSN 0022-409X. doi : 10.2307/3897463. URL http://www.jstor.org/stable/3897463. ArticleType : research-article / Full publication date : May, 1977 / Copyright © 1977 Allen Press. 64

N. Le Houérou, L. Bingham, and W. Skerbek. Relationship between the variability of primary production and the variability of annual precipitation in world arid lands. *Journal of arid environments*, 15, 1988. undefined Anglais. 63, 64

T. Lebel and A. Ali. Recent trends in the central and western sahel rainfall regime (1990-

2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :52–64, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2008.11.030. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4V34DFM-1/2/ed07fb5beab5c25f5f806253aa6a24e6. 26, 35

T. Lebel, B. Cappelaere, S. Galle, N. Hanan, L. Kergoat, S. Levis, B. Vieux, L. Descroix, M. Gosset, E. Mougin, C. Peugeot, and L. Seguis. AMMA-CATCH studies in the sahelian region of West-Africa : an overview. *Journal of Hydrology*, 375(1–2) :3–13, August 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.03.020. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169409001875. 95

V. Lehsten, K. Tansey, H. Balzter, K. Thonicke, A. Spessa, U. Weber, B. Smith, and A. Arneth. Estimating carbon emissions from african wildfires. *Biogeosciences*, 6(3) : 349–360, March 2009. ISSN 1726-4189. URL http://www.biogeosciences.net/6/349/2009/. 67

E. Lepers, E. F. Lambin, A. C. Janetos, R. DeFries, F. Achard, N. Ramankutty, and R. J. Scholes. A synthesis of information on rapid land-cover change for the period 1981–2000. *BioScience*, 55(2) :115, 2005. ISSN 0006-3568. doi : 10.1641/0006-3568(2005)055[0115:ASOIOR]2.0.CO;2. URL http://caliber.ucpress.net/doi/abs/10.1641/0006-3568%282005%29055%5B0115%3AASOIOR%5D2.0.CO%3B2?cookieSet=1&journalCode=bisi. 46

A. M. Lezine, J. Casanova, and C. Hillaire-Marcel. Across an early holocene humid phase in western Sahara :Pollen and isotope stratigraphy. *Geology*, 18(3) :264–267, March 1990. doi : 10.1130/0091-7613(1990)018<0264:AAEHHP>2.3.CO;2. URL http://geology.gsapubs.org/cgi/content/abstract/18/3/264. 30

J.-P. Lhomme, D. Troufleau, B. Monteny, A. Chehbouni, and S. Bauduin. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse sahelian vegetation II. a model for the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189(0) :839–854, February 1997. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/S0022-1694(96)03173-3. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169496031733. 109

P. Lhoste. *L'association agriculture-élevage : évolution du système agropastoral au Siné-Saloum (Sénégal)*. Institut d'élevage et de médecine vétérinaire des pays tropicaux, 1987. ISBN 2859851364. 39

Z. Liu, M. Notaro, J. Kutzbach, and N. Liu. Assessing global Vegetation–Climate feedbacks from observations*. *Journal of Climate*, 19(5) :787–814, March 2006. URL http://dx.doi.org/10.1175%2FJCLI3658.1. 33

C. Loehle. Catastrophe theory in ecology : a critical review and an example of the butterfly catastrophe. *Ecological Modelling*, 49(1-2) :125–152, December 1989. ISSN 0304-3800. doi : 10.1016/0304-3800(89)90047-1. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VBS-48XDBX5-2Y/2/2a770ab9f3cebe06e07ee0cac9a2db6b. 47

J. Lu and T. L. Delworth. Oceanic forcing of the late 20th century sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 32(22), 2005. ISSN 0094-8276. doi : 10.1029/2005GL023316. URL http://74.125.155.132/scholar?q=cache:NObRYtIsWKwJ:scholar.google.com/%&hl=en&as_sdt=2000. 49, 50

J. A. Mabbutt. Desertification of the world's rangelands. *Desertification Control Bulletin*, 12 :1–11, 1985. 45

M. Malagnoux, E. H. Sene, and N. Atzmon. Forests, trees and water in arid lands : a delicate balance. *Unasylva (FAO)*, 58(229), 2007. ISSN 0041-6436. URL http://www.fao.org/docrep/010/a1598e/a1598e06.htm. 46

S. Manabe. Climate and the ocean circulation 1. *Mon. Wea. Rev.*, 97(11) :739–774, 1969. ISSN 0027-0644. doi : doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2. URL http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2. 81

S. Maranz. Tree mortality in the african sahel indicates an anthropogenic ecosystem displaced by climate change. *Journal of Biogeography*, 36(6) :1181–1193, 2009. doi : 10.1111/j.1365-2699.2008.02081.x. URL http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2699.2008.02081.x. 37

N. Martiny, N. Philippon, Y. Richard, P. Camberlin, and C. Reason. Predictability of NDVI in semi-arid african regions. *Theoretical and Applied Climatology*, 100(3-4) :467–484, 2009. ISSN 0177-798X. doi : 10.1007/s00704-009-0223-9. URL http://www.springerlink.com/content/7r753866310t02r1/. 19

A. Marty. La gestion de terroirs et les éleveurs : un outil d'exclusion ou de négociation ? *Tiers-Monde*, 34(134) :327–344, 1993. ISSN 0040-7356. doi : 10.3406/tiers.1993.4756. URL http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/tiers_0040-7356_1993_num_34_134_4756. 48

V. Masson, J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze. A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, 16(9) :1261–1282, 2003. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(2003)16<1261:AGDOLS>2.0.CO;2. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282003%2916%3C1261%3AAGDOLS%3E2.0.CO%3B2. 104

J. C. McCann. Climate and causation in african history. *The International Journal of African Historical Studies*, 32(2/3) :261–279, 1999. ISSN 03617882. URL http://www.jstor.org/stable/220342. ArticleType : primary_article / Full publication date : 1999 / Copyright © 1999 Board of Trustees, Boston University. 31

K. R McCloy, S. Los, W. Lucht, and S. Hojsgaard. A comparative analysis of three long-term NDVI datasets derived from AVHRR satellte data. *EARSeL eProceedings*, 4 (1) :52–69, 2005. URL http://las.physik.uni-oldenburg.de/eProceedings/vol04_1/04_1_mccloy1.html. 22

L. J. McCook. Understanding ecological community succession : Causal models and theories, a review. *Vegetatio*, 110(2) :115–147, 1994. ISSN 0042-3106. doi : 10.1007/BF00033394. URL http://www.springerlink.com/content/nvn38j104614367t/. 47

K. J. McCree. An equation for the rate of respiration of white clover grown under controlled conditions. In *Prediction and measurement of photosynthetic productivity.*, pages 221–9, Trebon,[Czechoslovakia], 1970. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen. URL http://www.keithmccree.net/Biographical/BioProf/RespEquation.html. 76

J. McIntire, D. Bourzat, and P. Pingali. *Crop-Livestock Interaction in Sub-Sarahan Africa.* World Bank, Washington, DC, 1992. ISBN 0821321668. 39

L. Merbold, J. Ardö, A. Arneth, R. J. Scholes, Y. Nouvellon, A. de Grandcourt, S. Archibald, J. M. Bonnefond, N. Boulain, N. Brueggemann, C. Bruemmer, B. Cappelaere, E. Ceschia, H. A. M. El-Khidir, B. A. El-Tahir, U. Falk, J. Lloyd, L. Kergoat, V. Le Dantec, E. Mougin, M. Muchinda, M. M. Mukelabai, D. Ramier, O. Roupsard, F. Timouk, E. M. Veenendaal, and W. L. Kutsch. Precipitation as driver of carbon fluxes in 11 african ecosystems. *Biogeosciences*, 6(6) :1027–1041, June 2009. ISSN 1726-4170. URL http://www.biogeosciences.net/6/1027/2009/. 65

M. Milankovitch. Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem. 633 pp. *Royal Serbian Academy, Section of Mathematical and Natural Sciences*, 32, 1941. 30

P. C. D. Milly. Potential evaporation and soil moisture in general circulation models. *Journal of Climate*, 5 :209–226, March 1992. URL http://adsabs.harvard.edu/abs/1992JCli....5..209M. 84

T. D. Mitchell and P. D. Jones. An improved method of constructing a database of

monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6) :693–712, 2005. doi : 10.1002/joc.1181. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.1181. 41, 43, 134

E. Mohino, S. Janicot, and J. Bader. Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics*, pages 1–22, June 2010. ISSN 0930-7575. URL http://dx.doi.org/10.1007/s00382-010-0867-2. 50

M. Monsi and T. Saeki. Über den lichtfaktor in den pflanzengesellschaften und seine bedeutung für die stoffproduktion. *Jap. J. Bot.*, 14 :22–52, 1953. 78

R. Moorehead. *Structural chaos : Community and state management of common property in Mali.* PhD in development studies, University of Sussex, 1991. URL http://pubs.iied.org/pdfs/7373IIED.pdf. 48

P. Mordelet and J. C. Menaut. Influence of trees on Above-Ground production dynamics of grasses in a humid savanna. *Journal of Vegetation Science*, 6(2) :223–228, April 1995. ISSN 1100-9233. doi : 10.2307/3236217. URL http://millsonia.free.fr/Publications%20diverses/Mordelet1995JVS.pdf. ArticleType : research-article / Full publication date : Apr., 1995 / Copyright © 1995 International Association of Vegetation Science. 65

J. A. Morgan, D. R. LeCain, E. Pendall, D. M. Blumenthal, B. A. Kimball, Y. Carrillo, D. G. Williams, J. Heisler-White, F. A. Dijkstra, and M. West. C4 grasses prosper as carbon dioxide eliminates desiccation in warmed semi-arid grassland. *Nature*, 476(7359) : 202–205, 2011. ISSN 0028-0836. doi : 10.1038/nature10274. URL http://dx.doi.org/10.1038/nature10274. 125

M. Moritz. Changing contexts and dynamics of Farmer-Herder conflicts across west africa. *Canadian Journal of African Studies / Revue Canadienne des Études Africaines*, 40 (1) :iv–40, 2006. ISSN 00083968. URL http://www.wou.edu/~moritzm/introduction%20CJAS.pdf. ArticleType : research-article / Full publication date : 2006 / Copyright © 2006 Canadian Association of African Studies. 48

M. Mortimore. Profile of rainfall change and variability in the Kano-Maradi region, 1960-2000. Technical Report 25, Drylands Research, Crewkerne (United Kingdom), 2000a. 26

M. Mortimore. Hard questions for "pastoral development" : a northern nigerian perspective. In *Elevage et gestion de parcours au Sahel, implications pour le développement.*, pages 101–114, Stuttgart, Germany., 2000b. Verlag Grauer. 26

M. Mortimore and B. Turner. Does the sahelian smallholder's management of woodland, farm trees, rangeland support the hypothesis of human-induced desertification ? *Journal of Arid Environments*, 63(3) :567–595, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.005. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4G1MD9D-1/2/808ee3607cc9e3f370f3e4794134eb4c. 46

M. J. Mortimore and W. M. Adams. Farmer adaptation, change and "crisis" in the sahel. *Global Environmental Change*, 11(1) :49–57, April 2001. ISSN 0959-3780. doi : 10.1016/S0959-3780(00)00044-3. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VFV-4292H6F-5/2/fcf4e44b155a425dd11525867d385c15. 46

E. Mougin, D. Lo Seena, S. Rambal, A. Gaston, and P. Hiernaux. A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. i : Model description and validation. *Remote Sensing of Environment*, 52(3) :181–193, June 1995. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/0034-4257(94)00126-8. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-3YXC0XD-9/2/d1271256871668e33541f3ac924cdf43. 36, 157

E. Mougin, P. Hiernaux, L. Kergoat, M. Grippa, P. de Rosnay, F. Timouk, V. Le Dantec, V. Demarez, F. Lavenu, M. Arjounin, T. Lebel, N. Soumaguel, E. Ceschia, B. Mougenot,

F. Baup, F. Frappart, P.L. Frison, J. Gardelle, C. Gruhier, L. Jarlan, S. Mangiarotti, B. Sanou, Y. Tracol, F. Guichard, V. Trichon, L. Diarra, A. Soumaré, M. Koité, F. Dembélé, C. Lloyd, N.P. Hanan, C. Damesin, C. Delon, D. Serça, C. Galy-Lacaux, J. Seghieri, S. Becerra, H. Dia, F. Gangneron, and P. Mazzega. The AMMA-CATCH gourma observatory site in mali : Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :14–33, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.06.045. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4WNGWF4-5/2/347ac13dbded34902ec409bc9cf94892. 37, 95, 159

Y. Mualem. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12(3) :513–522, 1976. ISSN 0043-1397. URL http://dx.doi.org/10.1029/WR012i003p00513. 84, 85

N. Nakicenovic and R. Swart, editors. *Special report on emissions scenarios*. Cambridge University Press, 2000. ISBN 0521804930. URL http://www.grida.no/publications/other/ipcc_sr/?src=/climate/ipcc/emission/index.htm. 49, 53

M. New, M. Hulme, and P. Jones. Representing Twentieth-Century Space-Time climate variability. part II : development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13 :2217–2238, July 2000. URL http://adsabs.harvard.edu/abs/2000JCli...13.2217N. 41, 43, 53

A Niang, A Ozer, and P Ozer. Fifty years of landscape evolution in southwestern mauritania by means of aerial photos. *Journal of Arid Environments*, 72(2) : 97–107, 2008. ISSN 01401963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2007.04.009. URL http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=UA&colname=WOS&search_mode=CitingArticles&qid=20&SID=N1hlFmI3CkmEpeLPP12&page=1&doc=9. 37, 45

S. E. Nicholson. An overview of african rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate*, 6(7) :1463–1466, 1993. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281993%29006%3C1463%3AAOOARF%3E2.0.CO%3B2. 28

S. E. Nicholson. The nature of rainfall variability over africa on time scales of decades to millenia. *Global and Planetary Change*, 26(1-3) :137–158, November 2000. ISSN 0921-8181. doi : 10.1016/S0921-8181(00)00040-0. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VF0-41NK8KV-D/2/5b2b5f70dc3fb1ef888d963b26b3de1b. 28, 34, 35

S. E. Nicholson and Peter J. Webster. A physical basis for the interannual variability of rainfall in the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133(629) : 2065–2084, 2007. doi : 10.1002/qj.104. URL http://dx.doi.org/10.1002/qj.104. 51

S. E. Nicholson, M. L. Davenport, and A. R. Malo. A comparison of the vegetation response to rainfall in the sahel and east africa, using normalized difference vegetation index from NOAA AVHRR. *Climatic Change*, 17(2) :209–241, December 1990. doi : 10.1007/BF00138369. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF00138369. 19, 160

S. E. Nicholson, B. Some, and B. Kone. An analysis of recent rainfall conditions in west africa, including the rainy seasons of the 1997 el niño and the 1998 la niña years. *Journal of Climate*, 13(14) :2628–2640, July 2000. URL http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282000%29013%3C2628%3AAAAORRC%3E2.0.CO%3B2. 35

S. E. Nicholson, B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B. M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J. N. Noukpozounkou, M. M. Tanu, A. Thiam, A. A. Toure, and A. K. Traore. Validation of TRMM and other rainfall estimates with a High-Density gauge dataset for west africa. part i : Validation of GPCC rainfall product and Pre-TRMM satellite and blended products. *Journal of Applied Meteorology*, 42(10) : 1337–1354, October 2003. ISSN 0894-8763. doi : 10.1175/1520-0450(2003)042<1337:

VOTAOR>2.0.CO;2. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%282003%29042%3C1337%3AVOTAOR%3E2.0.CO%3B2. 34, 134

T. G. O'Connor and G. A. Pickett. The influence of grazing on seed production and seed banks of some african savanna grasslands. *Journal of Applied Ecology*, 29(1) :247–260, 1992. ISSN 00218901. URL http://www.jstor.org/stable/2404367. ArticleType : research-article / Full publication date : 1992 / Copyright © 1992 British Ecological Society. 40

E. Ohtaki. Turbulent transport of carbon dioxide over a paddy field. *Boundary-Layer Meteorology*, 19(3) :315–336, November 1980. ISSN 0006-8314. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF00120595. 96

D. M. Olson, E. Dinerstein, E. D. Wikramanayake, N. D. Burgess, G. V. N. Powell, E. C. Underwood, J. A. D'amico, I. Itoua, H. E. Strand, J. C. Morrison, C. J. Loucks, T. F. Allnutt, T. H. Ricketts, Y. Kura, J. F. Lamoreux, W. W. Wettengel, P. Hedao, and K. R. Kassem. Terrestrial ecoregions of the world : A new map of life on earth. *BioScience*, 51(11) :933–938, 2001. ISSN 0006-3568. doi : 10.1641/0006-3568(2001)051[0933:TEOTWA]2.0.CO;2. URL http://www.bioone.org/doi/abs/10.1641/0006-3568(2001)051%5B0933:TEOTWA%5D2.0.CO%3B2. 104

L. Olsson. *An integrated study of desertification : applications of remote sensing, GIS and spatial models in semi-arid Sudan*. PhD thesis, University of Lund, Sweden, Dept. of Geography, Lund, Sweden, 1985. 45

L. Olsson, L. Eklundh, and J. Ardö. A recent greening of the sahel–trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, 63(3) :556–566, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.008. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4G3CWX6-1/2/263d056c21f81e0379f77663b4ff89ee. 41, 42, 45

Elinor Ostrom, Joanna Burger, Christopher B. Field, Richard B. Norgaard, and David Policansky. Revisiting the commons : Local lessons, global challenges. *Science*, 284 (5412) :278 –282, April 1999. doi : 10.1126/science.284.5412.278. URL http://www.sciencemag.org/content/284/5412/278.abstract. 47

J. Otterman. Baring High-Albedo soils by overgrazing : A hypothesized desertification mechanism. *Science*, 186(4163) :531–533, November 1974. ISSN 1095-9203. doi : 10.1126/science.186.4163.531. URL http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17790382. PMID : 17790382. 31

P. Ozer, M. Erpicum, G. Demaree, and M. Vandiepenbeeck. DISCUSSION of analysis of a sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 ; the drought continues ? the sahelian drought may have ended during the 1990s. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 48(3) :489–492, 2003. ISSN 0262-6667. doi : 10.1623/hysj.48.3.489.45285. URL http://www.atypon-link.com/IAHS/doi/abs/10.1623/hysj.48.3.489.45285. 35

P. Ozer, Y. C. Hountondji, A. J Niang, S. Karimoune, O. Laminou-Manzo, and M. Salmon. Désertification au sahel : Historique et perspectives. April 2010. URL http://orbi.ulg.ac.be/handle/2268/10347. 55

W. Parton, J. Stewart, and C. Cole. Dynamics of c, n, p and s in grassland soils : a model. *Biogeochemistry*, 5(1) :109–131, February 1988. ISSN 0168-2563. URL http://dx.doi.org/10.1007/BF02180320. 76

P. Pélissier. *Les paysans du Sénégal : les civilisations agraires du Cayor à la Casamance*. Impr. Fabrègue, 1966. URL http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/rga_0035-1121_1968_num_56_1_3576_t1_0192_0000_2. 39

N. Petit-Maire and Z. Guo. In-phase holocene climate variations in the present-day desert

areas of china and northern africa. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 322(10) :847–851, 1996. ISSN 1251-8050. 30

R. A. Sr Pielke, R. Avissar, M. Raupach, A. J. Dolman, X. Zeng, and A. S. Denning. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems : influence on weather and climate. *Global Change Biology*, 4(5) :461–475, 1998. ISSN 1365-2486. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.t01-1-00176.x. 28

C. J.M.G Pieri. *Fertilité des terres de savanes. Bilan de trente ans de recherche et de développement agricoles au sud du Sahara.* CIRAD, Paris, 1989. URL http://publications.cirad.fr/une_notice.php?dk=375686. 36, 39

J. E Pinzon, M. E Brown, and C. J Tucker. EMD correction of orbital drift artifacts in satellite data stream. In *The Hilbert-Huang Transform and Its Applications*, volume 8, pages 167–186. World Scientific, 2005. 22

A. J. Pitman. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23(5) :479–510, 2003. doi : 10.1002/joc.893. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.893. 69

J. P. Platteau. The evolutionary theory of land rights as applied to Sub-Saharan africa : A critical assessment. *Development and Change*, 27(1) :29–86, 1996. doi : 10.1111/j.1467-7660.1996.tb00578.x. URL http://dx.doi.org/10.1111/j.1467-7660.1996.tb00578.x. 48

J. Polcher, B. McAvaney, P. Viterbo, M.-A. Gaertner, A. Hahmann, J.-F. Mahfouf, J. Noilhan, T. Phillips, A. Pitman, C. A. Schlosser, J. P. Schulz, B. Timbal, D. Verseghy, and Y. Xue. A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models. *Global and Planetary Change*, 19(1-4) :261–276, December 1998. ISSN 0921-8181. doi : 10.1016/S0921-8181(98)00052-6. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VF0-3V8RXGV-J/2/9ce060f45476621c0527e12d7e649042. 67

J. Polcher, D. J. Parker, and A. T. Gaye. African monsoon multidisciplinary analysis : an integrated project for understanding of the west african climate system and its human dimension. *Atmospheric Science Letters*, 12(1) :1, 2011. ISSN 1530-261X. URL http://dx.doi.org/10.1002/asl.331. 157

H. Poupon. *Structure et dynamique de la strate ligneuse d'une steppe sahélienne au nord du Sénégal.* Number 115 in Travaux et Documents de l'ORSTOM. ORSTOM, Paris, 1980. ISBN 2-7099-0562-0. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:10060. 37

S.D. Prince, Y.H. Kerr, J.-P. Goutorbe, T. Lebel, A. Tinga, P. Bessemoulin, J. Brouwer, A.J. Dolman, E.T. Engman, J.H.C. Gash, M. Hoepffner, P. Kabat, B. Monteny, F. Said, P. Sellers, and J. Wallace. Geographical, biological and remote sensing aspects of the hydrologic atmospheric pilot experiment in the sahel (HAPEX-Sahel). *Remote Sensing of Environment*, 51(1) :215–234, January 1995. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/0034-4257(94)00076-Y. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/003442579400076Y. 157

N. Ramankutty, A. T. Evan, C. Monfreda, and J. A. Foley. Farming the planet : 1. geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. *Global Biogeochem. Cycles*, 22(1) :GB1003, January 2008. ISSN 0886-6236. URL http://dx.doi.org/10.1029/2007GB002952. 39, 41

D. Ramier, N. Boulain, B. Cappelaere, F. Timouk, M. Rabanit, C. R. Lloyd, S. Boubkraoui, F. Métayer, L. Descroix, and V. Wawrzyniak. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated sahel - 1. energy and water. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :204–216, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.jhydrol.2008.12.002. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4V4KR2Y-1/

2/36964acef1f71694a235c9ff69af83a5. 95, 105, 106

D. A. Randall, R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. M Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. J. Stouffer, A. Sumi, and K. E. Taylor. Chapter 8 : Climate models and their evaluation. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller, editors, *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007. URL http://www.ipcc.ch/publications_and_data/ar4/wg1/en/ch8s8-3-1-2.html. 53

M. S. Rasmussen. Developing simple, operational, consistent NDVI-vegetation models by applying environmental and climatic information : Part i. assessment of net primary production. *International Journal of Remote Sensing*, 19(1) :97–117, 1998. ISSN 0143-1161. 19

M. K. Raynolds, D. A. Walker, H. E. Epstein, J. E. Pinzon, and C. J. Tucker. A new estimate of tundra-biome phytomass from trans-Arctic field data and AVHRR NDVI. *Remote Sensing Letters*, 3(5) :403–411, 2011. ISSN 2150-704X. doi : 10.1080/01431161.2011.609188. URL http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161.2011.609188. 135

C. Reij, G. Tappan, and A. Belemvire. Changing land management practices and vegetation on the central plateau of burkina faso (1968-2002). *Journal of Arid Environments*, 63(3) :642–659, November 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2005.03.010. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4G1MD9D-2/2/18fcc9a15c84f5284874823034c899cf. 39, 46

C. Reij, G. Tappan, and M. Smale. Agroenvironmental transformation in the sahel : Another kind of "Green revolution". In D. J. Spielman and R. Pandya-Lorch, editors, *Proven Successes in Agricultural Development : A Technical Compendium to Millions Fed 2010*, IFPRI 2020 Book, pages 161–189. Washington, DC, 2010. ISBN 978-0-89629-669-5. URL http://books.google.fr/books?&id=zBTqydfK0eoC&pg=PA161. 39

H. Renssen, V. Brovkin, T. Fichefet, and H. Goosse. Holocene climate instability during the termination of the african humid period. *Geophys. Res. Lett.*, 30(4) :1184, 2003. 30

J. A. Rial, R. A. Sr Pielke, M. Beniston, M. Claussen, J. Canadell, P. Cox, H. Held, N. de Noblet-Ducoudré, R. Prinn, J. F. Reynolds, and J. D. Salas. Nonlinearities, feedbacks and critical thresholds within the earth's climate system. *Climatic Change*, 65 (1/2) :11–38, 2004. ISSN 0165-0009. doi : 10.1023/B:CLIM.0000037493.89489.3f. URL http://www.springerlink.com/content/w474537821627351/#. 28

J. C Ribot. *Historique de la gestion forestière en Afrique de l'Ouest : Ou : comment la" science" exclut les paysans*. International Institute for Environment and Development, Programme zones arides, UK, 2001. ISBN 978-1-84369-029-0. URL http://pubs.iied.org/pdfs/9071IIED.pdf. 48

M. Rietkerk and J. van de Koppel van de Koppel. Alternate stable states and threshold effects in Semi-Arid grazing systems. *Oikos*, 79(1) :69–76, May 1997. ISSN 00301299. URL http://www.jstor.org/stable/3546091. ArticleType : research-article / Full publication date : May, 1997 / Copyright © 1997 Nordic Society Oikos. 47

A. Röder, J. Hill, and A. H. Röder. Proceedings of the 1st international conference on remote sensing and geoinformation processing in the assessment and monitoring of land degradation and desertification. trier, germany, 7.-9. september, 2005. http ://ubt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2006/362/, 2005. URL http://ubt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2006/362/. 19

G. Rondeaux, M. Steven, and F. Baret. Optimization of soil-adjusted vegetation in-

dices. *Remote Sensing of Environment*, 55(2) :95–107, February 1996. ISSN 0034-4257. doi : doi:DOI:10.1016/0034-4257(95)00186-7. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-3Y0RYSF-1/2/aa486a26be449c572ea7201bb7d19cf5. 19

K.G. Roques, T.G. O'Connor, and A.R. Watkinson. Dynamics of shrub encroachment in an african savanna : relative influences of fire, herbivory, rainfall and density dependence. *Journal of Applied Ecology*, 38(2) :268–280, 2001. ISSN 1365-2664. doi : 10.1046/j.1365-2664.2001.00567.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2664.2001.00567.x. 22, 24

Eyal Rotenberg and Dan Yakir. Contribution of Semi-Arid forests to the climate system. *Science*, 327(5964) :451–454, January 2010. doi : 10.1126/science.1179998. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/327/5964/451. 109

E. H. Roth, J. Cochrane, and W. Kisamba-Mugerwa. Tenure security, credit use, and farm investment in the rujumbura pilot land registration scheme, uganda. In J. W. Bruce and S. E. Migot-Adholla, editors, *Searching for land tenure security in Africa*, pages 231–249. Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa (USA), 1994. ISBN 9780840395085. 48

L. D. Rotstayn and U. Lohmann. Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *Journal of Climate*, 15(15) :2103–2116, 2002. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282002%29015%3C2103%3ATRTATI%3E2.0.CO%3B2. 33

J. W. Rouse, R. W. Hess, J. A. Schell, D. W. Derring, and J. C. Harlan. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. Type II report for the period april 1973 - september 1973, Remote Sensing Center. College Station, Texas 77843, 1973. URL http://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/19740004927_1974004927.pdf. 19

D. P. Rowell and J. R. Milford. On the generation of african squall lines. *Journal of Climate*, 6(6) :1181–1193, 1993. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%281993%29006%3C1181%3AOTGOAS%3E2.0.CO%3B2. 25

D. Ruelland, A. Tribotte, C. Puech, and C. Dieulin. Comparison of methods for LUCC monitoring over 50 years from aerial photographs and satellite images in a sahelian catchment. *International Journal of Remote Sensing*, 32(6) :1747–1777, March 2011. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431161003623433. URL http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01431161003623433. 24

A. Ruimy, G. Dedieu, and B. Saugier. TURC : a diagnostic model of continental gross primary productivity and net primary productivity. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(2) : 269–285, 1996. ISSN 0886-6236. URL http://dx.doi.org/10.1029/96GB00349. 76

E. Said. *Orientalism : Western concepts of the Orient*. Harmondsworth : Penguin, 1978. 160

O. Samain, L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk, and F. Lavenu. Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the sahel. *Journal of Geophysical Research*, 113, July 2008. ISSN 0148-0227. doi : 10.1029/2007JD009174. URL http://hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/ird-00391544/. 105

M. Sankaran, J. Ratnam, and N. Hanan. Woody cover in african savannas : the role of resources, fire and herbivory. *Global Ecology and Biogeography*, 17(2) :236–245, 2008. ISSN 1466-8238. doi : 10.1111/j.1466-8238.2007.00360.x. URL http://dx.doi.org/10.1111/j.1466-8238.2007.00360.x. 66

S. Saux-Picart, C. Ottlé, B. Decharme, C. André, M. Zribi, A. Perrier, B. Coudert, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix, and D. Ramier. Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :287–295, 2009. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/j.

jhydrol.2008.12.023. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4VDH928-2/2/8a3ff22171240257dfe86bf63c8581b2. 157

M. Savadogo. *Crop residue management in relation to sustainable land use : a case study in Burkina Faso*. PhD thesis, Wageningen University, Wageningen, 2000. URL http://library.wur.nl/WebQuery/wda/lang?dissertatie/nummer=2748. Proefschrift Wageningen. 40

P. Savadogo, L. Sawadogo, and D. Tiveau. Effects of grazing intensity and prescribed fire on soil physical and hydrological properties and pasture yield in the savanna woodlands of burkina faso. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 118(1-4) :80–92, January 2007. ISSN 0167-8809. doi : 10.1016/j.agee.2006.05.002. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6T3Y-4K5HW75-1/2/b28aecad931dff4e7c4a24e37d5a4cf6. 36

T. M. Scanlon and J. D. Albertson. Canopy scale measurements of CO2 and water vapor exchange along a precipitation gradient in southern africa. *Global Change Biology*, 10 (3) :329–341, 2004. ISSN 1365-2486. doi : 10.1046/j.1365-2486.2003.00700.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00700.x. 64

S. Schaphoff, W. Lucht, D. Gerten, S. Sitch, W. Cramer, and I. C. Prentice. Terrestrial biosphere carbon storage under alternative climate projections. *Climatic Change*, 74(1) : 97–122, January 2006. doi : 10.1007/s10584-005-9002-5. URL http://dx.doi.org/10.1007/s10584-005-9002-5. 53

R. J. Scholes and S. R. Archer. Tree-Grass interactions in savannas. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 28 :517–544, 1997. ISSN 00664162. URL http://www.jstor.org/stable/2952503. ArticleType : research-article / Full publication date : 1997 / Copyright © 1997 Annual Reviews. 37

R. J. Scholes and B. H Walker. An african savanna : synthesis of the nylsvley study. 1993. 65

J. Schulz, P. Albert, H.-D. Behr, D. Caprion, H. Deneke, S. Dewitte, B. Dürr, P. Fuchs, A. Gratzki, P. Hechler, R. Hollmann, S. Johnston, K.-G. Karlsson, T. Manninen, R. Müller, M. Reuter, A. Riihelä, R. Roebeling, N. Selbach, A. Tetzlaff, W. Thomas, M. Werscheck, E. Wolters, and A. Zelenka. Operational climate monitoring from space : the EUMETSAT satellite application facility on climate monitoring (CM-SAF). *Atmos. Chem. Phys.*, 9(5) :1687–1709, March 2009. ISSN 1680-7324. doi : 10.5194/acp-9-1687-2009. URL http://www.atmos-chem-phys.net/9/1687/2009/. 134

I. Scoones and C. Toulmin. Socio-economic dimensions of nutrient cycling in agropastoral systems in dryland africa. In J. M. Powell, editor, *Livestock and Sustainable Nutrient Cycling in Mixed Farming Systems of Sub-Saharan Africa : Technical papers*, volume 2. ILCA (International Livestock Centre for Africa)., Addis Ababa, Ethiopia, 1995. ISBN 9789290532941. URL http://books.google.fr/books?id=nEyFEEN7lA4C&lpg=PP6&pg=PT331. 46

J. W. Seaquist, T. Hickler, L. Eklundh, J. Ardö, and B. W. Heumann. Disentangling the effects of climate and people on sahel vegetation dynamics. *Biogeosciences*, 6(3) :469–477, March 2009. ISSN 1726-4170. URL http://www.biogeosciences.net/6/469/2009/. 41, 42

J. Seghieri, C. Floret, and R. Pontanier. Plant phenology in relation to water availability - herbaceous and woody species in the savannas of northern Cameroon. *Journal of Tropical Ecology*, 11 :237–254, May 1995. ISSN 0266-4674. URL http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=WOS&search_mode=GeneralSearch&qid=1&SID=N2@AjNHee9kMK3E1aaB&page=1&doc=10. 104

D. J. Seidel, Q. Fu, W. J. Randel, and T. J. Reichler. Widening of the tropical belt in a changing climate. *Nature Geosci*, 1(1) :21–24, January 2008. ISSN 1548-7091. doi :

10.1038/ngeo.2007.38. URL http://dx.doi.org/10.1038/ngeo.2007.38. 50

T. M. Shanahan, J. T. Overpeck, K. J. Anchukaitis, J. W. Beck, J. E. Cole, D. L. Dettman, J. A. Peck, C. A. Scholz, and J. W. King. Atlantic forcing of persistent drought in west africa. *Science*, 324(5925) :377–380, April 2009. doi : 10.1126/science.1166352. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/324/5925/377. 31, 32, 33

M. Sicot. Evaluation de la production fourragère herbacée. Technical report, ORSTOM, 1976. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:01317. 61, 63

M. Sicot and M. Grouzis. Pluviométrie et production des pâturages naturel sahéliens : étude méthodologique et application à l'estimation de la production fréquentielle du bassin versant de la mare d'Oursi Haute-Volta. Technical report, ORSTOM, 1981. URL http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:00982. 65

J. F. Silva, A. Zambrano, and M. R. Fariñas. Increase in the woody component of seasonal savannas under different fire regimes in calabozo, venezuela. *Journal of Biogeography*, 28(8) :977–983, 2001. ISSN 1365-2699. doi : 10.1046/j.1365-2699.2001.00614.x. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2699.2001.00614.x. 22

A.R.E. Sinclair and J.M. Fryxell. The sahel of africa : ecology of a disaster. *Canadian Journal of Zoology*, 63(5) :987–994, 1985. ISSN 1480-3283. doi : 10.1139/z85-147. URL http://rparticle.web-p.cisti.nrc.ca/rparticle/AbstractTemplateServlet?calyLang=eng&journal=cjz&volume=63&year=1985&issue=5&msno=z85-147. 45

J. Sircoulon. Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en afrique intertropicale, comparaison avec les sécheresses 1913 et 1940. *Cahiers de l'ORSTOM, Hydrol.*, XIII(2) :75–174, 1976. 35

S. Sitch, B. Smith, I. C. Prentice, A. Arneth, A. Bondeau, W. Cramer, J. O. Kaplan, S. Levis, W. Lucht, M. T. Sykes, K. Thonicke, and S. Venevsky. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9(2) :161–185, 2003. ISSN 1365-2486. URL http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-2486.2003.00569.x. 41, 67, 68

S Sitch, C Huntingford, N Gedney, PE Levy, M Lomas, SL Piao, R Betts, P Ciais, P Cox, P Friedlingstein, CD Jones, IC Prentice, and FI Woodward. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five dynamic global vegetation models (DGVMs). *GLOBAL CHANGE BIOLOGY*, 14(9) : 2015–2039, September 2008. ISSN 1354-1013. doi : 10.1111/j.1365-2486.2008.01626.x. URL http://apps.isiknowledge.com/full_record.do?product=WOS&search_mode=GeneralSearch&qid=1&SID=N2HNcfklaM@2KcJdO37&page=1&doc=5. 51, 54, 55, 56, 57

B. Smith, I. C. Prentice, and M. T. Sykes. Representation of vegetation dynamics in the modelling of terrestrial ecosystems : comparing two contrasting approaches within european climate space. *Global Ecology and Biogeography*, 10(6) :621–637, November 2001. ISSN 1466-8238. doi : 10.1046/j.1466-822X.2001.t01-1-00256.x. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1466-822X.2001.t01-1-00256.x/abstract. 67

J.-A. Sobrino, C. Mattar, P. Pardo, J.-C. Jiménez-Muñoz, S.-J. Hook, A. Baldridge, and R. Ibañez. Soil emissivity and reflectance spectra measurements. *Applied Optics*, 48 (19) :3664–3670, July 2009. doi : 10.1364/AO.48.003664. URL http://ao.osa.org/abstract.cfm?URI=ao-48-19-3664. 110

S. Sorooshian, K. L. Hsu, X. Gao, H. V. Gupta, B. Imam, and D. Braithwaite. Evaluation of PERSIANN system Satellite–Based estimates of tropical rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(9) :2035–2046, 2000. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%282000%29081%3C2035%3AEOPSSE%3E2.3.CO%3B2. 34

A. Spessa and R. Fisher. Simulating fire-induced ecological succession with the dynamically coupled fire-vegetation model, ED-SPIFTIRE. 2009. 67

E. P. Stebbing. The encroaching sahara : The threat to the west african colonies. *The Geographical Journal*, 85(6) :506–519, June 1935. ISSN 00167398. URL http://www.jstor.org/stable/1785870. ArticleType : primary_article / Full publication date : Jun., 1935 / Copyright © 1935 The Royal Geographical Society (with the Institute of British Geographers). 45

E. P. Stebbing. The threat of the sahara. *African Affairs*, XXXVI(Supplement CXLV) : 3–s–35, October 1937. doi : 10.1093/afraf/XXXVI.Supplement_CXLV.3-s. URL http://afraf.oxfordjournals.org/content/XXXVI/Supplement_CXLV/3-s.short. 45

E. P. Stebbing. The man-made desert in africa. *African Affairs*, XXXVII(CXLVI) :144, January 1938. URL http://afraf.oxfordjournals.org/content/XXXVII/CXLVI/144.1.short. 45

H. Steinfeld, P. Gerber, T. D. Wassenaar, V. Castel, and C. de Haan. *Livestock's long shadow : environmental issues and options*. Food & Agriculture Org., September 2006. ISBN 9789251055717. URL http://books.google.fr/books?lr=&id=1B9LQQkm_qMC. 40

N. Stéphenne and E. F. Lambin. A dynamic simulation model of land-use changes in sudano-sahelian countries of africa (SALU). *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 85(1-3) :145–161, June 2001. ISSN 0167-8809. doi : 10.1016/S0167-8809(01)00181-5. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6T3Y-433P6Y4-S/2/60467a77f5e77204cd34d7a4e3caefdc. 26

G. Sterk. Causes, consequences and control of wind erosion in sahelian africa : a review. *Land Degradation & Development*, 14(1) :95–108, 2003. ISSN 1099-145X. URL http://dx.doi.org/10.1002/ldr.526. 39

M. Stieglitz, D. Rind, J. Famiglietti, and C. Rosenzweig. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*, 10(1) :118–137, January 1997. ISSN 0894-8755. doi : 10.1175/1520-0442(1997)010<0118:AEATMT>2.0.CO;2. URL http://journals.ametsoc.org/action/showCitFormats?doi=10.1175%2F1520-0442%281997%29010%3C0118%3AAEATMT%3E2.0.CO%3B2. 90

Y. C. Sud and M. Fennessy. A study of the influence of surface albedo on july circulation in semi-arid regions using the glas GCM. *International Journal of Climatology*, 2(2) : 105–125, 1982. doi : 10.1002/joc.3370020202. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370020202. 31

J. Sumberg. The logic of fodder legumes in africa. *Food Policy*, 27(3) :285–300, June 2002. ISSN 0306-9192. doi : doi:DOI:10.1016/S0306-9192(02)00019-2. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VCB-46MNHDN-2/2/a1bca25a222a7df3d34d9db9e17360e0. 40

J. Susskind, P. Piraino, L. Rokke, L. Iredell, and A. Mehta. Characteristics of the TOVS pathfinder path a dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(7) : 1449–1472, 1997. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0477%281997%29078%3C1449%3ACOTTPP%3E2.0.CO%3B2. 34

M. R. Talbot. Major bounding surfaces in aeolian sandstones-a climatic model. *Sedimentology*, 32(2) :257–265, 1985. ISSN 0037-0746. doi : 10.1111/j.1365-3091.1985.tb00508.x. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1365-3091.1985.tb00508.x/abstract. 30

G. G. Tappan, M. Sall, E. C. Wood, and M. Cushing. Ecoregions and land cover trends in senegal. *Journal of Arid Environments*, 59(3) :427–462, November 2004. ISSN 0140-1963.

doi : 10.1016/j.jaridenv.2004.03.018. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4CKFHJ8-1/2/8826e088a6e71151d2fcf720a514f5df. 24, 25, 26, 27, 28, 29, 39

R. J. Tausch, P. E. Wigand, and J. W. Burkhardt. Viewpoint : Plant community thresholds, multiple steady states, and multiple successional pathways : Legacy of the quaternary ? *Journal of Range Management*, 46(5) :439–447, September 1993. ISSN 0022409X. URL http://www.jstor.org/stable/4002664. ArticleType : research-article / Full publication date : Sep., 1993 / Copyright © 1993 Allen Press. 47

C. M. Taylor, E. F. Lambin, N. Stephenne, R. J. Harding, and R. L. H. Essery. The influence of land use change on climate in the sahel. *Journal of Climate*, 15(24) : 3615–3629, December 2002. URL http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%282002%29015%3C3615%3ATIOLUC%3E2.0.CO%3B2. 31, 33

B. Thébaud. *Gestion de l'espace et crise pastorale au Sahel : Etude comparative du Niger et du Yagha burkinabé*. Thèse de doctorat, Ecole des Hautes Etudes en Sciences Sociales, Paris/France., 1999. URL http://www.staff.uni-bayreuth.de/~bts301/mega-tchad-alt/Bulletin/bulletin99/theses_memoires/thebaud.html. 48

B. Thebaud, H. Grell, and S. Miehe. Recognising the effectiveness of traditional pastoral practices : lessons from a controlled grazing experiment in northern senegal. Technical Report 55, International Institute for Environment and Development, United Kingdom, 1995. URL http://pubs.iied.org/7304IIED.html. 40

K. Thonicke, A. Spessa, I. C. Prentice, S. P. Harrison, L. Dong, and C. Carmona-Moreno. The influence of vegetation, fire spread and fire behaviour on biomass burning and trace gas emissions : results from a process-based model. *Biogeosciences*, 7(6) :1991–2011, 2010. URL http://edoc.gfz-potsdam.de/pik/get/4315/0/efe030d63aed68e8971183c5c5dd16a5/4315.pdf. 67

M. Tiffen and M. Mortimore. Questioning desertification in dryland sub-Saharan africa. *Natural Resources Forum*, 26(3) :218–233, 2002. doi : 10.1111/0165-0203.t01-1-00023. URL http://dx.doi.org/10.1111/0165-0203.t01-1-00023. 46

M. Ting, Y. Kushnir, R. Seager, and C. Li. Forced and internal Twentieth-Century SST trends in the north atlantic*. *Journal of Climate*, 22(6) :1469–1481, 2009. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2008JCLI2561.1. 33

C. Toulmin, P. L. Delville, and S. Traoré. *The dynamics of resource tenure in West Africa*. James Currey Publishers, 2002. ISBN 0852554192, 9780852554197. 48

J. R.G. Townshend and C. O. Justice. Analysis of the dynamics of african vegetation using the normalized difference vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, 7 (11) :1435–1445, 1986. ISSN 0143-1161. 19

Y. Tracol, E. Mougin, P. Hiernaux, and L. Jarlan. Testing a sahelian grassland functioning model against herbage mass measurements. *Ecological Modelling*, 193(3-4) :437–446, 2006. URL http://www.sciencedirect.com/science?_ob=ArticleURL&_udi=B6VBS-4HD8BJG-2&_user=5335905&_coverDate=03%2F15%2F2006&_rdoc=1&_fmt=high&_orig=search&_origin=search&_sort=d&_docanchor=&view=c&_acct=C000061186&_version=1&_urlVersion=0&_userid=5335905&md5=1140b1dd17ea4e3be98efb0f2430fb5a&searchtype=a. 36, 37, 157

J. Trochain. *Contribution a l'etude de la végétation du Senegal*. Number 2 in Memoires de l'Institut francais d'Afrique noire. Larose, Paris, 1940. 47

D. Troufleau, J.P. Lhomme, B. Monteny, and A. Vidal. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse sahelian vegetation. i. an experimental analysis of the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188-189(0) :815–838, February 1997. ISSN 0022-1694. doi : 10.1016/S0022-1694(96)03172-1. URL http://www.sciencedirect.com/

science/article/pii/S0022169496031721. 109

C. J. Tucker. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 8(2) :127–150, May 1979. ISSN 0034-4257. doi : 10.1016/0034-4257(79)90013-0. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6V-48C7856-3S/2/b35638209345aeb59628ca40b66594bb. 19

C. J. Tucker and S. E. Nicholson. Variations in the size of the sahara desert from 1980 to 1997. *Ambio*, 28(7) :587–591, November 1999. ISSN 00447447. URL http://www.jstor.org/stable/4314962. ArticleType : research-article / Full publication date : Nov., 1999 / Copyright © 1999 Royal Swedish Academy of Sciences. 19, 45

C. J. Tucker, C. O. Justice, and S. D. Prince. Monitoring the grasslands of the sahel 1984-1985. *International Journal of Remote Sensing*, 7(11) :1571, 1986. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431168608948954. URL http://www.informaworld.com/10.1080/01431168608948954. 19

C. J. Tucker, W. W. Newcomb, S. O. Los, and S. D. Prince. Mean and inter-year variation of growing-season normalized difference vegetation index for the sahel 1981-1989. *International Journal of Remote Sensing*, 12(6) :1133–1135, 1991. ISSN 0143-1161. 19

C. J Tucker, A. Anyamba, and P. Gonzales. Monitoring of land degradation and desertification dynamics using coarse-scale satellite data. In *Monitoring of land degradation and desertification dynamics using coarse-scale satellite data*, Trier, Germany, September 2005a. URL http://ubt.opus.hbz-nrw.de/volltexte/2006/362/. 19

C. J. Tucker, J. Pinzon, M. Brown, D. Slayback, E. Pak, R. Mahoney, E. Vermote, and N. El Saleous. An extended AVHRR 8-km NDVI dataset compatible with MODIS and SPOT vegetation NDVI data. *International Journal of Remote Sensing*, 26(20) :4485–4498, 2005b. ISSN 0143-1161. doi : 10.1080/01431160500168686. URL http://www.informaworld.com/openurl?genre=article&doi=10.1080/01431160500168686&magic=crossref||D404A21C5BB053405B1A640AFFD44AE3. 19, 20, 22

M. Turner. Overstocking the range : A critical analysis of the environmental science of sahelian pastoralism. *Economic Geography*, 69(4) :402–421, October 1993. ISSN 00130095. doi : 10.2307/143597. URL http://www.jstor.org/stable/143597. ArticleType : research-article / Issue Title : Environment and Development, Part 2 / Full publication date : Oct., 1993 / Copyright © 1993 Clark University. 48

A. Tuzet, A. Perrier, and R. Leuning. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell & Environment*, 26(7) :1097–1116, July 2003. ISSN 1365-3040. doi : 10.1046/j.1365-3040.2003.01035.x. URL http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1046/j.1365-3040.2003.01035.x/abstract. 75

UN. *United Nations Convention to Combat Desertification*. 1994. URL http://www.unccd.int/convention/text/convention.php?annexNo=-1#art1. 45

J. van de Koppel van de Koppel, M. Rietkerk, and F. J. Weissing. Catastrophic vegetation shifts and soil degradation in terrestrial grazing systems. *Trends in Ecology & Evolution*, 12(9) :352–356, August 1997. ISSN 0169-5347. doi : 10.1016/S0169-5347(97)01133-6. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VJ1-3X2B5H6-75/2/10a56796f2e472a64d411e0da846b1f7. 45

G. R. Van der Werf, J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, P. S. Kasibhatla, and A. F. Arellano Jr. Interannual variability of global biomass burning emissions from 1997 to 2004. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 6(2) :3175–3226, 2006. URL http://atmos-chem-phys.net/6/3423/2006/acp-6-3423-2006.pdf. 64

G. R. van der Werf, J. T. Randerson, L. Giglio, G. J. Collatz, M. Mu, P. S. Kasibhatla, D. C. Morton, R. S. DeFries, Y. Jin, and T. T. van Leeuwen. Global fire emissions

and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). *Atmos. Chem. Phys.*, 10(23) :11707–11735, December 2010. ISSN 1680-7324. URL http://www.atmos-chem-phys.net/10/11707/2010/. 64

M. Th. van Genuchten. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J*, 44(5) :892–898, September 1980. URL http://soil.scijournals.org/cgi/content/abstract/soilsci;44/5/892. 84, 114

A. Di Vecchia, G. Pini, F. Sorani, and V. Tarchiani. Keita, niger the impact of environment and livelihood of 20 years fight against desertification. *Centro Città del Terzo Mondo, Politecnico di Torino*, (Working Paper n. 26), 2007. ISSN 1774-4943. URL http://areeweb.polito.it/ricerca/cctm/wp/WP26.pdf. 26, 39, 46

E. M Veenendaal, O. Kolle, and J. Lloyd. Seasonal variation in energy fluxes and carbon dioxide exchange for a broad-leaved semi-arid savanna (Mopane woodland) in southern africa. *Global Change Biology*, 10(3) :318–328, 2004. 64

R. Vernet. Climate during the late holocene in the sahara and the sahel : Evolution and consequences on human settlement. In *Droughts, Food and Culture*, pages 47–63. Springer US, 2002. URL http://dx.doi.org/10.1007/0-306-47547-2_4. 31

S. Vetter. Rangelands at equilibrium and non-equilibrium : recent developments in the debate. *Journal of Arid Environments*, 62(2) :321–341, July 2005. ISSN 0140-1963. doi : 10.1016/j.jaridenv.2004.11.015. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/B6WH9-4FF9HBN-6/2/da827f324bdc73378bc0893de6545c08. 47

N. Viovy. *Fonctionnement de la biosphère terrestre globale : de l'observation à la modélisation.* HdR, Université Paris VI, Pierre et Marie Curie, PARIS, 2006. URL http://www.lsce.ipsl.fr/Phocea/file.php?class=pisp&reload=1305642390&file=nathalie.de-noblet/files/139/EdouardDavin_PhD_2008.pdf. 67

N. Viovy. CRUNCEP data set. http ://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm, 2011. URL http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep/readme.htm. 134

T. Wang, P. Brender, P. Ciais, S. Piao, M. D. Mahecha, F. Chevallier, M. Reichstein, C. Ottlé, F. Maignan, A. Arain, G. Bohrer, A. Cescatti, G. Kiely, B.-E. Law, M. Lutz, L. Montagnani, E. Moors, B. Osborne, O. Panferov, D. Papale, and F.-P. Vaccari. State-dependent errors in a land surface model across biomes inferred from eddy covariance observations on multiple timescales. *Ecological Modelling*, 246(0) : 11–25, November 2012. ISSN 0304-3800. doi : 10.1016/j.ecolmodel.2012.07.017. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0304380012003456. 211

A. Warren, S. Batterbury, and H. Osbahr. Sustainability and sahelian soils : evidence from niger. *Geographical Journal*, 167(4) :324–341, 2001. ISSN 1475-4959. URL http://dx.doi.org/10.1111/1475-4959.00029. 39, 46

U. Weber, M. Jung, M. Reichstein, C. Beer, M. C. Braakhekke, V. Lehsten, D. Ghent, J. Kaduk, N. Viovy, P. Ciais, N. Gobron, and C. Rödenbeck. The interannual variability of africa's ecosystem productivity : a multi-model analysis. *Biogeosciences*, 6(2) :285–295, February 2009. ISSN 1726-4170. URL http://www.biogeosciences.net/6/285/2009/. 67

S. Weldeab, D. W. Lea, R. R. Schneider, and N. Andersen. 155,000 years of west african monsoon and ocean thermal evolution. *Science*, 316(5829) :1303 –1307, June 2007. doi : 10.1126/science.1140461. URL http://www.sciencemag.org/content/316/5829/1303.abstract. 31

M. Westoby, B. Walker, and I. Noy-Meir. Opportunistic management for rangelands not at equilibrium. *Journal of Range Management*, 42(4) :266–274, July 1989. ISSN 0022409X. URL http://www.jstor.org/stable/3899492. ArticleType : research-article / Full publication date : Jul., 1989 / Copyright © 1989 Allen Press. 47

R. H. Whittaker. A consideration of climax theory : The climax as a population and pattern. *Ecological Monographs*, 23(1) :41–78, January 1953. ISSN 00129615. URL http://www.jstor.org/stable/1943519. ArticleType : research-article / Full publication date : Jan., 1953 / Copyright © 1953 Ecological Society of America. 47

M. F. Wilson and A. Henderson-Sellers. A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models. *Journal of Climatology*, 5(2) :119–143, 1985. ISSN 1097-0088. URL http://dx.doi.org/10.1002/joc.3370050202. 70, 104

P. Xie, J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, and S. Curtis. GPCP pentad precipitation analyses : An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, 16(13) :2197–2214, 2003. URL http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2769.1. 34

Y. Xue and J. Shukla. The influence of land surface properties on sahel climate. part 1 : Desertification. *Journal of Climate*, 6(12) :2232–2245, December 1993. URL http://dx.doi.org/10.1175%2F1520-0442%281993%29006%3C2232%3ATIOLSP%3E2.0.CO%3B2. 31

Z. Yan and N. Petit-Maire. The last 140 ka in the Afro-Asian arid/semi-arid transitional zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110(3-4) :217–233, 1994. 30

X. Yin and P.C. Struik. C3 and c4 photosynthesis models : An overview from the perspective of crop modelling. *NJAS - Wageningen Journal of Life Sciences*, 57 (1) :27–38, December 2009. ISSN 15735214. doi : 10.1016/j.njas.2009.07.001. URL http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1573521409000025. 75

Z. Yu. Assessing the response of subgrid hydrologic processes to atmospheric forcing with a hydrologic model system. *Global and Planetary Change*, 25(1-2) :1–17, July 2000. ISSN 0921-8181. doi : 16/S0921-8181(00)00018-7. URL http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0921818100000187. 88

S. Zaehle and A. D. Friend. Carbon and nitrogen cycle dynamics in the O-CN land surface model : 1. model description, site-scale evaluation, and sensitivity to parameter estimates. *Global Biogeochem. Cycles*, 24(1) :GB1005, February 2010. ISSN 0886-6236. URL http://dx.doi.org/10.1029/2009GB003521. 67, 76

N. Zeng, J. D. Neelin, K.-M. Lau, and C. J. Tucker. Enhancement of interdecadal climate variability in the sahel by vegetation interaction. *Science*, 286(5444) :1537–1540, November 1999. doi : 10.1126/science.286.5444.1537. URL http://www.sciencemag.org/cgi/content/abstract/286/5444/1537. 33

Y. Zhao, P. Braconnot, O. Marti, S.P. Harrison, C. Hewitt, A. Kitoh, Z. Liu, U. Mikolajewicz, B. Otto-Bliesner, and S.L. Weber. A multi-model analysis of the role of the ocean on the african and indian monsoon during the mid-Holocene. *Climate Dynamics*, 25(7-8) :777–800, 2005. ISSN 0930-7575. doi : 10.1007/s00382-005-0075-7. URL http://www.springerlink.com/content/y154u10421421j77/. 30

L. Zobler. A world soil file for global climate modeling. *NASA technical memorandum*, 87802(3), 1986. 85

A

Evaluation des performances du modèle

Les figures présentées dans cette section correspondent au travail décrit en section 4.2

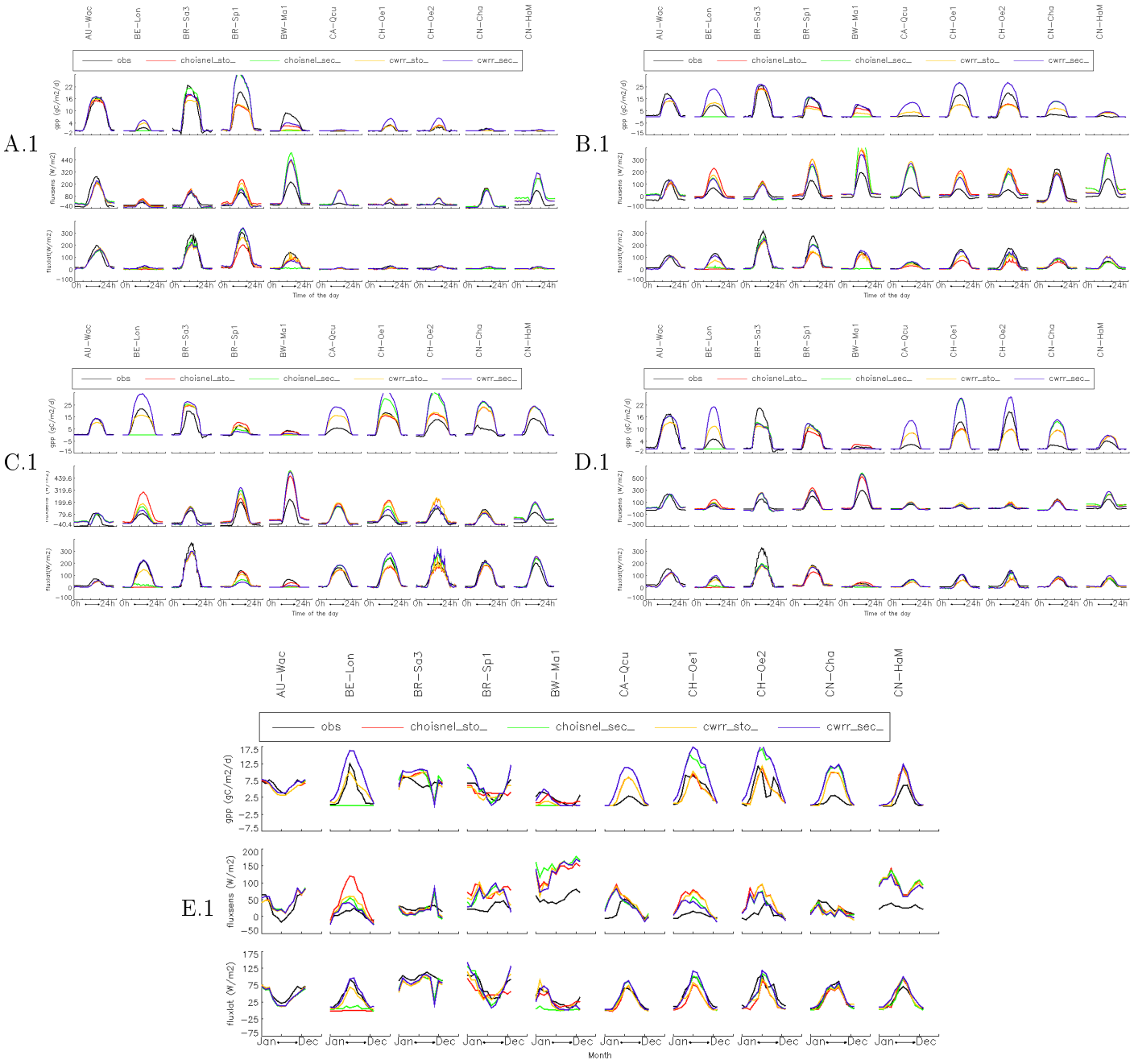


FIGURE A.1: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

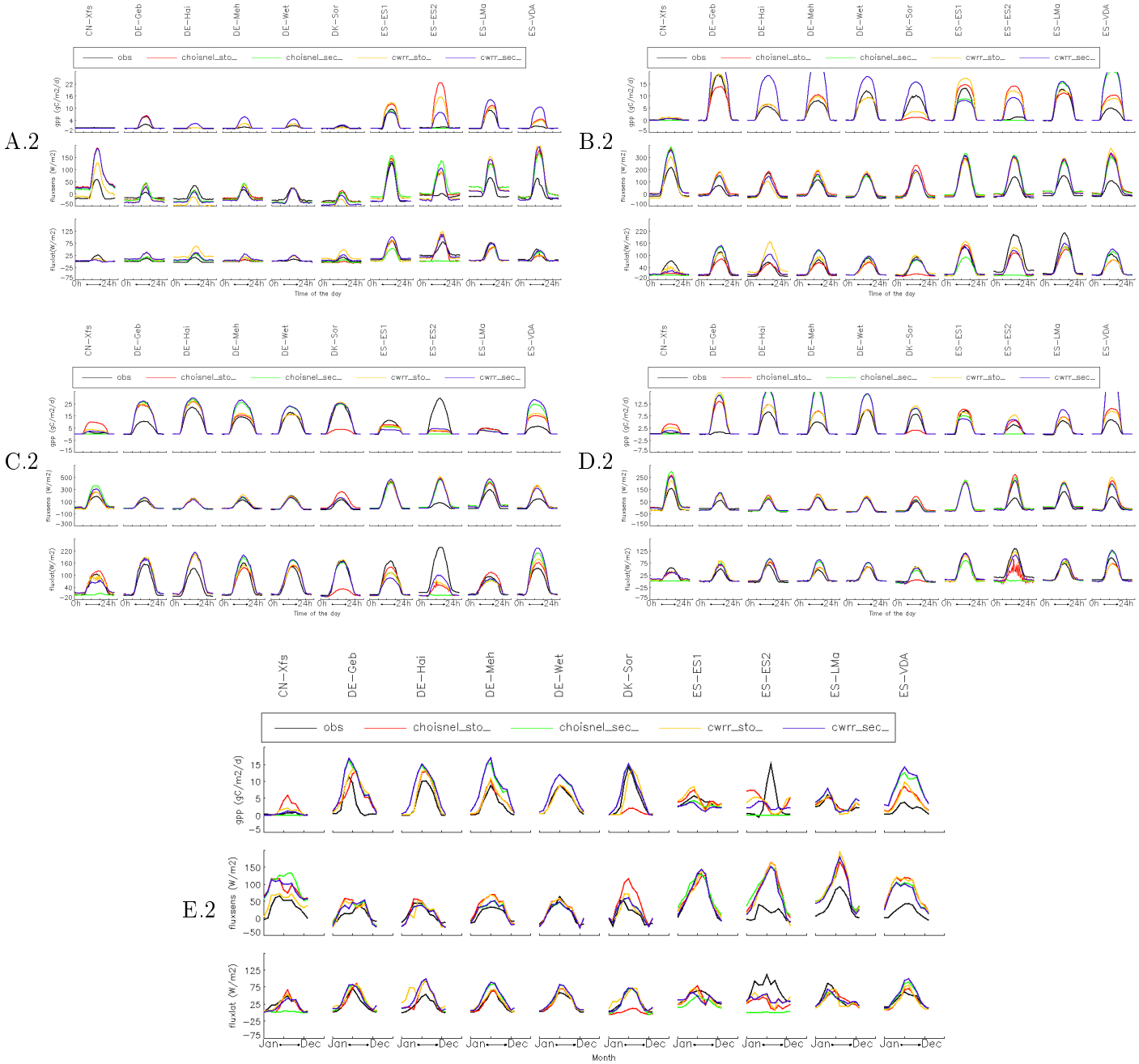


FIGURE A.2: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

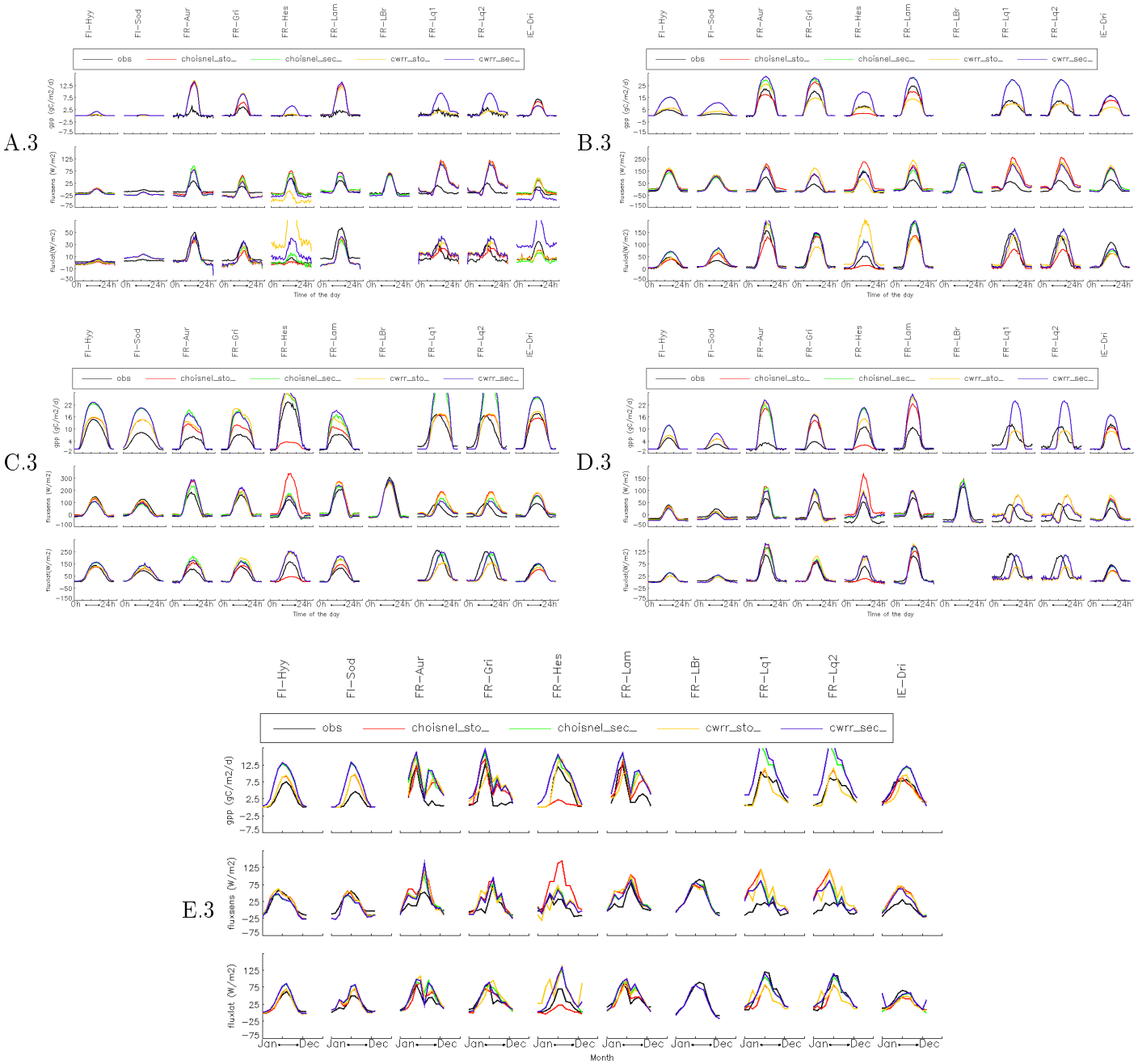


FIGURE A.3: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

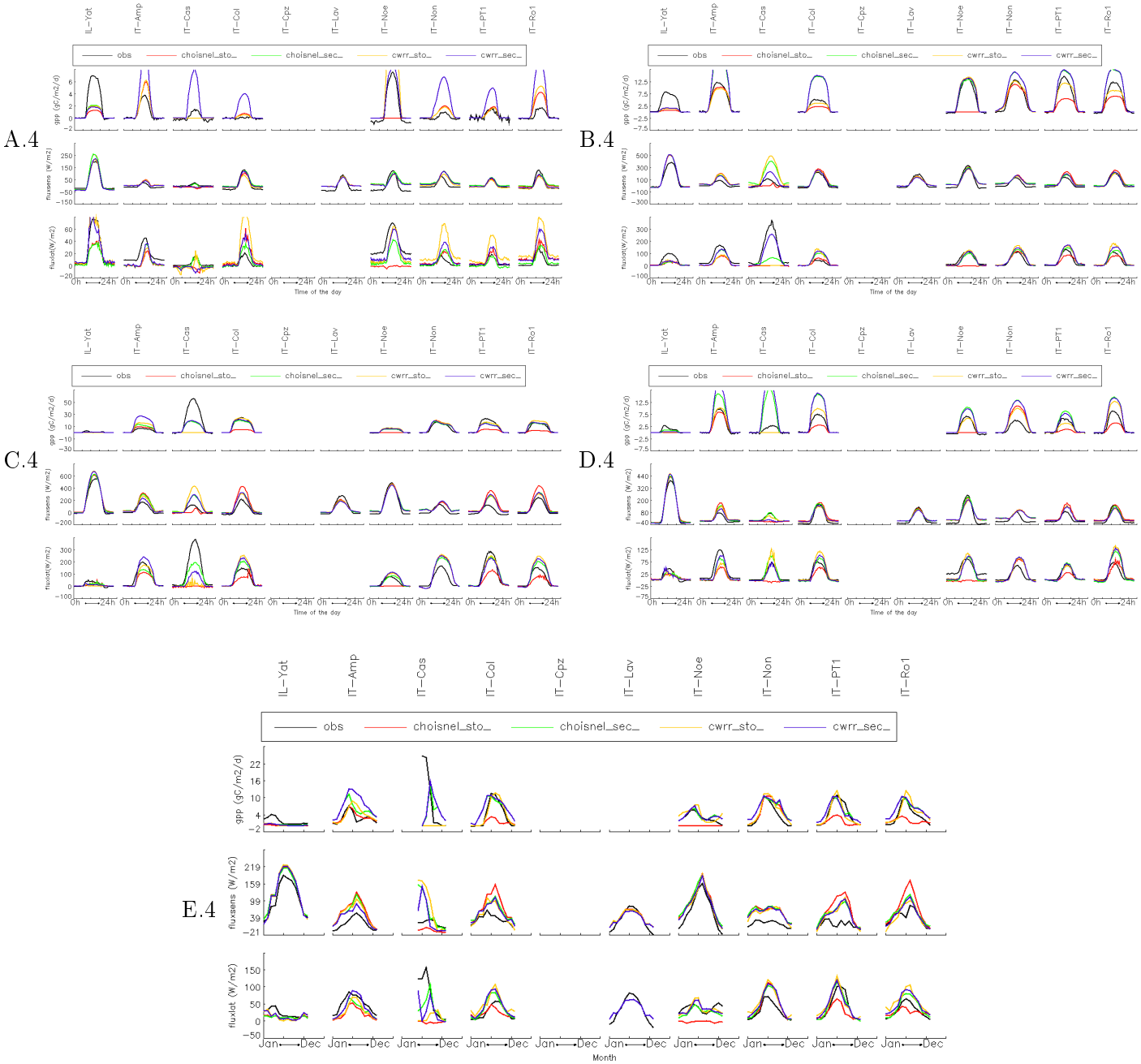


FIGURE A.4: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

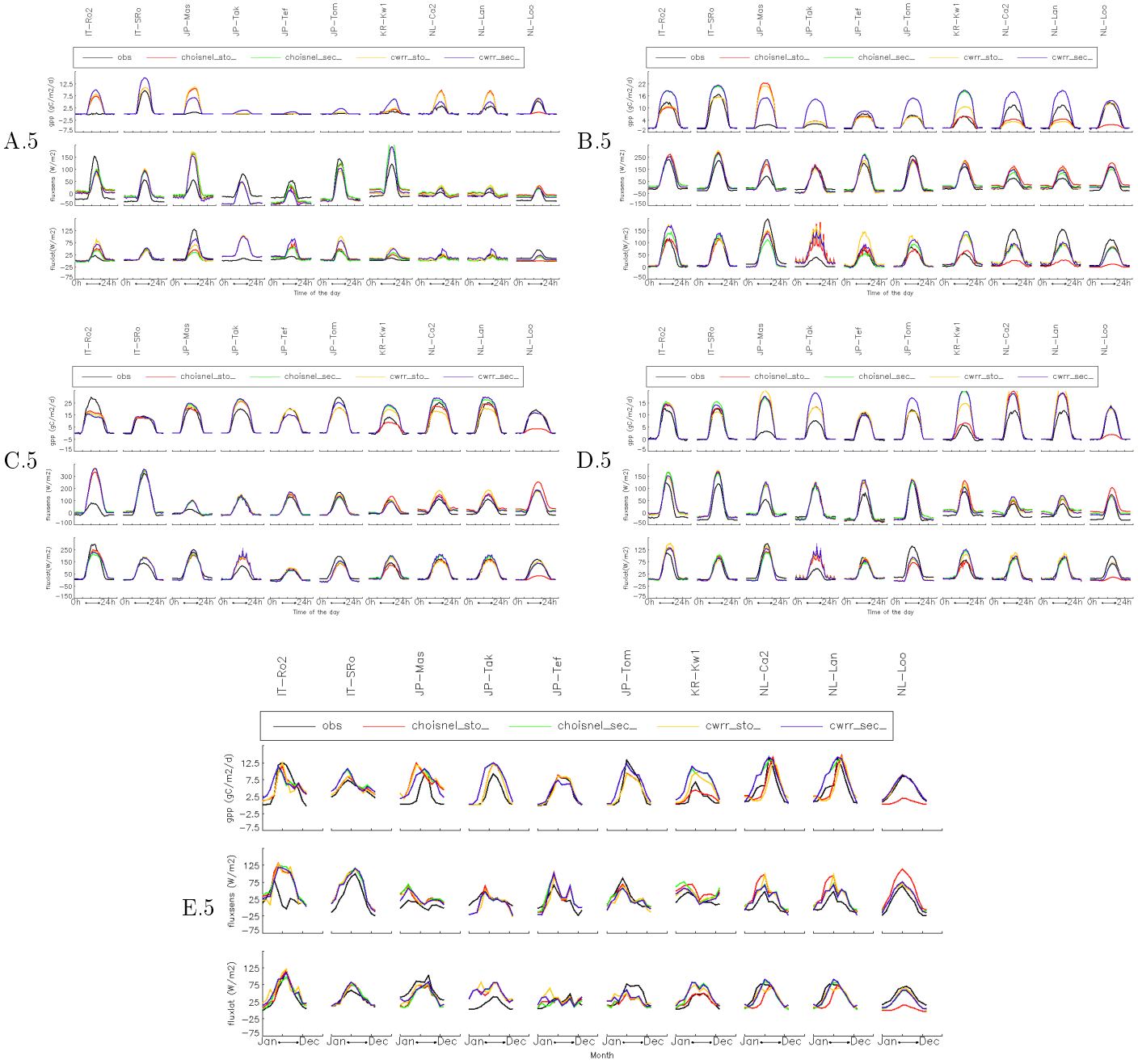


FIGURE A.5: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

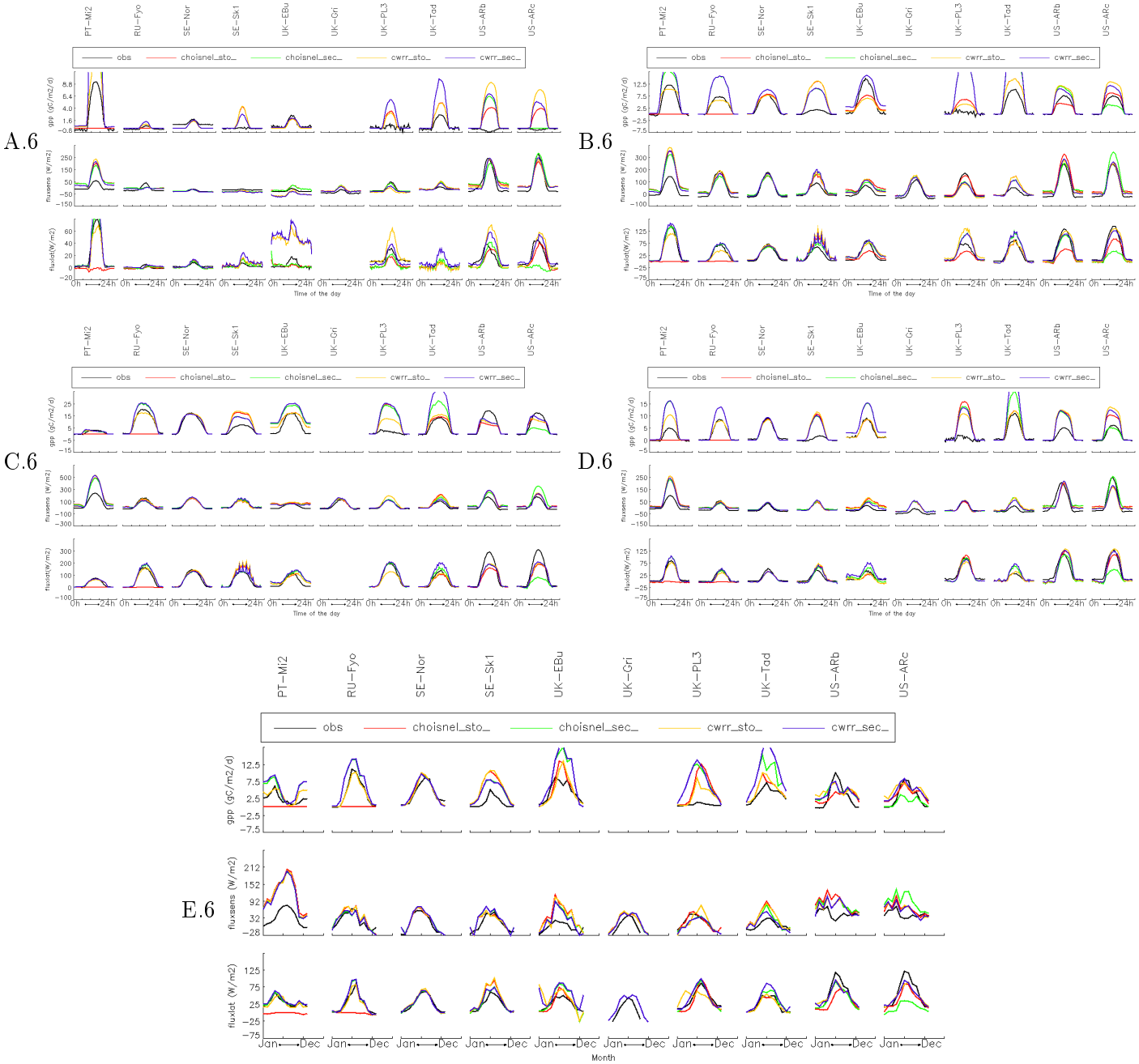


FIGURE A.6: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

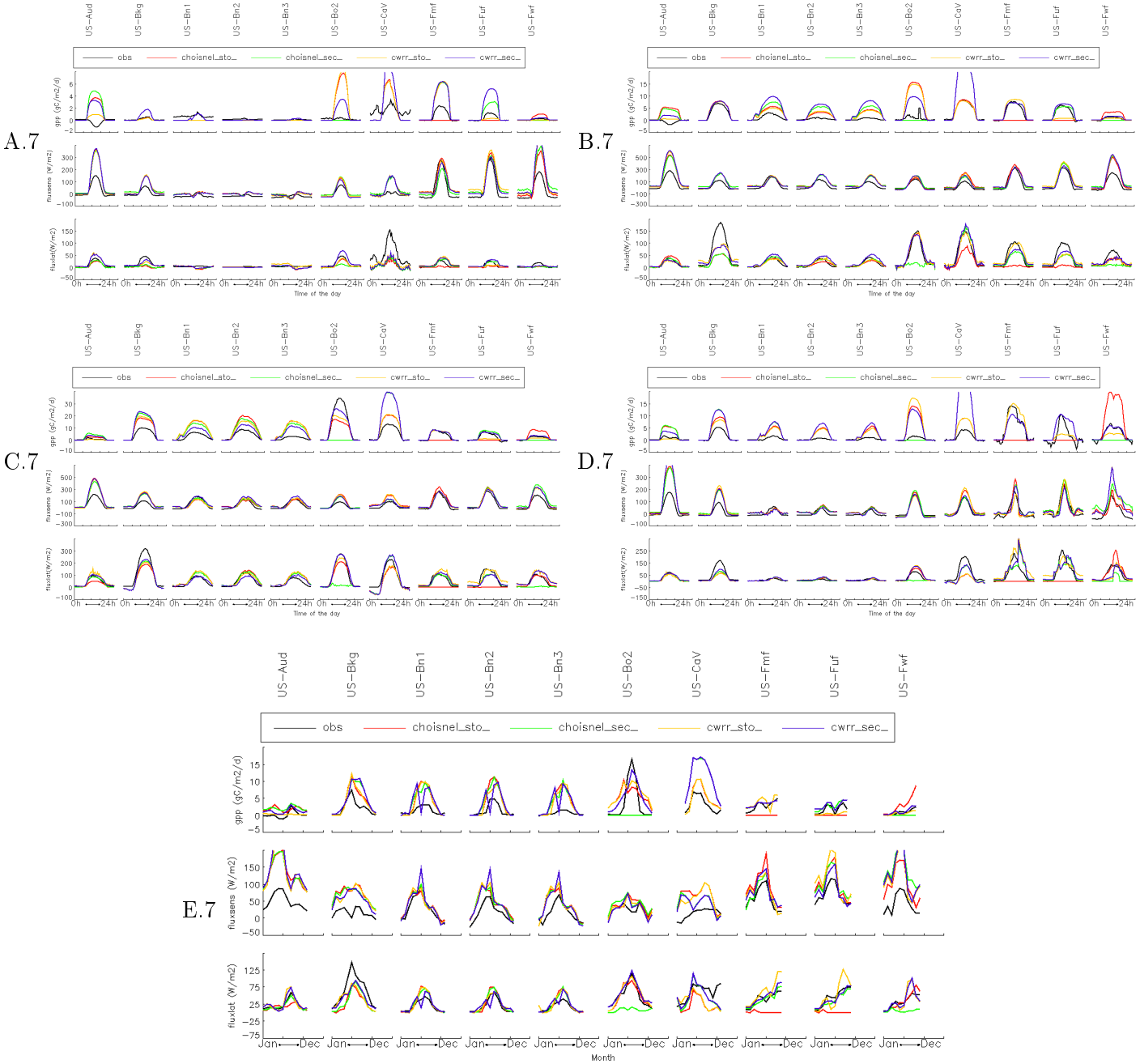


FIGURE A.7: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

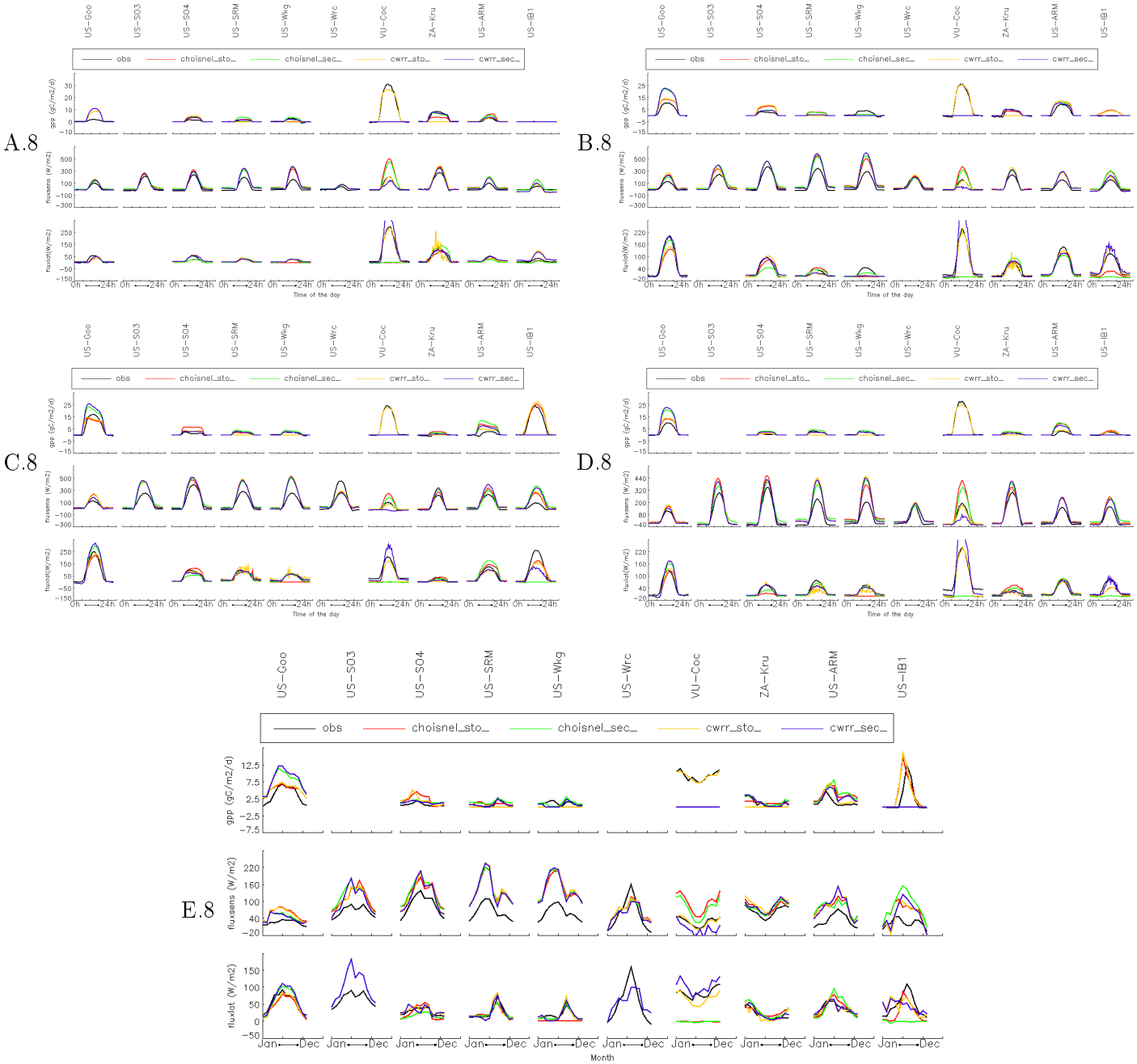


FIGURE A.8: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

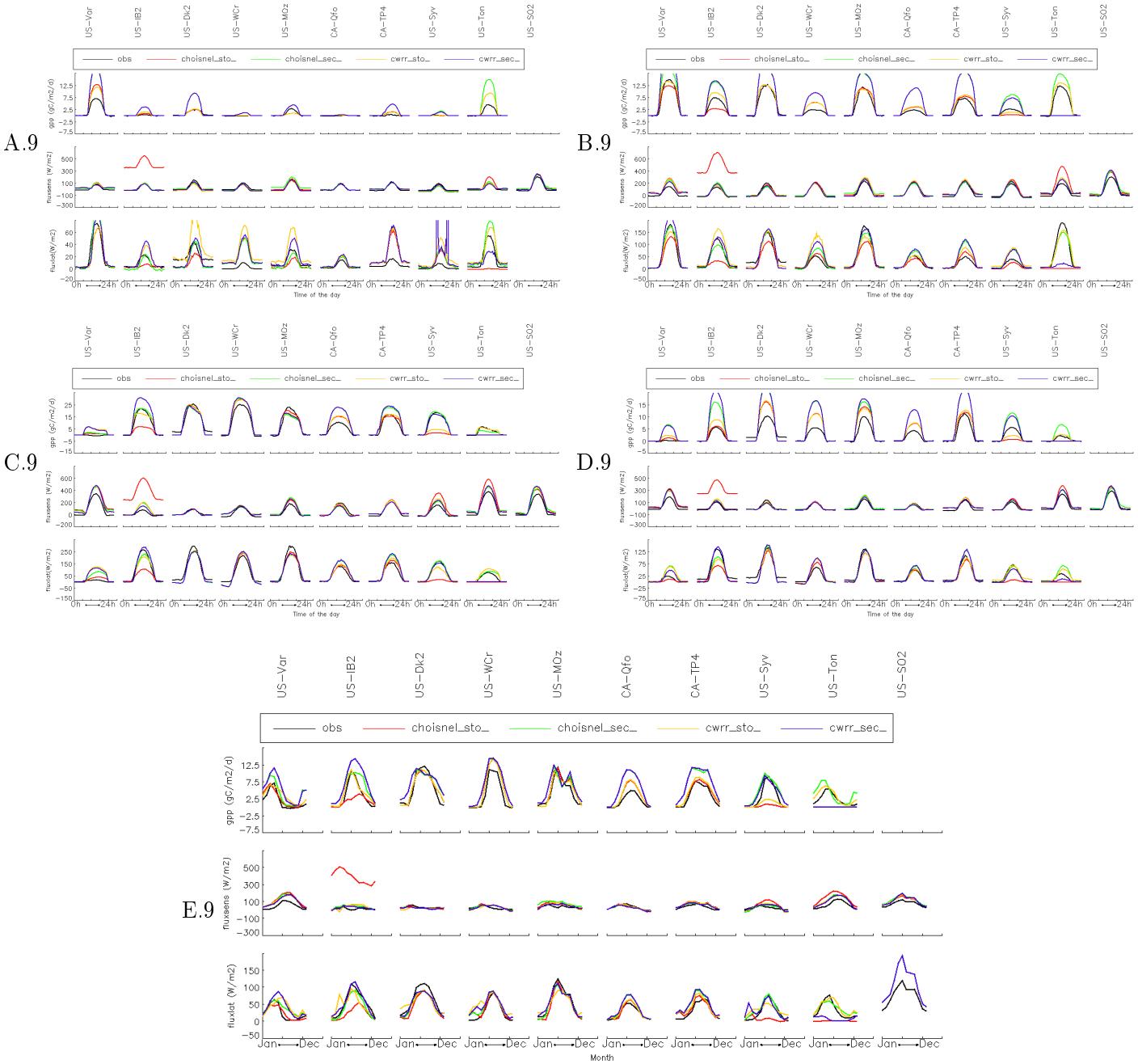


FIGURE A.9: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

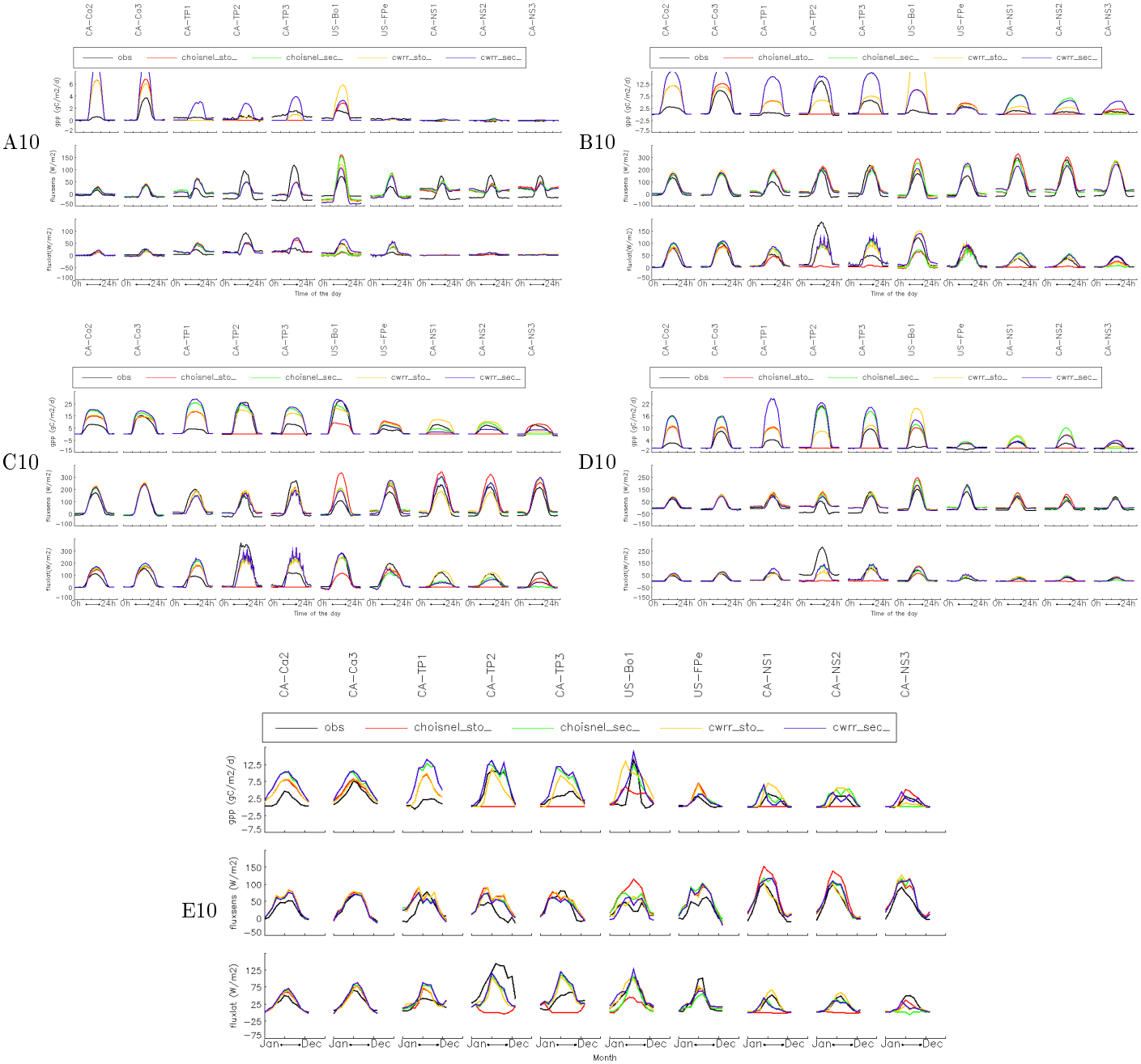


FIGURE A.10: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

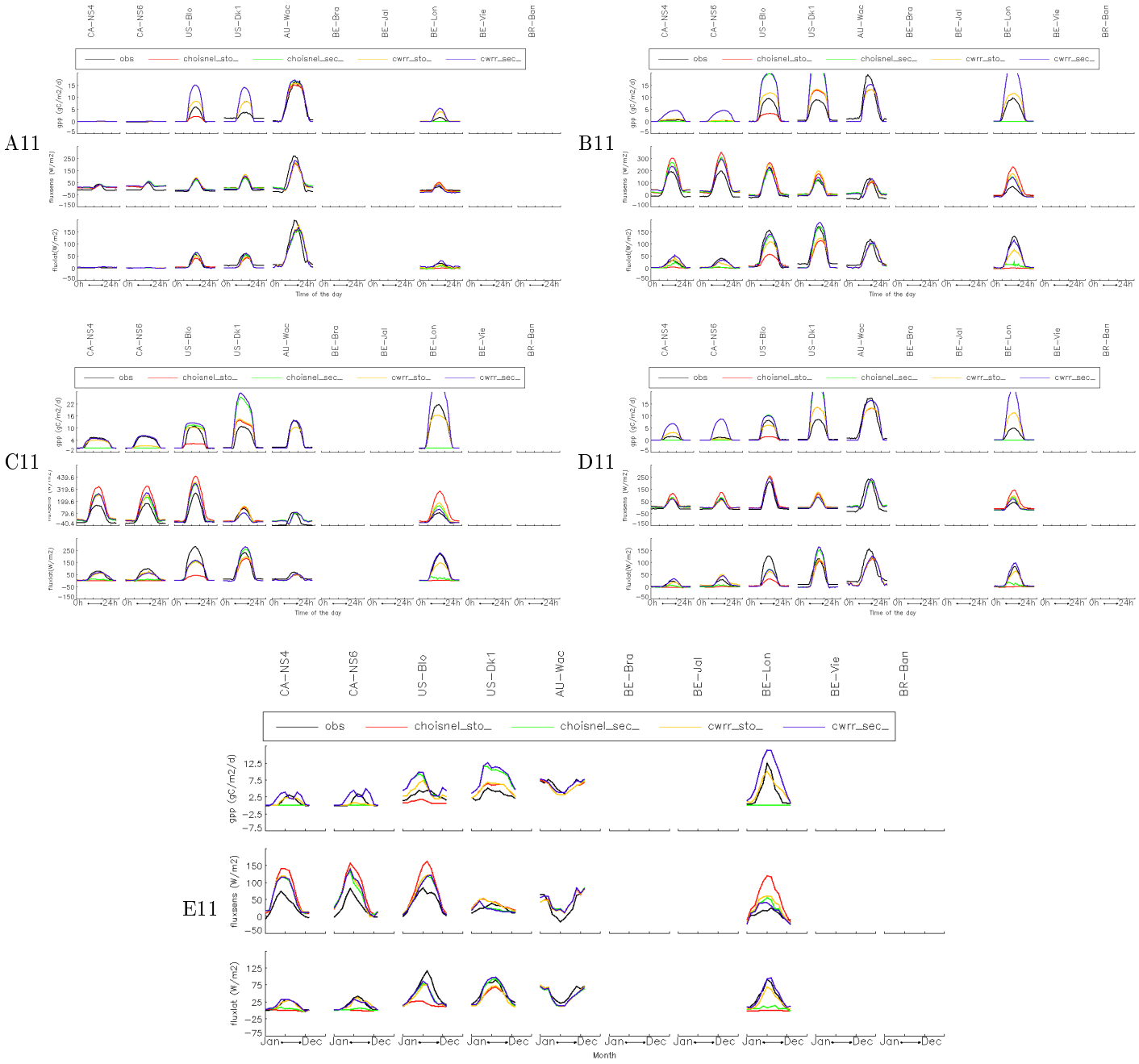


FIGURE A.11: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx)

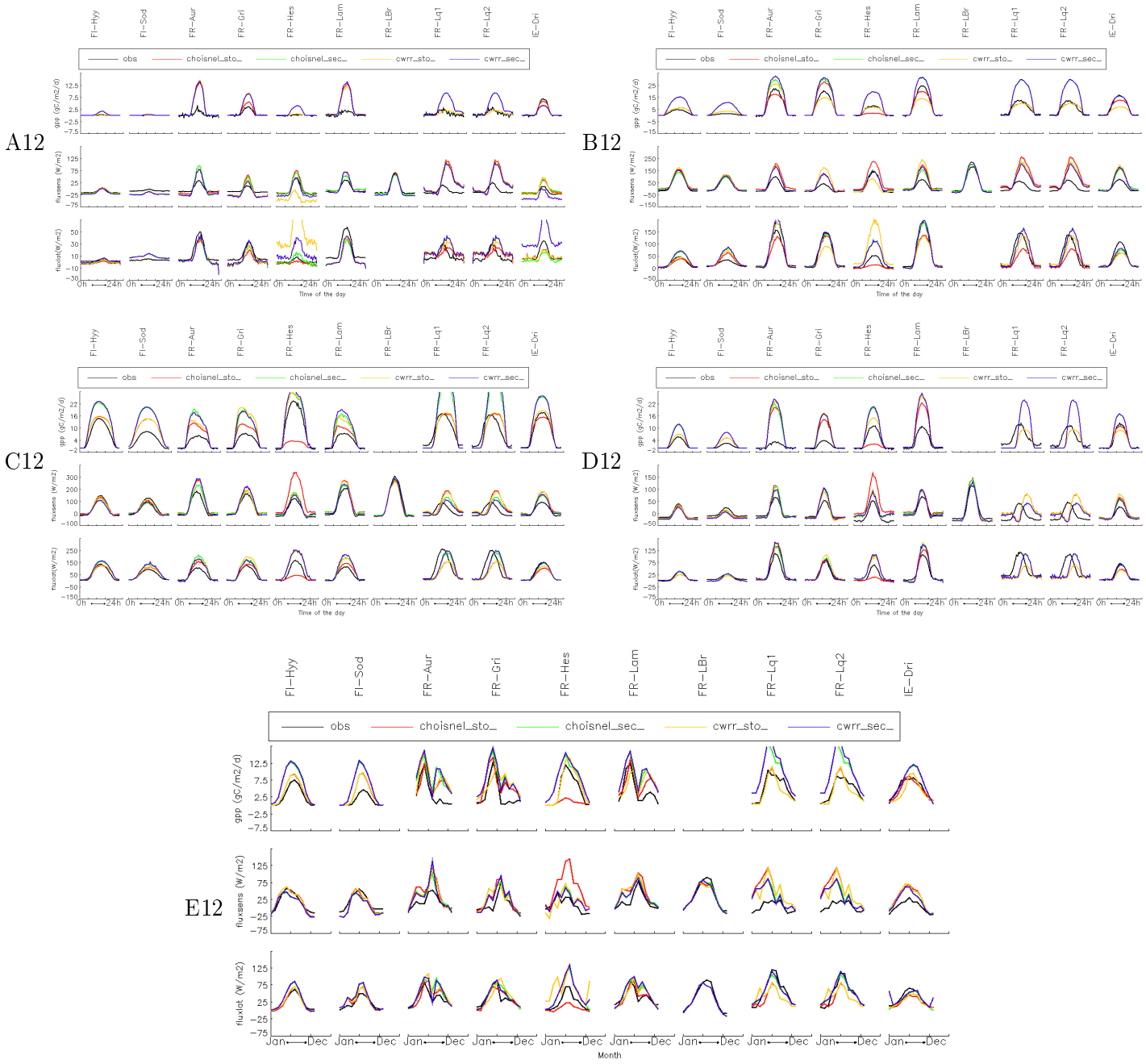


FIGURE A.12: A.-D. Moyenne saisonnière (sur toutes les années disponibles) du cycle diurne de la production primaire brute (GPP), du flux de chaleur sensible, et du flux de chaleur latente. A. Hiver B. Printemps. C. Été D. Automne E. Moyenne sur toutes les années disponibles du cycle saisonnier. Les sites sont référencés en utilisant les abréviations employées dans le cadre de la base de donnée Lathuile (http://www.fluxdata.org/DataInfo/Dataset%20Doc%20Lib/SynthDataSummary.aspx).

B

Estimation de la transitivité des erreurs conditionnelles du modèle.

Ref : Wang T., Brender P. et al. [2012]

Les développements méthodologiques effectués à l'occasion de ce travail ont eu pour objet la caractérisation dans différentes gammes de fréquences de la fraction des erreurs conditionnelles [1] d'un modèle de végétation pouvant être décrite par une fonction de l'amplitude du flux considéré et la valeur de quelques unes des variables météorologiques utilisées comme forçage, sans chercher à représenter les effets à retard.

Dans un second temps, l'attention est portée sur la transitivité entre sites des corrections introduites (pour chacune des bandes de fréquence), avec un accent particulier sur les résultats obtenus pour les sites pour lesquels le même type fonctionnel de plantes est dominant, et ceux situés dans la même zone éco-climatique. Ceci permet de donner une idée des variables pour lesquelles il est facile de tirer parti de bases de données contenant un grand nombre de sites comme FLUXNET Lathuile pour améliorer un modèle comme ORCHIDEE, sans avoir besoin d'aller vers une multiplication des paramétrisations (qui serait possible par la compilation de cartes de traits fonctionnels,...).

L'approche de data-mining utilisée ne permet par contre pas de distinguer les cas dans lesquels le modèle pourra être amélioré par simple ajustement de paramètres et ceux dans lesquels de nouvelles paramétrisations devront être développées. Les approches développées au laboratoire dans la perspective du projet Carbones permettront de donner des éléments de réponse plus précis à ce sujet (voir par exemple Kuppel et al. [2011]).

B.0.0.1 Décomposition du signal par bandes de fréquence

Décomposition sous forme additive par bandes de fréquence : Dans le cadre d'une décomposition additive, les séries temporelles considérées $Y = y_n$ avec $n = 1..N$ sont décomposées en une somme de sous-signaux caractérisés par des bandes de fréquence dominante.

1. conditionnées par les valeurs des forçages météorologiques et du flux simulé

$$Y = \sum_{f=1}^{F} X_f = X_d + X_m + X_X \tag{B.1}$$

Transformée en ondelettes La manière la plus simple de procéder à une telle décomposition consiste à effectuer une transformée en ondelettes. D'autant plus qu'elles sont numériquement rapides, de telles transformées ont été utilisées pour pouvoir faire des analyses qualitatives rapides. Plus spécifiquement, c'est une méthode de transformée en ondelettes continues avec pour base des fonctions de Morlet qui a été testée, même si ces résultats n'apparaissent pas dans la version finale du document, notamment parce que les méthodes de gapfilling pour que les trous dans le jeu de mesures n'influent pas sur les points voisins sont moins convaincantes que celles développées pour les décompositions par SSA.

Décomposition par SSA dans la mesure où il s'agit de la méthode finalement employée pour ce travail, elle est présentée en annexe de l'article, et c'est à cette section que le lecteur est prié de se référer.

B.0.0.2 Modulation d'amplitude

Par les décompositions additives qui viennent d'être brièvement évoquées, il est important de noter que la bande de fréquence diurne ainsi décomposée est l'objet d'une variabilité aux échelles de temps annuelles et interannuelles, principalement par modulation d'amplitude. Et cette modulation d'amplitude fait varier profondément le signal au cours de l'année.

Pour avoir une analyse plus proche des processus (la modulation d'amplitude étant plutôt contrôlée par des fonctions de la croissance végétale, tandis que les réponses à l'intérieur de la journée dépendent beaucoup plus directement des fonctions de contrôle météorologiques), il serait relativement aisé de poursuivre la décomposition réalisée précédemment d'une manière qui permette de rendre compte de la modulation d'amplitude des sous-signaux dont les fréquences sont les plus élevées. On pourra par exemple consulter le travail de Fleming et al. [2009] qui suggérait de réaliser un tel effort.

En utilisant les indices d/m/a/i pour représenter respectivement les bandes de fréquences journalières et infra-journalières, hebdomadaire à mensuelle, pluri-mensuelle à annuelle, interannuelle, il est possible de faire une analyse permettant une confrontation qui permet de mieux cibler les spécificités du signal en adoptant une décomposition de la forme :

$$Y(t) = \sum_{f=1}^{F} x_f(t) * (\bar{A}_f + \sum_{\phi=f+1}^{F} A_{f\phi}(t)) \tag{B.2}$$

Ce travail n'a pas été inclus dans l'article qui suit, mais constitue un effort qui nous semble mérité d'être entrepris par la suite.

State-dependent errors in a land surface model across biomes inferred from eddy covariance observations on multiple timescales

Tao Wang[a], Pierre Brender[b,a], Philippe Ciais[a], Shilong Piao[c], Miguel D. Mahecha[d], Frédéric Chevallier[a], Markus Reichstein[d], Catherine Ottlé[a], Fabienne Maignan[a], Altaf Arain[e], Gil Bohrer[f], Alessandro Cescatti[g], Gerard Kiely[h], Beverly Elizabeth Law[i], Merbold Lutz[j], Leonardo Montagnani[k,l], Eddy Moors[m], Bruce Osborne[n], Oleg Panferov[o], Dario Papale[p], Francesco Primo Vaccari[q]

Article accepté pour publication par Ecological Modelling, Elsevier (sous presse)

[a] LSCE/IPSL, UMR8212, CEA-CNRS-UVSQ - Unité Mixte de Recherche, CE L'Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette 91191, France

[b] AgroParisTech, ENGREF, 19 avenue du Maine, F-75015 Paris, France

[c] Department of Ecology, College of Urban and Environmental Science, and Key Laboratory for Earth Surface Processes of the Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China

[d] Max Planck Institute for Biogeochemistry, P.O. Box 10 01 64, 07701 Jena, Germany

[e] School of Geography and Earth Sciences, McMaster University, Hamilton, ON, L8S 4K1, Canada

[f] Department of Civil and Environmental Engineering, Duke University, North Carolina 27708, USA

[g] Climate Change Unit, Inst. for Environment and Sustainability, European Commission, DG Joint Research Centre, Ispra, Italy

[h] HYDROMET, Civil and Environmental Engineering Dept., University College Cork, Ireland

[i] Department of Forest Ecosystems and Society, 328 Richardson Hall, Oregon State University, Corvallis, OR 97331, USA

[j] ETH Zurich, Institute of Agricultural Sciences, Grassland Sciences Group, 8092 Zürich, Switzerland

[k] Autonomous Province of Bolzano, Forest Services and Agency for the Environment, Bolzano, Italy

[l] Free University of Bolzano, Faculty of Science and Technology, Bolzano, Italy

[m] Alterra Green World Research, P.O. Box 47, Wageningen, The Netherlands NL 6700 AA

[n] University College Dublin, School of Biology and Environmental Science, Belfield, Dublin 4, Ireland

[o] Department of Bioclimatology, University of Göttingen, Göttingen, Germany

[p] Department for innovation in biological, agro-food and forest systems (DIBAF), University of Tuscia, Italy

[q] Institute of Biometeorology National Research Council Via Caproni, 8, 50145 Firenze, Italy

Corresponding author:

Tao Wang
LSCE/IPSL, UMR8212, CEA-CNRS-UVSQ - Unité Mixte de Recherche, CE L'Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette 91191, France
E-mail address: tao.wang@lsce.ipsl.fr
Tel.: +33 1 69 08 52 21
Fax: +33 1 69 08 77 16

Pierre Brender
AgroParisTech, ENGREF, 19 avenue du Maine, F-75015 Paris, France
E-mail address: pierre.brender@m4x.org
Tel.: + 33 6 61 84 86 42
Fax: +33 1 69 08 77 16

Correspondence address to which the proofs should be sent:

Tao Wang
LSCE/IPSL, UMR8212, CEA-CNRS-UVSQ - Unité Mixte de Recherche, CE L'Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette 91191, France
E-mail address: tao.wang@lsce.ipsl.fr
Tel.: +33 1 69 08 52 21
Fax: +33 1 69 08 77 16

Abstract

Characterization of state-dependent model biases in land surface models can highlight model deficiencies, and provide new insights into model development. In this study, artificial neural networks (ANN) are used to estimate the portion of the state-dependent model bias for a particular flux from a land surface model (ORCHIDEE: ORganising Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms). To characterize state-dependent model biases in ORCHIDEE, we use multi-year flux measurements made at 125 eddy covariance sites that cover 7 different plant functional types (PFTs) and 5 climate groups. We determine whether the state-dependent model biases in five flux variables (H: sensible heat, LE: latent heat, NEE: net ecosystem exchange, GPP: gross primary productivity and R_{eco}: ecosystem respiration) are transferable within and between three different timescales (diurnal, seasonal-annual and interannual), and between sites (categorized by PFTs and climate groups). For each flux variable at each site, the spectral decomposition method (Singular System Analysis) was used to reconstruct time series on the three different timescales.

At the site level, we found that the share of state-dependent model biases (hereafter called "error transferability") is larger for seasonal-annual and interannual timescales than for the diurnal timescale, but little error transferability was found between timescales in all flux variables. Thus, performing model evaluations at multiple timescales is essential for diagnostics and future development. For all PFTs, climate groups and timescale components, the state-dependent model biases are found to be transferable between sites within the same PFT and climate group, suggesting that specific model developments and improvements based on specific eddy covariance sites can be used to enhance the model performance at other sites within the same PFT-climate group. This also supports the legitimacy of upscaling from the ecosystem scale of eddy covariance sites to the regional scale based on the similarity of PFT and climate group. However, the transferability of state-dependent model biases between PFTs or climate groups is not always found on the seasonal-annual and interannual timescales, which is contrary to transferability found on the diurnal timescale and the original time series.

Keywords

eddy covariance, land surface model, state-dependent model bias, neural networks, singular system analysis, timescale

1 Introduction

The global eddy covariance network contains numerous on-line observations of CO_2, water, and energy fluxes across a range of biomes and timescales (Baldocchi et al., 2001; Baldocchi, 2008), with more than 965 site years in the La Thuile FLUXNET dataset (http://www.fluxdata.org). Recently, some large synthesis projects, such as the North American Carbon Program, have performed analysis over very large number of sites (e.g. Schaefer et al. 2012; Dietze et al., 2011; Richardson et al., 2012; Schwalm et al. 2010). Yet, most of previous studies used only a few sites for evaluating their land surface models (e.g. Thornton et al., 2002; Krinner et al., 2005). To assess model performance, the model-observation mismatches are often characterized by root-mean square errors or alternative metrics that do not distinguish the random part of these errors. The random part of these variables can be reduced through averaging a sufficiently large number of observations. Systematic errors are what remain of the errors after such averaging. The model-observation mismatches result from several sources of errors. One is from structural deficiencies in the model representation of physical and biological processes and in the model initialization (Carvalhais et al., 2008), or in wrong values of model parameters. The others could be from model inputs as well as errors in eddy covariance measurements (Richardson et al., 2008; Lasslop et al., 2008; Abramowitz et al., 2007).

In order to characterize state-dependent model biases, recent studies (Dekker et al., 2001; Abramowitz, 2005; Abramowitz et al., 2007) demonstrated the value of explicitly quantifying state-dependent model biases as a function of chosen variables using artificial neural network (ANN) techniques. The idea is to establish a functional relationship between meteorological inputs (ANN inputs) and model-observation mismatch (ANN output) in a particular flux at a specific eddy covariance site by means of supervised training by ANN (the "ANN error model"). This error model is then applied to predict model-observation mismatches in an evaluation dataset not used for training. The state-dependent model bias could then be determined by quantifying the amount of the model-observation mismatch in the evaluation dataset that is accounted for by the error model. However, the state-dependent model biases could not always be fully documented since ANN inputs can be limited by both data availability and our current understanding of underlying processes. This methodology could potentially provide insights into the extent to which the state-dependent model bias is shared (hereafter transferable) between simulations of different environments, which may help to define directions for model improvements (Abramowitz et al., 2007). Abramowitz et al. (2007) examined the share of state-dependent model bias (hereafter called "transferability of state-dependent model bias") across sites within and across vegetation types, and investigated the degree to which improvements of land surface models derived from a given site can be applied to other sites within the same vegetation type. They found that state-dependent model biases for both sensible and latent heat fluxes can be transferred within and across different vegetation types in the three models included in their study (CBM, CLM and a version of ORCHIDEE without dynamic vegetation). However, they did not investigate variations of the state-dependent model biases within a vegetation type that exists across different climate regimes or different timescales.

Previous studies (e.g. Siqueira et al., 2006; Mahecha et al., 2010a; Wang et al., 2011) reported model-observation mismatch on different timescales in different ecosystem types, and pointed out that long timescales (e.g. seasonal-annual and interannual) always had larger relative model-observation mismatch than short timescales (e.g. diurnal). However, the systematic structure of model-observation mismatch in the timescale domain is still poorly

understood. Equipped with the knowledge of transferability of state-dependent model bias within each timescale, modellers can make informed decisions on necessary developments. For example, one could prioritize new parameterisations to decrease state-dependent model biases for a specific purpose (e.g. a specific timescale). Furthermore, it is important to know whether improving a model for a process on a given timescale (e.g. diurnal variability of photosynthesis) also results in a better fit to observations on another timescale (e.g. seasonal or interannual variability of photosynthesis).

The aim of this study is to understand the extent to which state-dependent model biases are transferred in both space and timescale domains. To achieve this, a land surface model ORCHIDEE (ORganising Carbon and Hydrology in Dynamic EcosystEms) is used. ORCHIDEE is a Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer model, coupled to an ecosystem carbon model, that simulates energy, water and carbon exchanges between the atmosphere and the biosphere on different timescales, ranging from hours to centuries (Krinner et al., 2005). ORCHIDEE uses 12 plant functional types (PFT) to describe vegetation distributions (Krinner et al., 2005). It can be run at both global and point scales, and a local point simulation forced by in-situ meteorological data is performed in the present study. Point evaluation of ORCHIDEE simulations using eddy covariance datasets has been conducted on different timescales for all PFTs in previous studies (Krinner et al., 2005; Mahecha et al., 2010a). Here, we use a method of integrating time series decomposition into different timescales (Singular System Analysis: SSA, Mahecha et al. 2007, 2010a) and Artificial Neural Network (ANN, Chevallier et al., 1998) technique to quantify the error transferability in both space and timescale domains using 125 eddy covariance sites across the globe (obtained from the La Thuile FLUXNET database). The scientific questions addressed in this study are:
(1) Are state-dependent model biases transferable within and across timescales?
(2) Are state-dependent model biases transferable within and across PFTs and climate groups on different timescales?

2 Data and methods

2.1. Eddy covariance data

In this study, flux and meteorological drivers on half-hourly time steps are from Version 2 of the FLUXNET La Thuile dataset (http://www.fluxdata.org), and hourly time steps are aggregated from half-hourly data. We selected only sites with at least three years of data, and a data coverage of >70% within each year. A total of 125 sites are selected for the present study. For each site, climate is defined according to aggregated Koppen-Geiger classification (cf. http://www.fluxdata.org); vegetation class is from IGBP definitions, which is then classified to the corresponding PFT in ORCHIDEE. The distribution of studied sites with respect to PFT and climate groups is displayed in Table 1, and their spatial distributions are shown in Figure 1. In this study, shrublands and wetlands are not considered because ORCHIDEE do not have the corresponding PFT and related model parameterizations.

2.2. Simulation protocol

The ORCHIDEE model is driven with site meteorology. Our site selection criteria allow gaps in meteorological data (Section 2.1), so gap-filling algorithms (Appendix A) are applied to create continuous forcing data for model simulations.

The PFT for each site is prescribed in the model by using parameters that most closely rep-

resent the site vegetation and climate (Table B1). The soil and biomass carbon pools at each site are brought to the steady state by recycling the meteorological data. Site history in terms of management is not prescribed in the simulations.

2.3. Analysis Methods

2.3.1. Singular System Analysis (SSA)

Observed and modeled time series can be described as sets of subsignals, based on the assumption that these subsignals are dominated by characteristic scales of variability. Any time series is thus described as sets of additively superimposed subsignals,

$$Y = \sum_{f=1}^{F} X_f \qquad (1)$$

where f is the index over the characteristic frequencies. 'Singular System Analysis" (SSA, Golyandina et al., 2001; Ghil et al., 2002) is used to extract subsignals X_f. It has already been employed to explore daily eddy covariance ecosystem-biosphere fluxes (e.g. Mahecha et al., 2007, 2010a). The SSA method is used given that it could be easily applied to time series with gaps (Kondrashov and Ghil 2005) and, other than many other methods, does not make any assumption on the shape of the subsignals. Here, the two steps of SSA are only summarized, while technical details can be found in the Appendix B of Mahecha et al. (2010a).

The decomposition of the time series comes as a first step. The idea is to embed the time lagged windows of the time series in its trajectory space. This embedding space can be decomposed into a set of empirical orthogonal functions and associated principal components (Ghil et al., 2002). Each component is characterized by one single oscillatory mode, and has a simple representation in the frequency domain.

The second step is the reconstruction of the time series through the principal components in the frequency domain. The original signal can be fully or partially reconstructed. This is a selective step, and the user has to decide which principal components are combined so that one can obtain a meaningful combination of principal components. It then promotes the concept of frequency binning.

In this study, we are interested in three prominent temporal patterns: diurnal, seasonal-annual and interannual. In order to reconstruct their respective variations, a fine resolution of the frequency binning scheme comprising 10 bins is firstly chosen a priori (Table 2). It should be noted that the chosen bin widths in this fine binning frequency scheme are sufficiently coarse to avoid misinterpretations due to inaccuracies occurring in the frequency assignments to the SSA modes (Mahecha et al., 2007). In this study, we considered diurnal variability as the sum of the principal components with dominant frequencies in the range of 7.9 to 41.6 hours (Bin A), seasonal-annual as those in the range of 130 to 514 days (Bin B), and interannual as the sum of those with lower frequency (Bin C).

The hourly time series is used to reconstruct the diurnal variability. To improve computational efficiency of applying SSA, the full hourly time series is split into subsets with each one containing 60 days and a "local SSA" (Yiou et al., 2000; Table 2) is then applied to retrieve diurnal variability in each subset. It can be summarized as follows:

- Define continuous windows of length W << N (W = 1440, covering 60 days) on the full hourly time series. The windows are centered on 0.5W, 1.5W… N-0.5W.

- Apply SSA on each window separately, and identify the diurnal component in each window based on Bin A (Table 2) and ignore the rest, such that it contains the diurnal variability.
- The local results are merged together.

For the characterization of seasonal-annual and interannual variability, a global SSA (Table 2) is performed on the daily time series aggregated from the hourly data. The reconstructions of seasonal-annual and interannual variability are based on Bin B and Bin C (Table 2), respectively.

Our site selection criteria allow limited data gaps in observed fluxes (maximum 30% gaps), but simulated fluxes are continuous. The data gap in both hourly and daily flux time series is filled by the SSA gap-filling procedure (c.f. Appendix B in Mahecha et al., 2010a). Note that the SSA gap-filling procedure would not be performed on the time series if its gap fraction is above 30%.

2.3.2. ANN error model

The ANN techniques are well adapted to solve nonlinear problems and are designed to capitalize on the inherent statistical relationships among the input and output variables. The type of ANN applied here is the feed-forward multilayer perceptron (MLP, Rumelhart et al. 1986) that allows for nonlinear mapping of sets of input data to a set of appropriate output. The nonlinear mapping model consists of nodes that are organized in three or more layers (an input layer and an output layer with one or more hidden layers). Any nodes, i and j in two consecutive layers are connected with synaptic weights w_{ij} determined by training the system (Melesse and Hanley, 2005). For each node in the hidden layer, it calculates a weighted sum of all of its inputs z_i following Eq. (2) and then uses a transfer function (hyperbolic tangent function $f(x) = \tanh(x)$ ranging from -1 to 1) to produce the output z_j of node j in the hidden layer following Eq. (3).

$$x_j = \sum_{i \in Inputs(j)} w_{ij} \cdot z_i \qquad (2)$$

$$z_j = f(x_j) = f\left(\sum_{i \in Inputs(j)} w_{ij} \cdot z_i \right) \qquad (3)$$

For the nodes in the output layer, the linear transfer function is used to calculate the output value.

In this study, we choose two hidden layers, each with five nodes. This choice is made to yield an accurate approximation of representations of state-dependent errors that may contain several “hills and valleys”, and two hidden layers with only several nodes have been proposed to work well compared to a single hidden layer requiring a large number of nodes (Chester, 1990; Zhang et al., 1998).

The target of ANN error modeling is ORCHIDEE errors, defined by the differences between modeled and observed fluxes, resulting in a vector containing hourly data. Training and evaluation of the ANN is performed on ORCHIDEE errors (Figure 2). The training phase determines the weights through establishing empirical relationships between ORCHIDEE errors and a combination of input predictors, including meteorological drivers and simulated ORCHIDEE flux. The parameterized ANN model with fixed weights after training is referenced to ANN error model. The evaluation phase uses these weights (or ANN error model) to predict ORCHIDEE errors from the input predictors within a subset of the data (an evaluation

dataset) that is not used for the training phase. In the evaluation dataset for each flux, the root mean square error reduction (RMSE-R), a metric to measure the transferability of state-dependent model bias (or error transferability), is then defined as:

$$RMSE - R = 1 - \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} £_{ANN}^{2}}}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n} £_{Ori}^{2}}} \qquad (4)$$

where $£_{ANN}$ and $£_{Ori}$ are ORCHIDEE errors with and without ANN-modeled, respectively.

In addition, all variables in both the input and output layers of ANN have been rescaled into a [-1, 1] interval, and then the variable in the output layer has been scaled back to its original units before performing error calculations. Multiple linear regression approach relating the ORCHIDEE errors to input predictors is also adopted to test error transferability between timescales.

The training procedure, which adjusts the connection weights of the network through error back-propagation based on the steepest descent method, is recognized as a crucial step in ANN error model framework. To avoid over-fitting, a 20% subset of the training dataset (the test dataset) is retained and used to assess the performance of the ANN training process at every stage of learning (Scardi, 2001). Training is stopped when the error within the test dataset begins to increase, i.e. the model starts to lose prediction or generalization ability by overtraining. The training procedure is also sensitive to how the training dataset is built and initial weights linking the nodes between the input layer and the first hidden layer (Abramowitz et al., 2007; Morshed and Kaluarachchi, 1998). To overcome these, we divide each variable (or node) in the input layer into different value ranges (or classes) according to its respective data distribution (e.g. van Wijk and Bouten, 1999), and then build the training set in such a way that it would randomly select the data from each class. 10 training sets are created in this way, and for each of 10 training sets, the ANN has been trained 5 times starting from different initial weights. In total, 50 ANNs have been trained and the mean ensemble is used.

2.3.3. Configurations of ANN error modeling

The original and reconstructed time series on three different characteristic timescales (diurnal, seasonal-annual and interannual) are used in the ANN error modeling. The ORCHIDEE errors from both original and reconstructed time series are then modeled by the ANN as a function of the drivers in their respective original and reconstructed forms. Note that the main purpose of this study is not to quantify the absolute value of state-dependent model bias but to understand the state-dependent model bias transferability in both spatial and temporal domains. Moreover, the choice of explanatory variables is constrained by the fact that a variable must be available at all EC sites. Thus, ANN inputs consist of three meteorological drivers (T_a: air temperature, VPD: vapor pressure deficit, R_g: incoming shortwave radiation) and the simulated ORCHIDEE flux. We use three instantaneous meteorological inputs (T_a, VPD and R_g) because they explain the majority of the variation in modeled instantaneous carbon and water fluxes (van Wijk and Bouten, 1999, Moffat et al., 2010). However, this choice is arbitrary, and a systematic sensitivity study will be necessary to determine the optimal set of ANN inputs (Abramowitz et al., 2007), which should be explored in the future study. Other variables, such as diffuse PPFD, soil temperature and soil moisture are not considered because they are not available for all sites. In addition, the soil depths at which soil temperature and moisture measurements have been made are not uniform

across sites. To avoid any bias due to data gap filling methods by La Thuile FLUXNET data processing system (c.f. www.fluxdata.org) in computing ORCHIDEE errors, only time steps with actual measurements are used in the construction and the evaluation of the ANN error model.

The errors on five flux variables are investigated: sensible heat flux (H), latent heat flux (LE), gross primary productivity (GPP), ecosystem respiration (R_{eco}) and net ecosystem exchange of CO_2 (NEE). Note that GPP and R_{eco} are not measured directly. R_{eco} is modeled using the method of Reichstein et al. (2005) and GPP is then the absolute sum (NEE + R_{eco}). Therefore, any systematic errors in the flux-partitioning algorithm of Reichstein et al. (2005) could contribute to ORCHIDEE errors for these two gross fluxes. The ability of the ANN driven by meteorological variables and by the simulated ORCHIDEE flux to estimate RMSE-R for the following **8** configurations is examined:

Case WT: Transfer of ANN-modeled error within a timescale at each site. For example, at each site, using reconstructed time series on diurnal timescale, we train an ANN to model error on selected data from half of the time series and then use this error model to estimate RMSE-R in the remaining half. This is also performed upon the original time series. The number of sites is 125.

Case CT: Transfer of ANN-modeled error across timescales at each site. For example, at each site, using the reconstructed time series on diurnal timescale, we train an ANN error model on the entire time series, and then use this error model to estimate RMSE-R on the entire reconstructed time series on both seasonal-annual and interannual timescales. The number of sites is 125.

Case S: Transfer of ANN-modeled error on the spatial scale (Table 3, climate group/PFT with at least 3 sites is considered):

Case S1: We train an ANN error model on the entire time series using two-thirds of the sites belonging to a class consisting of a specific PFT (e.g. grassland) and a specific climate group (e.g. temperate), and then apply this error model to estimate RMSE-R on the entire time series of the other one-third of the sites from the same class. This is a test of error spatial transferability within a PFT and a climate group. The number of classes is 15.

Case S2: We train an ANN error model on the entire time series using all sites belonging to a class consisting of a specific PFT (e.g. grassland) and a specific climate group (e.g. temperate), and then apply this error model to estimate RMSE-R on the entire time series of all sites belonging to a class consisting of the same PFT (e.g. grassland) but a different climate group (e.g. tropical). This is a test of error transferability within one PFT and between climate groups. The number of classes is 24.

Case S3: We train an ANN error model on the entire time series using all sites belonging to a class consisting of a specific PFT (e.g. grassland) and a specific climate group (e.g. temperate), and then apply this error model to estimate RMSE-R on the entire time series of all sites belonging to a class consisting of a different PFT (e.g. cropland) but the same climate group (e.g. temperate). This is a test of PFT spatial transferability within each climate group. The number of classes is 44.

Case S4: We train an ANN error model on the entire time series using all sites belonging to a class consisting of a specific PFT (e.g. grassland) and a specific climate group (e.g. temperate), and then apply this error model to estimate RMSE-R on the entire time series of all sites belonging to a class consisting of a different PFT (e.g. cropland) and a different climate group (e.g. tropical). This is a test of both PFT and climate group spatial transferability. The number of classes is 210.

The error spatial transferability for the above four cases is investigated on both original and reconstructed time series with three characteristic timescales. In addition, we also investigate two additional cases of error spatial transferability based on the sites classified by PFT using the original time series.

Case S5: We train an ANN error model on the time series from two-third of all sites belonging to a specific PFT (e.g. grassland) and then apply this error model to estimate RMSE-R on the time series of the other third of sites from the same PFT. This is a test of spatial transferability within a PFT.

Case S6: We train an ANN error model on the entire time series from all sites belonging to a specific PFT (e.g. grassland) and then apply this error model to estimate RMSE-R on the entire time series of all sites from different PFT. This is a test of PFT spatial transferability.

ANN-modeled error in this study not only contains the errors originating from the model itself (or state-dependent model bias) but also include other systematic errors related to the flux measurements and data processing (e.g. Billesbach, 2011; Vickers et al. 2009, 2010). One of the potential sources of the error comes from a general lack of energy balance closure (Wilson et al., 2002; Foken, 2008; Leuning et al., 2012) at eddy covariance sites, where the observed turbulent fluxes of H and LE do not sufficiently account for the measured net available energy at the surface. Given that the magnitude and causes of the failure to close energy balance varies among sites and timescales (e.g. Barr et al., 2006; Wilson et al., 2002; Foken et al., 2011), no corrections to the LE and H measurements are applied, in contrast to those performed in Jung et al. (2011). Fortunately, the data from the La Thuile FLUXNET dataset used in this study underwent a standardized preprocessing based on a friction velocity (u*) filter and despiking of half hourly flux data (Papale et al., 2006). This procedure removes some systematic errors such as the ones which occur during calm nocturnal periods (Goulden et al., 1996). The errors related to the energy imbalance are therefore not necessarily the major source of the ANN-modeled errors. Richardson et al. (2007) have shown that random errors persist after this standardized preprocessing. However, this would not affect this analysis since our ANN-modeled errors do not contain any random errors. Thus, we might conclude that our ANN-modeled error can be mainly attributable to the model itself rather than to the observations. Such an assumption has also been supported by Abramowitz et al. (2007). However, the residual systematic errors from the observations cannot be easily disentangled from the ANN-modeled errors.

3. Results and Discussion

3.1. RMSE-R on three different time scales (Case WT)

Figure 3 shows RMSE-R for each flux variable within each timescale using ANN error modeling. All sites (n = 125) are pooled to generate the histograms of RMSE-R for each flux at each timescale. As shown in Figure 3, the interannual timescale is always associated with the largest RMSE-R (range of median values: 36-61%; which means that 36-61 percent of ORCHIDEE error in the evaluation dataset has been reduced by an ANN error model), and the diurnal timescale has the smallest RMSE-R (16-36%) and seasonal-annual timescale has the intermediate values (17-44%). This suggests that climate-dependent processes controlling fluxes are better represented by ORCHIDEE for short timescales than for long timescales. Previous studies have also noticed that land surface models tend to fail in replicating interannual variations of carbon and water fluxes (Siqueira et al., 2006; Urbanski et al., 2007; Mahecha et al., 2010a; Keenan et al., 2012a). Climate has been recognized as an important driver of interannual variation in terrestrial fluxes (e.g. Hui et al., 2003; Sierra et al., 2009; Le

Marie et al., 2010), and the model performance on long timescales would be significantly improved if its state-dependent model bias related to three metrological variables (T_a, VPD and R_g) present in ANN error modeling could be removed by future model refinements.

The small RMSE-R on a diurnal timescale, particularly, for GPP and NEE reflects the ability of ORCHIDEE to resolve fast CO_2 exchange processes using theories related to canopy turbulent exchange, largely driven by radiation. On a diurnal cycle, both GPP and NEE have a lower RMSE-R than H, LE and R_{eco}. The higher state-dependent model bias in H can be expected because of the use of a single energy budget for both vegetation and soil (Krinner et al., 2005). The source of higher state-dependent model bias in R_{eco} can be related to the fact that the computation of heterotrophic respiration in ORCHIDEE is based on daily mean temperature, which suggests that decomposition rates are not well resolved. Another cause of concern is the unrealistic representation of soil carbon states in natural ecosystems, which is based on soil carbon equilibrium hypothesis when initializing soil carbon pools at the site level (Williams et al., 2009; Pietsch and Hasenauer, 2006; Wutzler and Reichstein, 2007; Carvalhais et al., 2008, 2010). However, there also exists the uncertainty in R_{eco} from La Thuile FLUXNET dataset since R_{eco} is separated from NEE using an empirical model (Reichstein et al., 2005). The observed high RMSE-R in H and LE could also be associated with unclosed surface energy balance (Wilson et al., 2002; Foken, 2008) and a general solution to this problem is still not available (Foken et al., 2011).

Our results suggest that only considering the state-dependent model bias in the original time series (range of median values: 20-45%) can mask relatively large residual state-dependent model biases on interannual (36-61%) timescales. Not separating timescale in model evaluations may thus lead to an optimistic assessment of model behavior on long timescales because of error cancellation across timescales (Mahecha et al., 2010a), that may also translate into flawed estimates of the carbon climate feedbacks (Wang et al., 2010; Mahecha et al., 2010b). We also found that the distribution of RMSE-R on interannual timescale is much more spread than other timescales, and one of the possibilities could be the accuracy of extracted interannual variability by SSA based on relatively short time series length in the La Thuile FLUXNET dataset. For example, Mahecha et al. (2010a) explored interannual timescale using the five-year time series of carbon and water fluxes and found that the uncertainty of subsignal separation is very large, which did not allow accurate assessment of interannual variability. This emphasized the necessity of continued flux monitoring for the understanding of the longer-term carbon and water flux variability, and the use of other long-term variables such as basal area growth from tree ring records (Briffa et al., 2008).

To determine the fraction of state-dependent errors that could be accounted for by an ANN error model based on original time series, we made a comparison between RMSE in the fluxes after ANN error modeling and the random flux errors in a temperate deciduous forest site at the Howland temperate evergreen needleleaf forest site. The random flux errors were estimated by comparing the results of two eddy covariance towers installed near one another during the year 2000 (Hollinger and Richardson, 2005) (Table 4). This comparison shows that the RMSE after applying an ANN error model remains more than two times larger in absolute value than the random flux errors (Table 4). For example, ANN error modeling can strongly reduce the RMSE of yearly H (W m^{-2}), LE (W m^{-2}) and NEE (μmol m^{-2} s^{-1}) RMSE (to 45.8, 43.2 and 3.18). But the residual RMSE is still higher than the corresponding random flux errors (19.5, 16.5 and 1.5) (Table 4). This might be related to the fact that considering only climate drivers as ANN input variables is inadequate. Other variables could be important, such as delayed response to external forcings (e.g. van der Molen et al., 2011), or soil moisture and

management activities (crop rotations, irrigation, fertilization) for crops and managed forests (e.g. Jaksic et al., 2006; Peichl et al., 2011; Smith et al., 2010). In Howland, for example, the inclusion of soil temperature as another ANN driver, an input recognized as an important regulator of carbon exchange during soil thawing in that forest ecosystem (Hollinger et al., 1999), can further reduce the RMSE in NEE by 5% (Table 4). It should be noted that the random flux errors could vary between sites, such that the fraction of systematic errors accounted for by the ANN error model is site-dependent. But the state-dependent model bias removed in this study might be beyond the random flux errors on most of EC sites, since ANN input drivers could be limited by both data availability and our understanding of the underlying processes.

3.2. Error transferability across different timescales (Case CT)

To investigate whether ANN-modeled errors are transferable across different timescales, we examine whether the ANN error model constructed at one timescale could be useful to reduce ORCHIDEE errors on other timescales. Figure 3b-d shows that it is not the case. Indeed, there is a near zero or even negative median RMSE-R (meaning a decrease in the fit of the data to the ANN error model) (Figure 3b-d), and also a widening of the frequency of RMSE-R, indicating different results across sites. This is also confirmed if ORCHIDEE errors were related to the input predictors by multiple linear regression approach rather than ANN (data not shown). Moreover, poor error transferability across timescales has been documented in other studies. For example, Siqueira et al. (2006) demonstrated that the model employed for resolving fast CO_2 and H_2O exchange processes using theories related to canopy turbulent exchange could not necessarily translate into improved predictive skills for long timescales. Mahecha et al. (2007) also showed that a clear hysteresis between seasonal-annual components of NEE (photosynthesis, autotrophic and heterotrophic respiration) and air temperature is significantly affected by adding the interannual component to the seasonal-annual cycle. This leads potentially to a different response of NEE to temperature on different timescales. Poor cross-timescale transferability of state-dependent model biases for ORCHIDEE found in this study also implies that this model can capture most of timescale-independent behaviors in ecosystem flux simulations (Baldocchi et al., 2001; Katul et al., 2001; Stoy et al., 2009) or that there is little interactions between timescales for the state-dependent model biases, though large RMSE-R still existed when transferring errors within seasonal-annual or interannual timescales as mentioned in Section 3.1.

3.3. Error spatial transferability (Case S)

3.3.1. Original time series

In Abramowitz et al. (2007), only two different PFTs and 13 eddy covariance sites were used to investigate the spatial transferability of ANN-modeled errors. In this study, this approach is extended through involving 125 sites distributed across 7 PFTs. For different fluxes, the median RMSE-R from all classes in both Case S5 (spatial transferability within a PFT, n = 7) and Case S6 (PFT spatial transferability, n = 42) are displayed in the diagonal and non-diagonal terms of the matrix in Figure 4, respectively. Case S5 analysis suggested that the median RMSE-R in H (W m^{-2}), LE (W m^{-2}), GPP (g C m^{-2} d^{-1}), R_{eco} (g C m^{-2} d^{-1}) and NEE (g C m^{-2} d^{-1}) is of 36, 32, 18, 43 and 19% respectively. For GPP and NEE, cropland (32% and 34%) and BoENF (33% and 27%) have the highest RMSE-R in Case S5. For the cropland which covers any kind of cultivated species, this can be expected since the parameterization used for crop in ORCHIDEE is similar to the one used for herbaceous vegetation, and does not account for management practices and crop variety-dependent parameters (Smith et al., 2010; Li et al., 2011). Case S6 analysis (PFT spatial transferability) suggests that most of

RMSE-R in H, LE and R_{eco} across PFTs are positive (Figure 4), indicating that ANN error modeling does improve the prior ORCHIDEE model simulation. This was also found by Abramowitz et al (2007) when comparing H and LE across grassland and conifers for all of the land surface models they considered. By contrast, the picture of RMSE-R between PFTs in GPP and NEE is different. For example, based on the constructed ANN error model in TrEBF, ANN produces a marginal or negative RMSE-R in GPP for the other PFTs (Figure 4; that is degradation from the prior ORCHIDEE simulation).

3.3.2. Different timescales

As shown in the whisker boxes of Figure 5, the median RMSE-R from all classes in Case S1 (spatial transferability within a PFT and a climate group, n = 15) is always positive at all timescales for each flux variable. The comparison between Case S1 on the Y-axis and other cases on the X-axis (Case 2: n = 24, Case 3: n = 44 and Case 4: n = 210) is also shown in Figure 5. The 1:1 line (Figure 5) showed that the median RMSE-R in Case S1 (n = 15) is larger than those from other cases on each timescale. The RMSE-R is often negative (that is the model misfit increased after applying the ANN error model) or near zero on seasonal-annual and interannual timescales in all cases except Case S1. On the diurnal timescale, the median RMSE-R of all classes within each case is positive for all flux variables. This is comparable to the ANN error model applied on the original time series (Figure 5). This can be expected due to the fact that diurnal timescale carries the largest spectral power among the three characteristic timescales and most of the variability in the original time series can be accounted for by the diurnal timescale part.

Firstly, Case S1 analysis suggested that ANN-modeled error is transferable within a PFT and within a climate group at all timescales. This means that each PFT/climate group has specific features that the model is not able to reproduce, and thus suggests that better model performances could be achievable by improving the parameterization at the level of PFT/climate group. The result implies that model improvement based on specific eddy covariance sites can indeed enhance the model behavior at other sites within the same PFT and the same climate group. This is a key result showing the non-local character of eddy-flux point-scale observations to improve the description of fluxes through process-based modeling. It provides evidence for mapping carbon fluxes, for example, using tower flux data in different PFT/climate combinations as priors in an inverse modeling framework (e.g. Göckede et al., 2010; Jung et al., 2011). Theoretically, the information on error transferability in a PFT and climate group could also be used to optimize the future network designed for carbon and water studies through better locating the sites for a given model.

Secondly, the ANN-modeled errors are less transferable between sites belonging to different climate groups (Case S2, S3) and different PFTs (Case S3, S4) especially on the seasonal-annual and interannual timescales, as shown by the reduced or negative error transferability e.g. in LE and NEE (Figure 5). This indicates that the method used to discretize vegetation types in ORCHIDEE can not fully describe the representation of ecosystem functioning on the long timescale. The ORCHIDEE model would benefit from accounting for more detailed climate groups in addition to PFTs for its parameterization. This is similar to results from field observations on hundreds of plots showing ecoregion (primarily delimited by climate, e.g. seasonal high and low temperatures, precipitation) differences in forest type productivity, carbon pools, and recovery from disturbance for a given forest type (Hudiburg et al. 2009).

Thirdly, between sites (Case S2, Case S3 and Case S4), positive error transferability is found on the diurnal timescale and original time series instead of long timescales. The ANN-modeled errors on the short timescale are much less sensitive to PFT or climate group than the errors on the long timescales, which is notably for H, LE and R_{eco} (Figure 5). However, this does not mean that the model has a better ability to characterize the main processes driving the fluxes on long timescales. In fact, larger relative model-observation mismatch have been observed on long timescales (seasonal-annual and interannual) compared to short timescales (diurnal). One of the reasons is that on the diurnal cycle, the processes of photosynthesis and respiration are largely instantaneous responses to diurnal climate variability (i.e. solar radiation, air temperature and humidity) (Baldocchi, 1997). While, the long timescales might be more affected by climate through site-specific slowly varying 'biotic' variables (e.g. phenology, soil carbon, leaf area, carbon allocation) (Richardson et al., 2007; Stoy et al., 2009; Jung et al., 2011; Dietze et al., 2011; Keenan et al., 2012b), land use and disturbance history (Law et al. 2004), fertility and delayed responses to environmental variations (Schimel et al., 2005). However, we should be informed of the inaccuracy of the extracted interannual variability by SSA using relatively short time series in La Thuile FLUXNET dataset (see Section 3.1).

4. Conclusions and Outlooks

Our study develops and applies a neural network-based technique combined with time series decomposition to explore the transferability of state-dependent model biases in both spatial and timescale domains. This could enable the land surface modeling community to identify a theoretical bound for the space of model improvement and model uncertainties reduction. The positive error transferability is always found on both diurnal cycle and original time series instead of long timescales (seasonal-annual and interannual). Meanwhile, processes influencing fluxes vary with timescales (the carbon allocation, phenology, carry-over effects from anomalous climate years and disturbances), which can be characterized by the near-zero or even negative error transferability across timescales. Our study implies that the model development aimed to reduce model-observation mismatch using original time series mostly benefits the short timescale (e.g. diurnal cycle) instead of long timescales, because short timescale often accounts for most of the variability in original time series. Thus, model evaluation and development should pay particular attention to the representation of processes across timescales to avoid state-dependent biases at longer timescales.

Utilizing the global eddy covariance network, our study is the first to examine the error transferability across sites in a large spatial domain, which is delimited by PFT and climate groups. The flux data represent ecosystem-scale processes and along with site meteorology, provide a means to diagnose model performance over a range of temporal scales. This analysis showed that model improvement achieved on the sites in a specific PFT and a specific climate group could translate into improved model simulations at other sites belonging to the same PFT and the same climate group. This is a non-local character of eddy flux point observations to improve flux simulations through process-based modeling.

It should be noted that the state-dependent model biases are only partially characterized in this study, because ANN inputs could be restricted by both data availability and poor understanding of some underlying processes. Meanwhile, long timescale separation from the original time series by SSA is unstable, and long term eddy covariance records are thus needed, since they would facilitate the improvement of the representation of interannual variability in current land surface models. As longer records of fluxes and the measurement of other variables such as moisture become available for large sets of sites (e.g. Zreda et al.,

2012), these methods may be regarded as promising for diagnosing model weaknesses and prioritizing improvements to the models. Our results are built upon ORCHIDEE and it will be interesting to know whether our conclusions on error transferability are robust across different land surface models in the future study.

Acknowledgements

The authors would like to thank all the PIs of eddy covariance sites, technicians, postdoctoral fellows, research associates and site collaborators involved in FLUXNET who are not included as co-authors of the paper, without whose work this meta-analysis would not be possible. This work is the outcome of the La Thuile FLUXNET workshop 2007, which would not have been possible without the financial support provided by CarboEurope-IP, FAO-GTOS-TCO, iLEAPS, Max Planck Institute for Biogeochemistry, National Science Foundation, University of Tuscia and the US Department of Energy. This research was supported by the Office of Science (BER), U.S. Department of Energy for the development of measurement standards, quality assurance, and data management protocols for AmeriFlux and Fluxnet. The Berkeley Water Center, Lawrence Berkeley National Laboratory, Microsoft Research eScience, Oak Ridge National Laboratory provided databasing and technical support. The AmeriFlux, AfriFlux, AsiaFlux, CarboAfrica, CarboEuropeIP, ChinaFlux, Fluxnet-Canada, KoFlux, LBA, NECC, OzFlux, TCOS-Siberia, and USCCC networks provided data. We would also acknowledge the PhD funding by Commissariat à l' énergie atomique (CEA) in France.

References

Abramowitz, G., Pitman, A., Gupta, H., Kowalczyk, E., Wang, Y. P., 2007. Systematic bias in land surface models. Journal of Hydrometeorology 8, 989-1001.

Abramowitz, G., 2005. Towards a benchmark for land surface models. Geophysical Research Letters 32.

Ammann, C., Flechard, C.R., Leifeld, J., Neftel, A., Fuhrer, J., 2007. The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity. Agriculture Ecosystems & Environment 121, 5-20.

Arain, A.A., Restrepo-Coupe, N., 2005. Net ecosystem production in a temperate pine plantation in southeastern Canada. Agricultural and Forest Meteorology 128, 223-241.

Aubinet, M., Chermanne, B., Vandenhaute, M., Longdoz, B., Yernaux, M., Laitat, E., 2001. Long term carbon dioxide exchange above a mixed forest in the Belgian Ardennes. Agricultural and Forest Meteorology 108, 293-315.

Baldocchi, D., 1997. Measuring and modelling carbon dioxide and water vapour exchange over a temperate broad-leaved forest during the 1995 summer drought. Plant Cell and Environment 20, 1108-1122.

Baldocchi, D., 2008. "Breathing" of the terrestrial biosphere: lessons learned from a global network of carbon dioxide flux measurement systems. Australian Journal of Botany 56, 1-26.

Barr, A.G., Morgenstern, K., Black, T.A., McCaughey, J.H., Nesic, Z., 2006. Surface energy balance closure by the eddy-covariance method above three boreal forest stands and implications for the measurement of the CO_2 flux. Agricultural and Forest Meteorology 140, 322-337.

Berbigier, P., Bonnefond, J.M., Mellmann, P., 2001. CO_2 and water vapour fluxes for 2 years above Euroflux forest site. Agricultural and Forest Meteorology 108, 183-197.

Bergeron, O., Margolis, H.A., Black, T.A., Coursolle, C., Dunn, A.L., Barr, A.G., Wofsy, S.C., 2007. Comparison of carbon dioxide fluxes over three boreal black spruce forests in Canada. Global Change Biology 13, 89-107.

Billesbach, D.P., 2011. Estimating uncertainties in individual eddy covariance flux measurements: A comparison of methods and a proposed new method. Agricultural and Forest Meteorology 151, 394-405.

Bonal, D., Bosc, A., Ponton, S., Goret, J.-Y., Burban, B., Gross, P., Bonnefond, J.-M., Elbers, J., Longdoz, B., Epron, D., Guehl, J.-M., Granier, A., 2008. Impact of severe dry season on net ecosystem exchange in the Neotropical rainforest of French Guiana. Global Change Biology 14, 1917-1933.

Borken, W., Savage, K., Davidson, E.A., Trumbore, S.E., 2006. Effects of experimental drought on soil respiration and radiocarbon efflux from a temperate forest soil. Global Change Biology 12, 177-193.

Briffa, K.R., Shishov, V.V., Melvin, T.M., Vaganov, E.A., Grudd, H., Hantemirov, R.M., Eronen, M., Naurzbaev, M.M., 2008. Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia. Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences 363, 2271-2284.

Byrne, K.A., Kiely, G., Leahy, P., 2007. Carbon sequestration determined using farm scale carbon balance and eddy covariance. Agricultural Ecosystems and Environment 121, 357-364.

Campbell, G.S., Norman, J.M., 1998. An Introduction to Environmental Biophysics, Springer-Verlag, New York.

Carvalhais, N., Reichstein, M., Ciais, P., Collatz, G.J., Mahecha, M.D., Montagnani, L., Papale, D., Rambal, S., Seixas, J., 2010. Identification of vegetation and soil carbon pools out of equilibrium in a process model via eddy covariance and biometric constraints. Global Change Biology 16, 2813-2829.

Carvalhais, N., Reichstein, M., Seixas, J., Collatz, G.J., Pereira, J.S., Berbigier, P., Carrara, A., Granier, A., Montagnani, L., Papale, D., Rambal, S., Sanz, M.J., Valentini, R., 2008. Implications of the carbon cycle steady state assumption for biogeochemical modeling performance and inverse parameter retrieval. Global Biogeochemical Cycles 22.

Chester, D. L., 1990. Why two hidden layers are better than one. In: Proceedings of the international joint conference on neural networks, 265-268.

Chevallier, F., Chéruy, F., Scott, N.A., Chédin, A., 1998. A neural network approach for a fast and accurate computation of a longwave radiative budget. Journal of Applied Meteorology and Climatology 37, 1385-1397.

Cook, B.D., Davis, K.J., Wang, W.G., Desai, A., Berger, B.W., Teclaw, R.M., Martin, J.G., Bolstad, P.V., Bakwin, P.S., Yi, C.X., Heilman, W., 2004. Carbon exchange and venting anomalies in an upland deciduous forest in northern Wisconsin, USA. Agricultural and Forest Meteorology 126, 271-295.

Crawford, T.M., Duchon, C.E., 1999. An improved parameterization for estimating effective atmospheric emissivity for use in calculating daytime downwelling longwave radiation. Journal of applied meteorology 38, 474-480.

Dekker, S.C., Bouten, W., Schaap, M.G., 2001. Analysing forest transpiration model errors with artificial neural networks. Journal of Hydrology 246, 197-208.

Desai, A.R., Bolstad, P.V., Cook, B.D., Davis, K.J., Carey, E.V., 2005. Comparing net ecosystem exchange of carbon dioxide between an old-growth and mature forest in the upper Midwest, USA. Agricultural and Forest Meteorology 128, 33-55.

Dietze, M.C., Vargas, R., Richardson, A.D., Stoy, P.C., Barr, A.G., Anderson, R.S., Arain, M.A., Baker, I.T., Black, T.A., Chen, J.M., Ciais, P., Flanagan, L.B., Gough, C.M., Grant, R.F., Hollinger, D., Izaurralde, R.C., Kucharik, C.J., Lafleur, P., Liu, S., Lokupitiya, E., Luo,

Y., Munger, J.W., Peng, C., Poulter, B., Price, D.T., Ricciuto, D.M., Riley, W.J., Sahoo, A.K., Schaefer, K., Suyker, A.E., Tian, H., Tonitto, C., Verbeeck, H., Verma, S.B., Wang, W., Weng, E., 2011. Characterizing the performance of ecosystem models across time scales: A spectral analysis of the North American Carbon Program site-level synthesis. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 116.

Dolman, A.J., Moors, E.J., Elbers, J.A., 2002. The carbon uptake of a mid latitude pine forest growing on sandy soil. Agricultural and Forest Meteorology 111, 157-170.

Don, A., Rebmann, C., Kolle, O., Scherer-lorenzen, M., Schulze, E.D., 2009. Impact of afforestation-associated management changes on the carbon balance of grassland. Global Change Biology 15, 1990-2002.

Dunn, A.L., Barford, C.C., Wofsy, S.C., Goulden, M.L., Daube, B.C., 2007. A long-term record of carbon exchange in a boreal black spruce forest: means, responses to interannual variability, and decadal trends. Global Change Biology 13, 577-590.

Flanagan, L.B., Johnson, B.G., 2005. Interacting effects of temperature, soil moisture and plant biomass production on ecosystem respiration in a northern temperate grassland. Agricultural and Forest Meteorology 130, 237-253.

Flanagan, L.B., Wever, L.A., Carlson, P.J., 2002. Seasonal and interannual variation in carbon dioxide exchange and carbon balance in a northern temperate grassland. Global Change Biology 8, 599-615.

Foken, T., 2008. The energy balance closure problem: an overview. Ecological Applications 18, 1351-1367.

Foken, T., Aubinet, M., Finnigan, J.J., Leclerc, M.Y., Mauder, M., Paw U, K. T., 2011. Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases. Bulletin of the American Meteorological Society 92, 13-18.

Garbulsky, M.F., Penuelas, J., Papale, D., Filella, I., 2008. Remote estimation of carbon dioxide uptake by a Mediterranean forest. Global Change Biology 14, 2860-2867.

Ghil, M., Allen, M.R., Dettinger, M.D., Ide, K., Kondrashov, D., Mann, M.E., Robertson, A.W., Saunders, A., Tian, Y., Varadi, F., Yiou, P., 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. Reviews of Geophysics 40, 1003.

Gianelle, D., Vescovo, L., Marcolla, B., Manca, G., Cescatti, A., 2009. Ecosystem carbon fluxes and canopy spectral reflectance of a mountain meadow. International Journal of Remote Sensing 30, 435-449.

Giasson, M.A., Coursolle, C., Margolis, H.A., 2006. Ecosystem-level CO_2 fluxes from a boreal cutover in eastern Canada before and after scarification. Agricultural and Forest Meteorology 140, 23-40.

Gilmanov, T.G., Soussana, J.E., Aires, L., Allard, V., Ammann, C., Balzarolo, M., Barcza, Z., Bernhofer, C., Campbell, C.L., Cernusca, A., Cescatti, A., Clifton-Brown, J., Dirks, B.O.M., Dore, S., Eugster, W., Fuhrer, J., Gimeno, C., Gruenwald, T., Haszpra, L., Hensen, A., Ibrom,

A., Jacobs, A.F.G., Jones, M.B., Lanigan, G., Laurila, T., Lohila, A., Manca, G., Marcolla, B., Nagy, Z., Pilegaard, K., Pinter, K., Pio, C., Raschi, A., Rogiers, N., Sanz, M.J., Stefani, P., Sutton, M., Tuba, Z., Valentini, R., Williams, M.L., Wohlfahrt, G., 2007. Partitioning European grassland net ecosystem CO_2 exchange into gross primary productivity and ecosystem respiration using light response function analysis. Agriculture Ecosystems & Environment 121, 93-120.

Gilmanov, T.G., Tieszen, L.L., Wylie, B.K., Flanagan, L.B., Frank, A.B., Haferkamp, M.R., Meyers, T.P., Morgan, J.A., 2005. Integration of CO_2 flux and remotely-sensed data for primary production and ecosystem respiration analyses in the Northern Great Plains: potential for quantitative spatial extrapolation. Global Ecology and Biogeography 14, 271-292.

Göckede, M., Turner, D.P., Michalak, A.M., Vickers, D., Law, B.E., 2010. Sensitivity of a sub-regional scale atmospheric inverse CO_2 modeling framework to boundary conditions. J. Geophysical Research 115, D24112, doi:10.1029/2010JD014443.

Golyandina, N., Nekrutkin, V., Zhigljavsky, A., 2001. Analysis of Time Series Structure: SSA and Related Techniques. Monographs on Statistics and Applied Probability No. 90. Chapman & Hall/CRC, Boca Raton.

Gough, C.M., Vogel, C.S., Schmid, H.P., Su, H.B., Curtis, P.S., 2008. Multi-year convergence of biometric and meteorological estimates of forest carbon storage. Agricultural and Forest Meteorology 148, 158-170.

Goulden, M.L., Munger, J.W., Fan, S.M., Daube, B.C., Wofsy, S.C., 1996. Measurements of carbon sequestration by long-term eddy covariance: Methods and a critical evaluation of accuracy. Global Change Biology 2, 169-182.

Granier, A., Ceschia, E., Damesin, C., Dufrene, E., Epron, D., Gross, P., Lebaube, S., Le Dantec, V., Le Goff, N., Lemoine, D., Lucot, E., Ottorini, J.M., Pontailler, J.Y., Saugier, B., 2000. The carbon balance of a young Beech forest. Functional Ecology 14, 312-325.

Grunwald, T., Bernhofer, C., 2007. A decade of carbon, water and energy flux measurements of an old spruce forest at the Anchor Station Tharandt. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology 59, 387-396.

Hollinger, D.Y., Aber, J., Dail, B., Davidson, E.A., Goltz, S.M., Hughes, H., Leclerc, M.Y., Lee, J.T., Richardson, A.D., Rodrigues, C., Scott, N.A., Achuatavarier, D., Walsh, J., 2004. Spatial and temporal variability in forest-atmosphere CO_2 exchange. Global Change Biology 10, 1689-1706.

Hollinger, D.Y., Goltz, S.M., Davidson, E.A., Lee, J.T., Tu, K., Valentine, H.T., 1999. Seasonal patterns and environmental control of carbon dioxide and water vapour exchange in an ecotonal boreal forest. Global Change Biology 5, 891-902.

Hollinger, D.Y., Richardson, A.D., 2005. Uncertainty in eddy covariance measurements and its application to physiological models. Tree Physiology 25, 873-885.

Hudiburg, T., B.E. Law, D.P. Turner, J. Campbell, D. Donato, M. Duane. 2009. Carbon dynamics of Oregon and Northern California forests and potential land-based carbon storage. Ecological Applications 19:163-180.

Hui, D.F., Luo, Y.Q., Katul, G., 2003. Partitioning interannual variability in net ecosystem exchange between climatic variability and functional change. Tree Physiology 23, 433-442.

Humphreys, E.R., Black, T.A., Morgenstern, K., Cai, T.B., Drewitt, G.B., Nesic, Z., Trofymow, J.A., 2006. Carbon dioxide fluxes in coastal Douglas-fir stands at different stages of development after clearcut harvesting. Agricultural and Forest Meteorology 140, 6-22.

Jaksic, V., Kiely, G., Albertson, J., Oren, R., Katul, G., Leahy, P., Byrne, K., 2006. Net ecosystem exchange of grassland in contrasting wet and dry years. Agricultural and Forest Meteorology 139, 323-334.

Jung, M., Reichstein, M., Margolis, H.A., Cescatti, A., Richardson, A.D., Arain, M.A., Arneth, A., Bernhofer, C., Bonal, D., Chen, J., Gianelle, D., Gobron, N., Kiely, G., Kutsch, W., Lasslop, G., Law, B.E., Lindroth, A., Merbold, L., Montagnani, L., Moors, E.J., Papale, D., Sottocornola, M., Vaccari, F., Williams, C., 2011. Global patterns of land-atmosphere fluxes of carbon dioxide, latent heat, and sensible heat derived from eddy covariance, satellite, and meteorological observations. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 116.

Katul, G., Lai, C.T., Schafer, K., Vidakovic, B., Albertson, J., Ellsworth, D., Oren, R., 2001. Multiscale analysis of vegetation surface fluxes: from seconds to years. Advances in Water Resources 24, 1119-1132.

Keenan, T.F., Baker, I., Barr, A., Ciais, P., Davis, K., Dietze, M., Dragon, D., Gough, C.M., Grant, R., Hollinger, D., Hufkens, K., Poulter, B., McCaughey, H., Raczka, B., Ryu, Y., Schaefer, K., Tian, H., Verbeeck, H., Zhao, M., Richardson, A.D., 2012a. Terrestrial biosphere model performance for inter-annual variability of land-atmosphere CO_2 exchange. Global Change Biology 18, 1971-1987.

Keenan, T.F., Davidson, E., Moffat, A.M., Munger, W., Richardson, A.D., 2012b. Using model-data fusion to interpret past trends, and quantify uncertainties in future projections, of terrestrial ecosystem carbon cycling. Global Change Biology, doi: 10.1111/j.1365-2486.2012.02684.x

Kljun, N., Black, T.A., Griffis, T.J., Barr, A.G., Gaumont-Guay, D., Morgenstern, K., McCaughey, J.H., Nesic, Z., 2006. Response of net ecosystem productivity of three boreal forest stands to drought. Ecosystems 9, 1128-1144.

Knohl, A., Schulze, E.D., Kolle, O., Buchmann, N., 2003. Large carbon uptake by an unmanaged 250-year-old deciduous forest in Central Germany. Agricultural and Forest Meteorology 118, 151-167.

Kondrashov, D., Ghil, M., 2006. Spatio-temporal filling of missing points in geophysical data sets, Nonlinear Processes in Geophysics, 13, 151–159.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudre, N., Ogee, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., Prentice, I.C., 2005. A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. Global Biogeochemical Cycles 19.

Kutsch, W.L., Aubinet, M., Buchmann, N., Smith, P., Osborne, B., Eugster, W., Wattenbach, M., Schrumpf, M., Schulze, E.D., Tomelleri, E., Ceschia, E., Bernhofer, C., Beziat, P., Carrara, A., Di Tommasi, P., Gruenwald, T., Jones, M., Magliulo, V., Marloie, O., Moureaux, C., Olioso, A., Sanz, M.J., Saunders, M., Sogaard, H., Ziegler, W., 2010b. The net biome production of full crop rotations in Europe. Agriculture Ecosystems & Environment 139, 336-345.

Kutsch, W.L., Persson, T., Schrumpf, M., Moyano, F.E., Mund, M., Andersson, S., Schulze, E.-D., 2010a. Heterotrophic soil respiration and soil carbon dynamics in the deciduous Hainich forest obtained by three approaches. Biogeochemistry 100, 167-183.

Lasslop, G., Reichstein, M., Kattge, J., Papale, D., 2008. Influences of observation errors in eddy flux data on inverse model parameter estimation. Biogeosciences 5, 1311-1324.

Law, B.E., Thornton, P.E., Irvine, J., Anthoni, P.M., Van Tuyl, S., 2001. Carbon storage and fluxes in ponderosa pine forests at different developmental stages. Global Change Biology 7, 755-777.

Law, B.E., Turner, D., Campbell, J., Lefsky, M., Guzy, M., Sun, O., Van Tuyl, S., Cohen, W., 2006. Carbon fluxes across regions - Observational constraints at multiple scales. Scaling and Uncertainty Analysis in Ecology: Methods and Applications, 167-190.

Le Maire, G., Delpierre, N., Jung, M., Ciais, P., Reichstein, M., Viovy, N., Granier, A., Ibrom, A., Kolari, P., Longdoz, B., Moors, E.J., Pilegaard, K., Rambal, S., Richardson, A.D., Vesala, T., 2010. Detecting the critical periods that underpin interannual fluctuations in the carbon balance of European forests. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 115.

Li, L., Vuichard, N., Viovy, N., Ciais, P., Wang, T., Ceschia, E., Jans, W., Wattenbach, M., Béziat, P., Gruenwald, T., Lehuger, S., and Bernhofer, C., 2011. Importance of crop varieties and management practices: evaluation of a process-based model for simulating CO_2 and H_2O fluxes at five European maize (*Zea mays* L.) sites. Biogeosciences 8, 1721-1736.

Leuning, R., van Gorsel, E., Massman, W.J., Isaac, P.R., 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. Agricultural and Forest Meteorology 156, 65-74.

Ma, S., Baldocchi, D.D., Xu, L., Hehn, T., 2007. Inter-annual variability in carbon dioxide exchange of an oak/grass savanna and open grassland in California. Agricultural and Forest Meteorology 147, 157-171.

Mahecha, M.D., Reichstein, M., Carvalhais, N., Lasslop, G., Lange, H., Seneviratne, S.I., Vargas, R., Ammann, C., Arain, M.A., Cescatti, A., Janssens, I.A., Migliavacca, M., Montagnani, L., Richardson, A.D., 2010b. Global Convergence in the Temperature Sensitivity of Respiration at Ecosystem Level. Science 329, 838-840.

Mahecha, M.D., Reichstein, M., Jung, M., Seneviratne, S.I., Zaehle, S., Beer, C., Braakhekke, M.C., Carvalhais, N., Lange, H., Le Maire, G., Moors, E., 2010a. Comparing observations

and process-based simulations of biosphere-atmosphere exchanges on multiple timescales. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 115.

Mahecha, M.D., Reichstein, M., Lange, H., Carvalhais, N., Bernhofer, C., Gruenwald, T., Papale, D., Seufert, G., 2007. Characterizing ecosystem-atmosphere interactions from short to interannual time scales. Biogeosciences 4, 743-758.

Marchesini, L.B., Papale, D., Reichstein, M., Vuichard, N., Tchebakova, N., Valentini, R., 2007. Carbon balance assessment of a natural steppe of southern Siberia by multiple constraint approach. Biogeosciences 4, 581-595.

Marcolla, B., Cescatti, A., 2005. Experimental analysis of flux footprint for varying stability conditions in an alpine meadow. Agricultural and Forest Meteorology 135, 291-301.

Melesse, A.M., Hanley, R.S., 2005. Artificial neural network application for multi-ecosystem carbon flux simulation. Ecological Modelling 189, 305-314.

Merbold, L., Kutsch, W.L., Corradi, C., Kolle, O., Rebmann, C., Stoy, P.C., Zimov, S.A., Schulze, E.D., 2009. Artificial drainage and associated carbon fluxes (CO_2/CH_4) in a tundra ecosystem. Global Change Biology 15, 2599-2614.

Meyers, T.P., Hollinger, S.E., 2004. An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. Agricultural and Forest Meteorology 125, 105-115.

McCaughey, J.H., Pejam, M.R., Arain, M.A., Cameron, D.A., 2006. Carbon dioxide and energy fluxes from a boreal mixedwood forest ecosystem in Ontario. Canadian Society of Agriculture and Forest Meteorology 140, 79-96.

Migliavacca, M., Meroni, M., Manca, G., Matteucci, G., Montagnani, L., Grassi, G., Zenone, T., Teobaldelli, M., Goded, I., Colombo, R., Seufert, G., 2009. Seasonal and interannual patterns of carbon and water fluxes of a poplar plantation under peculiar eco-climatic conditions. Agricultural and Forest Meteorology 149, 1460-1476.

Milyukova, I.M., Kolle, O., Varlagin, A.V., Vygodskaya, N.N., Schulze, E.D., Lloyd, J., 2002. Carbon balance of a southern taiga spruce stand in European Russia. Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology 54, 429-442.

Mkhabela, M.S., Amiro, B.D., Barr, A.G., Black, T.A., Hawthorne, I., Kidston, J., McCaughey, J.H., Orchansky, A.L., Nesic, Z., Sass, A., Shashkov, A., Zha, T., 2009. Comparison of carbon dynamics and water use efficiency following fire and harvesting in Canadian boreal forests. Agricultural and Forest Meteorology 149, 783-794.

Moffat, A.M., Beckstein, C., Churkina, G., Mund, M., Heimann, M., 2010. Characterization of ecosystem responses to climatic controls using artificial neural networks. Global Change Biology, 16: 2737-2749.

Montagnani, L., Manca, G., Canepa, E., Georgieva, E., Acosta, M., Feigenwinter, C., Janous, D., Kerschbaumer, G., Lindroth, A., Minach, L., Minerbi, S., Molder, M., Pavelka, M., Seufert, G., Zeri, M., Ziegler, W., 2009. A new mass conservation approach to the study of CO_2 advection in an alpine forest. Journal of Geophysical Research-Atmospheres 114.

Morshed, J., Kaluarachchi, J.J., 1998. Application of artificial neural network and genetic algorithm in flow and transport simulations. Advances in Water Resources 22, 145-158.

Nicks, A.D., Williams, J.R., Richardson, C.W., Lane. L.J., 1987. Generating climatic data for a water erosion prediction model. ASAE, Paper No. 87-2541. St. Joseph, MI 49085-9659.

Papale, D., Reichstein, M., Aubinet, M., Canfora, E., Bernhofer, C., Kutsch, W., Longdoz, B., Rambal, S., Valentini, R., Vesala, T., Yakir, D., 2006. Towards a standardized processing of Net Ecosystem Exchange measured with eddy covariance technique: algorithms and uncertainty estimation. Biogeosciences 3, 571-583.

Peichl, M., Leava, N.A., Kiely, G., 2011. Above- and belowground ecosystem biomass, carbon and nitrogen allocation in recently afforested grassland and adjacent intensively managed grassland. Plant and Soil, 1-16.

Peichl, M., Arain, M.A., 2007. Allometry and partitioning of above- and belowground tree biomass in an age-sequence of white pine forests. Forest Ecology and Management 253, 68-80.

Pejam, M.R., Arain, M.A., McCaughey, J.H., 2006. Energy and water vapour exchanges over a mixedwood foreal forest in Ontario, Canada. Hydrological Processes 20, 3709-3724.

Pietsch, S.A., Hasenauer, H., 2006. Evaluating the self-initialization procedure for large-scale ecosystem models. Global Change Biology 12, 1658-1669.

Pilegaard, K., Mikkelsen, T.N., Beier, C., Jensen, N.O., Ambus, P., Ro-Poulsen, H., 2003. Field measurements of atmosphere-biosphere interactions in a Danish beech forest. Boreal Environment Research 8, 315-333.

Rebmann, C., Zeri, M., Lasslop, G., Mund, M., Kolle, O., Schulze, E.-D., Feigenwinter, C., 2010. Treatment and assessment of the CO_2-exchange at a complex forest site in Thuringia, Germany. Agricultural and Forest Meteorology 150, 684-691.

Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchmann, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grunwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyers, T., Miglietta, F., Ourcival, J.M., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tenhunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakir, D., Valentini, R., 2005. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm. Global Change Biology 11, 1424-1439.

Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., De Parri, I., Jarvis, P.G., Valentini, R., 2002. Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in Central Italy. Global Change Biology 8, 851-866.

Ricciuto, D.M., Butler, M.P., Davis, K.J., Cook, B.D., Bakwin, P.S., Andrews, A., Teclaw, R.M., 2008. Causes of interannual variability in ecosystem-atmosphere CO_2 exchange in a northern Wisconsin forest using a Bayesian model calibration. Agricultural and Forest Meteorology 148, 309-327.

Richardson, A.D, Hollinger, D.Y., Aber, J. D., Ollinger, S.V., Braswell, B.H., 2007. Environmental variation is directly responsible for short- but not long-term variation in forest-atmosphere carbon exchange. Global Change Biology 13, 788-803.
Richardson, A.D., Mahecha, M.D., Falge, E., Kattge, J., Moffat, A.M., Papale, D., Reichstein, M., Stauch, V.J., Braswell, B.H., Churkina, G., Kruijt, B., Hollinger. D.Y., 2008. Statistical properties of random CO_2 flux measurement uncertainty inferred from model residuals. Agricultural and Forest Meteorology 148, 38-50.

Richardson, A.D., Anderson, R.S., Arain, M.A., Barr, A.G., Bohrer, G., Chen, G., Chen, J.M., Ciais, P., Davis, K.J., Desai, A.R., Dietze, M.C., Dragoni, D., Garrity, S.R., Gough, C.M., Grant, R., Hollinger, D.Y., Margolis, H.A., McCaughey, H., Migliavacca, M., Monson, R.K., Munger, J.W., Poulter, B., Raczka, B.M., Ricciuto, D.M., Sahoo, A.K., Schaefer, K., Tian, H., Vargas, R., Verbeeck, H., Xiao, J., Xue, Y., 2012. Terrestrial biosphere models need better representation of vegetation phenology: results from the North American Carbon Program Site Synthesis. Global Change Biology 18, 566-584.

Rumelhart, D.E., Hinton, G.E., Williams, R.J., 1986. Learning internal representations by error propagation. In Rumelhart, D. E., McClelland, J. L., and the PDP Research Group, editors, Paralled Distributed Processing. Explorations in the Microstructure of Cognition. Volume 1: Foundations, pages 318-362. The MIT Press, Cambridge, MA.

Scardi, M., 2001. Advances in neural network modeling of phytoplankton primary production. Ecological Modeling 146, 33-45.

Schaefer, K., Schwalm, C., Williams, C., Arain, M.A., Barr, A., Chen, J., Davis, K.J., Dimitrovs, D., Hilton, T.W., Hollinger, D.Y., Humphreys, E., Poulter, B., Raczka, B.M., Richardson, A.D., Sahoo, A., Thornton, P., Vargas, R., Verbeeck, H., Anderson, R., Baker, I., Black, T.A., Bolstad, P., Chen, J., Curtis, P., Desai, A.R., Dietze, M., Dragoni, D., Gough, C., Grant, R.F., Gu, L., Jain, A., Kucharik, C., Law, B.E., Liu, S., Lokipitiya, E., Margolis, H.A., Matamala, R., McCaughey, J.H., Monson, R., Munger, J.W., Oechel, W., Peng, C., Price, D.T., Ricciuto, D., Riley, W.J., Roulet, N., Tian, H., Tonitto, C., Torn, M., Weng, E., Zhou, X., 2012. A Model-Data Comparison of Gross Primary Productivity: Results from the North American Carbon Program Site Synthesis. Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/2012JG001960, in press.

Schimel, D., Churkina, G., Braswell, B.H., Trenbath, J., 2005. Remembrance of weather past: Ecosystem responses to climate variability. History of Atmospheric CO_2 and Its Effects on Plants, Animals, and Ecosystems 177, 350-368.

Schmid, H.P., Grimmond, C.S.B., Cropley, F., Offerle, B., Su, H.B., 2000. Measurements of CO_2 and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States. Agricultural and Forest Meteorology 103, 357-374.
Schwalm, C., Williams, C., Schaeffer, K., Anderson, R., Arain, M.A., Baker, I., Barr, A., Black, A., Chen, G., Chen, J., Ciais, P., Davis, K.J., Desai, A., Dietze, M., Dragoni, D., Fischer, M., Flanagan, L., Grant, R., Gu, L., Hollinger, D., Izaurraldd, R.C., Kucharik, C., LaFleur, P., Law, B.E., Li, L., Li, Z., Liu, S., Luo, Y., Ma, S., Margolis, A., Matamala, R., McCaughey, H., Monson, R.K., Ochel, W.C., Peng, C., Poulter, B., Price, D.T., Riciutto, D.M., Riley, W., Sahoo, A.K., Sprintsin, M., Sun, J., Tian, H., Tonitto, C., Verbeeck, H., Verma, S., 2010. A model-data intercomparison of CO_2 exchange across North America:

Results from the North American Carbon Program Site Synthesis. Journal of Geophysical Research 115, G00H05, doi:10.1029/2009JG001229.

Sierra, C.A., Loescher, H.W., Harmon, M.E., Richardson, A.D., Hollinger, D.Y., Perakis, S.S., 2009. Interannual variation of carbon fluxes from three contrasting evergreen forests: the role of forest dynamics and climate. Ecology 90, 2711-2723.

Siqueira, M.B., Katul, G.G., Sampson, D.A., Stoy, P.C., Juang, J.Y., McCarthy, H.R., Oren, R., 2006. Multiscale model intercomparisons of CO_2 and H_2O exchange rates in a maturing southeastern US pine forest. Global Change Biology 12, 1189-1207.

Smith, P.C., De Noblet-Ducoudre, N., Ciais, P., Peylin, P., Viovy, N., Meurdesoif, Y., Bondeau, A., 2010. European-wide simulations of croplands using an improved terrestrial biosphere model: Phenology and productivity. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 115.

Staudt, K., Foken, T., 2007. Documentation of reference data for the experimental areas of the Bayreuth Centre for Ecology and Environmental Research (BayCEER) at the Waldstein site. Arbeitsergebn, Univ Bayreuth, Abt Mikrometeorol ISSN 1614-8916, 35.

Stoy, P.C., Richardson, A.D., Baldocchi, D.D., Katul, G.G., Stanovick, J., Mahecha, M.D., Reichstein, M., Detto, M., Law, B.E., Wohlfahrt, G., Arriga, N., Campos, J., McCaughey, J.H., Montagnani, L., Paw, U, K.T., Sevanto, S., Williams, M., 2009. Biosphere-atmosphere exchange of CO_2 in relation to climate: a cross-biome analysis across multiple time scales. Biogeosciences 6, 2297-2312.

Suni, T., Berninger, F., Markkanen, T., Keronen, P., Rannik, U., Vesala, T., 2003a. Interannual variability and timing of growing-season CO_2 exchange in a boreal forest. Journal of Geophysical Research-Atmospheres 108.

Suni, T., Rinne, J., Reissell, A., Altimir, N., Keronen, P., Rannik, U., Dal Maso, M., Kulmala, M., Vesala, T., 2003b. Long-term measurements of surface fluxes above a Scots pine forest in Hyytiala, southern Finland, 1996-2001. Boreal Environment Research 8, 287-301.

Tedeschi, V., Rey, A., Manca, G., Valentini, R., Jarvis, P.G., Borghetti, M., 2006. Soil respiration in a Mediterranean oak forest at different developmental stages after coppicing. Global Change Biology 12, 110-121.

Thomas, C.K., Law, B.E., Irvine, J., Martin, J.G., Pettijohn, J.C., Davis, K.J., 2009. Seasonal hydrology explains interannual and seasonal variation in carbon and water exchange in a semiarid mature ponderosa pine forest in central Oregon. Journal of Geophysical Research 114, G04006, doi:10.1029/2009JG001010.

Thomas, V., Noland, T., Treitz, P., McCaughey, J.H., 2011. Leaf area and clumping indices for a boreal mixed-wood forest: lidar, hyperspectral, and Landsat models. International Journal of Remote Sensing 32(23), 8271-8297.

Thornton, P., Law, B.E., Gholz, H. Clark, K.L., Falge, E., Ellsworth, D.H. Goldstein, A.H., Monson, R.K., Hollinger, D., Falk, M., Chen, J., Sparks, J.P., 2002. Modeling and measuring

the effects of disturbance history and climate on carbon and water budgets in evergreen needleleaf forests. Agricultural and Forest Meteorology 113, 185-222.

Thum, T., Aaloto, T., Laurila, T., Aurela, M., Hatakka, J., Lindroth, A., Vesala, T., 2009. Spring initiation and autumn cessation of boreal coniferous forest CO2 exchange assessed by meteorological and biological variables. Tellus 61B, 701-717.

Urbanski, S., Barford, C., Wofsy, S., Kucharik, C., Pyle, E., Budney, J., McKain, K., Fitzjarrald, D., Czikowsky, M., Munger, J.W., 2007. Factors controlling CO_2 exchange on timescales from hourly to decadal at Harvard Forest. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 112.

van der Molen, M.K., Dolman, A.J., Ciais, P., Eglin, T., Gobron, N., Law, B.E., Meir, P., Peters, W., Phillips, O.L., Reichstein, M., Chen, T., Dekker, S.C., Doubkova, M., Friedl, M.A., Jung, M., van den Hurk, B.J.J.M., de Jeu, R.A.M., Kruijt, B., Ohta, T., Rebel, K.T., Plummer, S., Seneviratne, S.I., Sitch, S., Teuling, A.J., van der Werf, G.R., Wang, G., 2011. Drought and ecosystem carbon cycling. Agricultural and Forest Meteorology 151, 765-773.

van Wijk, M.T., Bouten, W., 1999. Water and carbon fluxes above European coniferous forests modelled with artificial neural networks. Ecological Modelling 120, 181-197.

Verma, S.B., Dobermann, A., Cassman, K.G., Walters, D.T., Knops, J.M., Arkebauer, T.J., Suyker, A.E., Burba, G.G., Amos, B., Yang, H.S., Ginting, D., Hubbard, K.G., Gitelson, A.A., Walter-Shea, E.A., 2005. Annual carbon dioxide exchange in irrigated and rainfed maize-based agroecosystems. Agricultural and Forest Meteorology 131, 77-96.

Vickers, D., Gockede, M., Law, B.E., 2010. Uncertainty estimates for 1-hour averaged turbulence fluxes of carbon dioxide, latent heat and sensible heat. Tellus B 62, 87-99.

Vickers, D., Thomas, C., Law, B.E., 2009. Random and systematic CO_2 flux sampling errors for tower measurements over forests in the convective boundary layer. Agricultural and Forest Meteorology 149, 73-83.

Wang, X., Piao, S., Ciais, P., Janssens, I.A., Reichstein, M., Peng, S., Wang, T., 2010. Are ecological gradients in seasonal Q(10) of soil respiration explained by climate or by vegetation seasonality? Soil Biology & Biochemistry 42, 1728-1734.

Wang, Y.P., Kowalczyk, E., Leuning, R., Abramowitz, G., Raupach, M.R., Pak, B., van Gorsel, E., Luhar, A., 2011. Diagnosing errors in a land surface model (CABLE) in the time and frequency domains. Journal of Geophysical Research-Biogeosciences 116.

Williams, M., Richardson, A.D., Reichstein, M., Stoy, P.C., Peylin, P., Verbeeck, H., Carvalhais, N., Jung, M., Hollinger, D.Y., Kattge, J., Leuning, R., Luo, Y., Tomelleri, E., Trudinger, C.M., Wang, Y.P., 2009. Improving land surface models with FLUXNET data. Biogeosciences 6, 1341-1359.

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B.E., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini R., Verma, S., 2002.

Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology 113, 223-243.

Wohlfahrt, G., Anderson-Dunn, M., Bahn, M., Balzarolo, M., Berninger, F., Campbell, C., Carrara, A., Cescatti, A., Christensen, T., Dore, S., Eugster, W., Friborg, T., Furger, M., Gianelle, D., Gimeno, C., Hargreaves, K., Hari, P., Haslwanter, A., Johansson, T., Marcolla, B., Milford, C., Nagy, Z., Nemitz, E., Rogiers, N., Sanz, M.J., Siegwolf, R.T.W., Susiluoto, S., Sutton, M., Tuba, Z., Ugolini, F., Valentini, R., Zorer, R., Cernusca, A., 2008. Biotic, Abiotic, and Management Controls on the Net Ecosystem CO_2 Exchange of European Mountain Grassland Ecosystems. Ecosystems 11, 1338-1351.

Wutzler, T., Reichstein, M., 2007. Soils apart from equilibrium - consequences for soil carbon balance modelling. Biogeosciences 4, 125-136.

Yiou, P., Sornette, D., Ghil, M., 2000. Data-adaptive wavelets and multi-scale singular-spectrum analysis. Physica D: Nonlinear Phenomena 142, 254-290.

Zhang, G., Eddy Patuwo, B., Hu, M.Y., 1998. Forecasting with artificial neural networks: The state of the art. International journal of forecasting 14(1), 35-62.

Zreda, M., Shuttleworth, W.J., Zeng, X., Zweck, C., Desilets, D., Franz, T., Rosolem, R., Ferre, T.P.A., 2012. COSMOS: The COsmic-ray Soil Moisture Observing System. Hydrology and Earth System Science Discussions, 9(4), 4505-4551.

Table 1. The number of sites belonging to each PFT x climate group. Climate group is defined according to aggregated Köppen-Geiger classification.

Climate group/PFT	GRA	CRO	BoENF	TeENF	TeEBF	TeDBF	TrEBF
Boreal	2	0	18	0	0	1	0
Temperate	14	5	0	10	2	5	0
Temperate-continental	4	6	0	9	0	10	0
Subtropical- Mediterranean	5	4	0	9	4	9	0
Tropical	0	0	0	0	0	0	8

GRA: grassland; CRO: cropland; BoENF: boreal evergreen needleleaf forests; TeENF: temperate evergreen needeleaf forests; TeEBF: temperate evergreen broadleaf forests; TeDBF: temperate deciduous broadleaf forests; TrEBF: tropical evergreen broadleaf forests.

Table 2. Limits of the applied timescale binning schemes.

	Global SSA			Local SSA	
	Upper Limit (Day)	Lower Limit (Day)		Upper Limit (Hour)	Lower Limit (Hour)
Bin C	**maximum**	**513.7**		maximum	218.8
Bin B	**513.7**	**259.3**		218.8	125.7
	259.3	**130.9**		125.7	72.4
	130.9	66.1		72.4	41.6
	66.1	33.4		**41.6**	**23.9**
	33.4	16.9	Bin A	**23.9**	**13.8**
	16.9	8.5		**13.8**	**7.9**
	8.5	4.3		7.9	4.6
	4.3	2.2		4.6	2.6
	2.2	minimum		2.6	minimum

The discretization for both global and local SSA is approximately equidistant in the log domain. Bin A, Bin B, and Bin C are used to reconstruct the time series characterized by diurnal, seasonal-annual and interannual variability, respectively. The bin boundaries could be decimal since they are approximately equally spaced over the logarithm of the frequencies.

Table 3. Configurations of error transferability

Case type	Full type name	Num. of classes
Case WT	transferability within a timescale	125
Case CT	transferability between timescales	125
Case S1	spatial transferability within a PFT and a climate group	15
Case S2	spatial transferability within a PFT and between climate groups	24
Case S3	PFT spatial transferability within a climate group	44

Case S4	both PFT and climate group spatial transferability	210
Case S5	spatial transferability within a PFT	7
Case S6	PFT spatial transferability	42

Table 4. Measurements of random flux errors, RMSE (root mean square error) of simulated ORCHIDEE flux variables and their ANN-modeled values during the year 2000 in Howland forest.

Flux variable	Howl. 2 tower	ORCHIDEE	ANN1	ANN2	(ANN1-ANN2)/ANN1 (%)
H (W m^{-2})	19.5	129.1	45.8	45.3	1.1
LE (W m^{-2})	16.5	73.9	43.2	42.1	2.5
NEE (μmol m^{-2} s^{-1})	1.5	4.93	3.18	3.02	5.0

Howl. 2 tower data from the experiment reported by Hollinger and Richardson (2005), where random errors are estimated using simultaneous measurements from two flux towers separated by around 775 m. ANN1 is the root mean square error of the ANN model with air temperature, global radiation, vapor pressure deficit and modeled output as drivers; ANN2 is the same with ANN1 but with soil temperature in surface layer as another driver.

Figure Legends

Figure 1. Spatial distribution of the chosen sites colored by their respective plant functional types.

Figure 2. The conceptual diagram of ANN operation. Two steps are involved in the ANN error modeling. (a) The training phase is to find a parameterized ANN error model with fixed weights (or nonlinear regression parameters) that characterize the relationships between ANN inputs and ANN output presented in training dataset; (b) the evaluation phase is to apply this ANN error model to compute ANN-modeled error and RMSE-R in the evaluation dataset.

Figure 3. The histogram of RMSE-R on the original time series (a: O-O), at three timescales (b: D-D, c: A-A and d: I-I) and across timescales (b: D-A and D-I; c: A-D and A-I; d: I-D and I-I) for H, LE, GPP, R_{eco} and NEE. O is the original time series, and D, A and I represent the reconstructed time series on diurnal, seasonal-annual and interannual timescales respectively. An ANN error model is trained on one timescale (e.g. D) and then evaluated on another timescale (e.g. A) to get RMSE-R in A from D (D-A). The value on the graph represents the median value of the histogram of RMSE-R from 125 sites.

Figure 4. Matrix of the median RMSE-R from all classes in both Case S5 (diagonal) and Case S6 (non-diagonal) for H, LE, NEE, GPP and R_{eco}. An ANN error model is trained on the vertical PFT (e.g. CRO) and then evaluated on the horizontal PFT (e.g. TeENF) to get RMSE-R in TeENF from CRO.

Figure 5. The whisker box of RMSE-R in Case S1 for H, LE, GPP, R_{eco} and NEE on the original time series and reconstructed time series at three different characteristic timescales. The scatter plots for Case S2 vs. Case S1, Case S3 vs. Case S1 and Case S4 vs. Case S1 are also shown. O, H, A and I represent the original time series, reconstructed time series at diurnal, seasonal-annual and interannual timescales, respectively. The whisker box is consisted of median value (solid line), 25% percent and 75% percent of the data.

Figure 1.

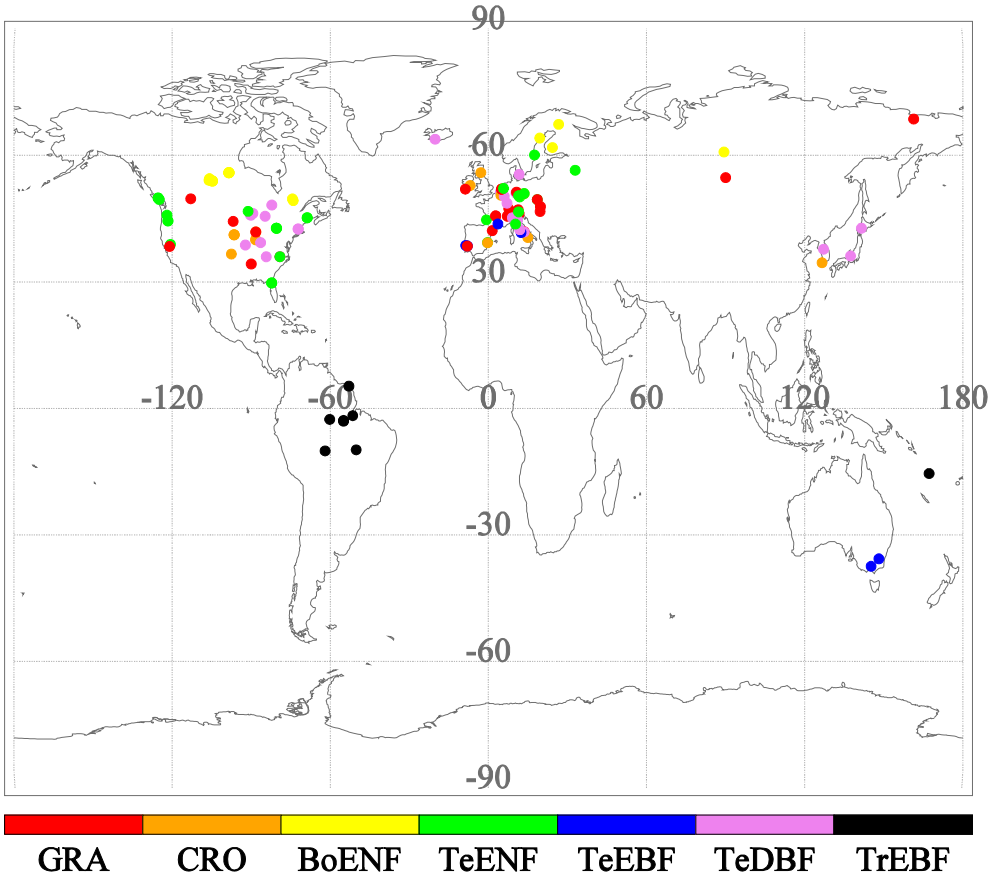

90
60
30
0
-30
-60
-90
-120
-60
60
120
180
GRA
CRO
BoENF
TeENF
TeEBF
TeDBF
TrEBF

Figure 2.

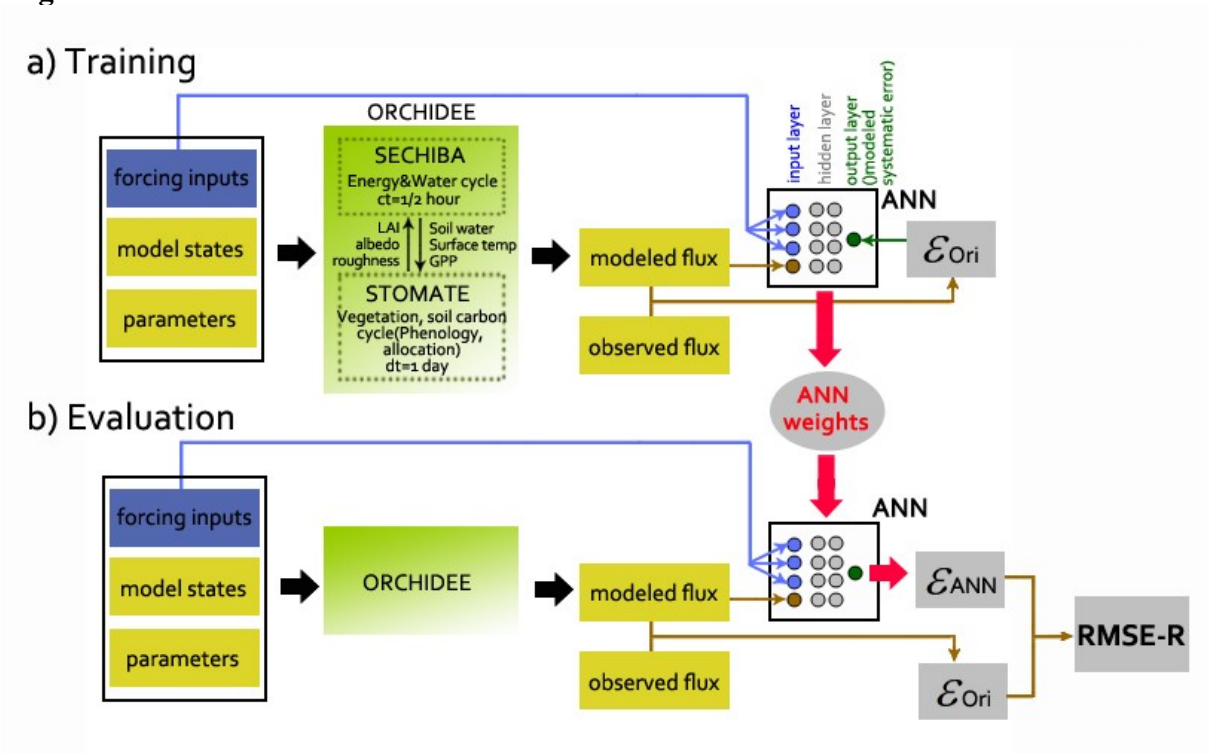

a) Training
forcing inputs
model states
parameters
ORCHIDEE
SECHIBA
Energy&Water cycle
ct=1/2 hour
LAI
albedo
roughness
Soil water
Surface temp
GPP
STOMATE
Vegetation, soil carbon cycle(Phenology, allocation)
dt=1 day
modeled flux
observed flux
input layer
hidden layer
output layer
(modeled systematic error)
ANN
ANN weights
b) Evaluation
forcing inputs
model states
parameters
ORCHIDEE
modeled flux
observed flux
ANN
RMSE-R

Figure 3

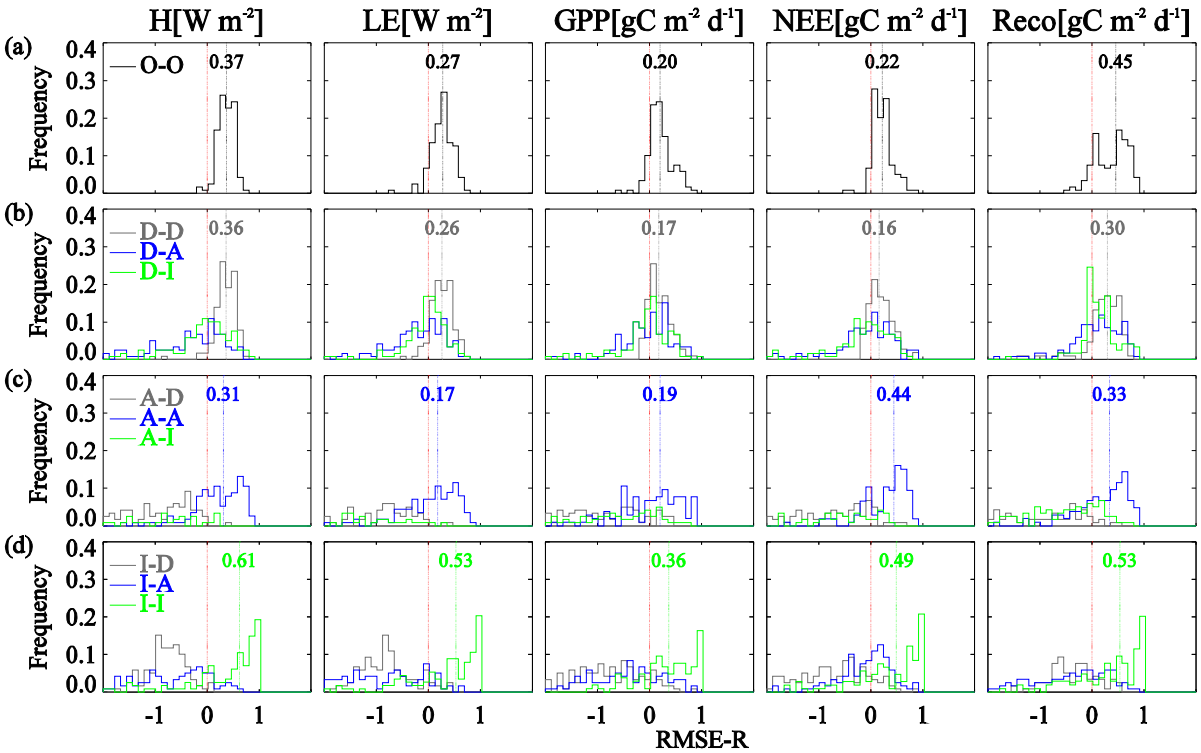

H[W m-2]
LE[W m-2]
GPP[gC m-2 d-1]
NEE[gC m-2 d-1]
Reco[gC m-2 d-1]
(a)
(b)
(c)
(d)
Frequency
O-O
0.37
0.27
0.20
0.22
0.45
D-D
D-A
D-I
0.36
0.26
0.17
0.16
0.30
A-D
A-A
A-I
0.31
0.17
0.19
0.44
0.33
I-D
I-A
I-I
0.61
0.53
0.36
0.49
0.53
0.0
0.1
0.2
0.3
0.4
-1
0
1
RMSE-R

Figure 4.

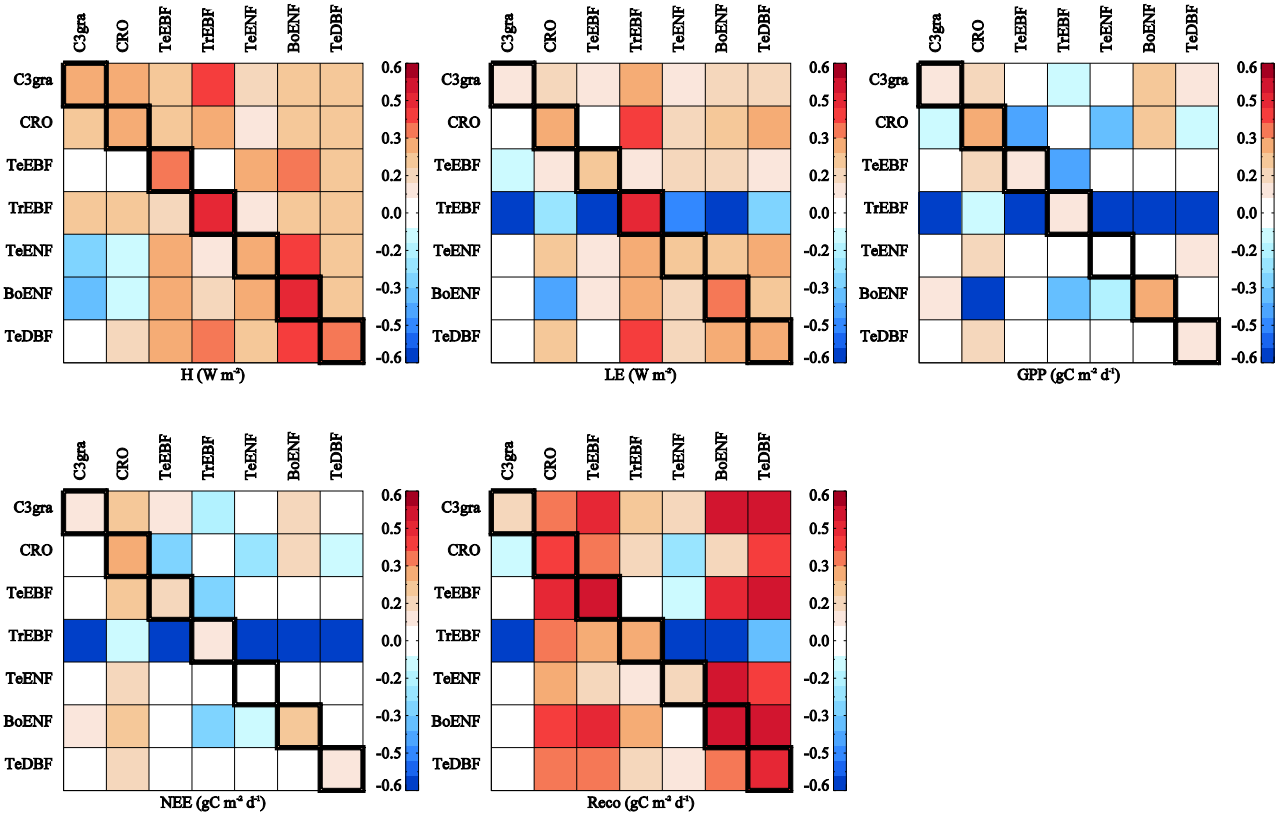
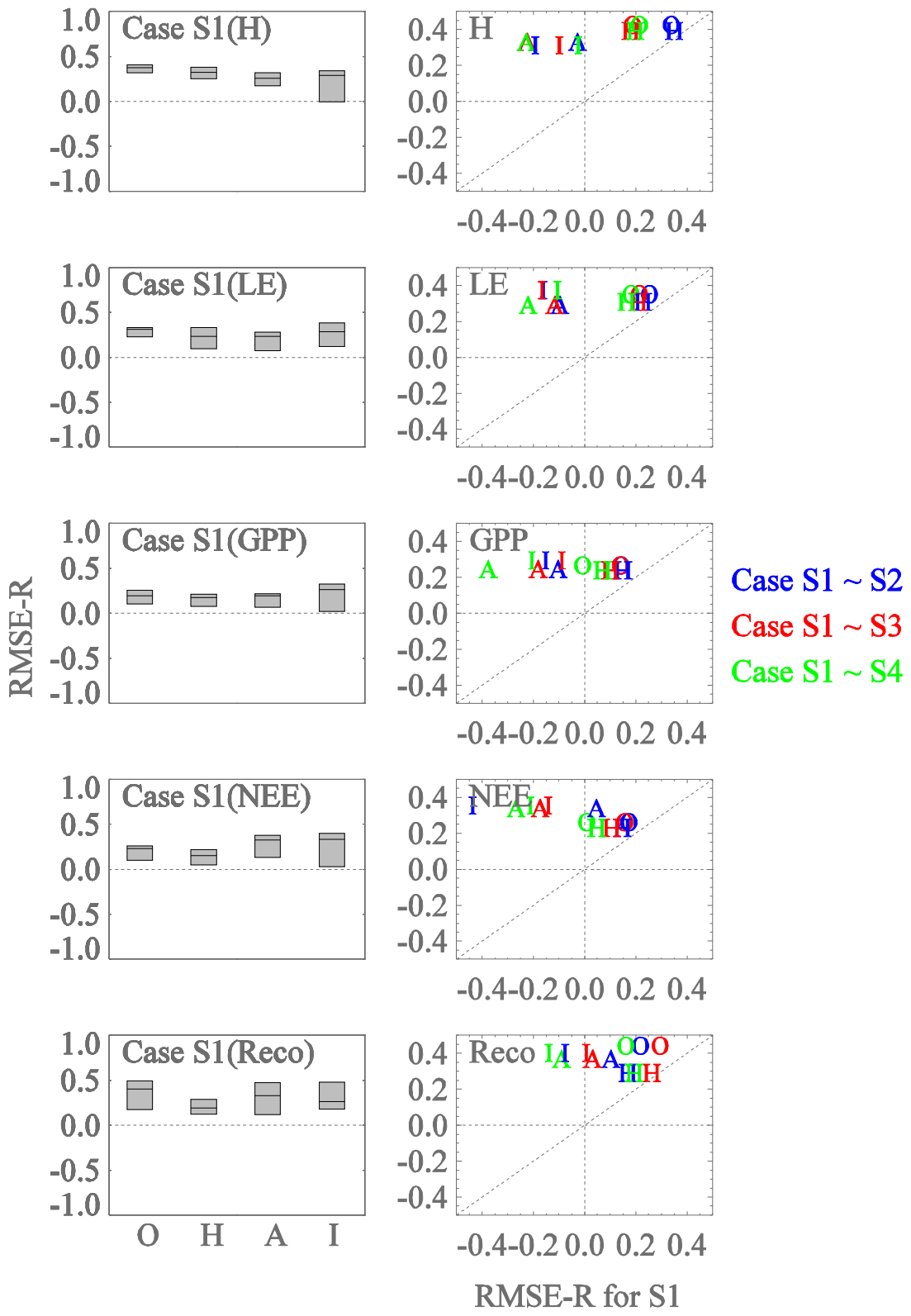

C3gra
CRO
TeEBF
TrEBF
TeENF
BoENF
TeDBF
0.6
0.5
0.3
0.2
0.0
-0.2
-0.3
-0.5
-0.6
H (W m⁻²)
LE (W m⁻²)
GPP (gC m⁻² d⁻¹)
NEE (gC m⁻² d⁻¹)
Reco (gC m⁻² d⁻¹)

Figure 5


Case S1(H)
Case S1(LE)
Case S1(GPP)
Case S1(NEE)
Case S1(Reco)
H
LE
GPP
NEE
Reco
RMSE-R
RMSE-R for S1
O H A I
Case S1 ~ S2
Case S1 ~ S3
Case S1 ~ S4

Appendix A ORCHIDEE climate forcing data gap filling algorithms

For off-line simulations ORCHIDEE requires continuous half-hourly incoming shortwave radiation (W m^{-2}), incoming long-wave radiation (W m^{-2}), air temperature (K), specific humidity (kg kg^{-1}), wind speed (m s^{-1}), surface pressure (Pa), and precipitation rate (kg m^{-2} s^{-1}). Before gap-filling, all half-hourly data in La Thuile FLUXNET synthesis dataset is aggregated to daily values. Each daily gap present in the climate forcing at eddy covariance site is replaced by the corrected daily data from ECMWF ERA-Interim (IERA) 0.7 x 0.7 degree reanalysis. For all variables, the correction applied to daily IERA fields was made by performing a linear regression analysis between daily in-situ and IERA data. Since climate forcing in ORCHIDEE is defined at a half-hourly time step, a diurnal cycle for each climate variable should be rebuilt from their daily values. The following algorithm for disaggregating daily field to the half-hourly one only applies to the gap-filled daily values.

For air temperature, half-hourly temperature values in gaps are generated from daily values of maximum and minimum air temperature by using a sinusoidal function assuming that maximum temperature occurs at 14:00 local time and minimum temperature occurs at sunrise (Campbell and Norman, 1998). Half-hourly specific humidity values are given by half-hourly dew point temperature values. The latter is computed from the interpolated air temperature minus the difference between mean daily dew point temperature and mean daily air temperature. The diurnal cycle of incoming shortwave radiation is assumed to fit a second-order polynomial during daytime with a maximum at noon, and is set to zero before sunrise and after sunset. The incoming longwave radiation is computed at a half-hourly time step from air temperature, air humidity, and incoming shortwave radiation according to Crawford and Duchon (1999). Half-hourly wind speed is obtained by a logarithmic function of both daily value and independent random number generated from the normal distribution (Nicks et al., 1990). For surface pressure, the constant value is assumed throughout the day. Daily precipitation amounts are converted to half-hourly by evenly distributing precipitation throughout the day.

Appendix B

Table B1 – List of site ID, latitude, longitude, PFT and climate of the sites used in the analysis.

Site ID	Latitude	Longitude	PFT	Climate group	References
AT-Neu	47.12	11.32	GRA	Temperate	(Wohlfahrt et al., 2008)
AU-Tum	-35.66	148.15	TeEBF	Temperate	
AU-Wac	-37.43	145.19	TeEBF	Temperate	
BE-Bra	51.31	4.52	TeDBF	Temperate	
BE-Lon	50.55	4.74	CRO	Temperate	
BE-Vie	50.31	6	TeDBF	Temperate	(Aubinet et al., 2001)
BR-Ban	-9.82	-50.16	TrEBF	Tropical	
BR-Cax	-1.72	-51.46	TrEBF	Tropical	
BR-Ji2	-10.08	-61.93	TrEBF	Tropical	
BR-Ma2	-2.61	-60.21	TrEBF	Tropical	
BR-Sa1	-2.86	-54.96	TrEBF	Tropical	
BR-Sa3	-3.02	-54.97	TrEBF	Tropical	
CA-Ca1	49.87	-125.33	TeENF	Temperate	(Humphreys et al., 2006)
CA-Ca2	49.87	-125.29	TeENF	Temperate	(Humphreys et al., 2006)
CA-Ca3	49.53	-124.9	TeENF	Temperate	
CA-Gro	48.22	-82.16	TeDBF	Temperate-Continental	(McCaughey et al., 2006; Pejam et al., 2006; Thomas et al., 2011)
CA-Let	49.71	-112.94	GRA	Temperate-Continental	(Flanagan et al., 2002; Flanagan and Johnson, 2005)
CA-Man	55.88	-98.48	BoENF	Boreal	(Dunn et al., 2007)
CA-NS1	55.88	-98.48	BoENF	Boreal	
CA-NS2	55.91	-98.52	BoENF	Boreal	
CA-NS3	55.91	-98.38	BoENF	Boreal	
CA-NS4	55.91	-98.38	BoENF	Boreal	
CA-Obs	53.99	-105.12	BoENF	Boreal	
CA-Ojp	53.92	-104.69	BoENF	Boreal	(Kljun et al., 2006)
CA-Qcu	49.27	-74.04	BoENF	Boreal	(Giasson et al., 2006)
CA-Qfo	49.69	-74.34	BoENF	Boreal	(Bergeron et al., 2007)
CA-SF1	54.49	-105.82	BoENF	Boreal	(Mkhabela et al., 2009)
CA-SF2	54.25	-105.88	BoENF	Boreal	(Mkhabela et al., 2009)
CA-SF3	54.09	-106	BoENF	Boreal	(Mkhabela et al., 2009)
CA-SJ1	53.91	-104.66	BoENF	Boreal	
CA-SJ2	53.95	-104.65	BoENF	Boreal	
CA-TP2	42.77	-80.46	TeENF	Temperate-Continental	(Peichl and Arain, 2007)
CA-TP3	42.71	-80.35	TeENF	Temperate-Continental	(Peichl and Arain, 2007)
CA-TP4	42.71	-80.36	TeENF	Temperate-Continental	(Arain and Restrepo-Coupe, 2005)
CH-Oe1	47.29	7.73	GRA	Temperate	(Ammann et al., 2007)

CZ-BK1	49.5	18.54	TeENF	Temperate-Continental	
CZ-BK2	49.5	18.54	GRA	Temperate-Continental	
DE-Bay	50.14	11.87	TeENF	Temperate	(Staudt and Foken, 2007)
DE-Geb	51.1	10.91	CRO	Temperate	(Kutsch et al., 2010b)
DE-Hai	51.08	10.45	TeDBF	Temperate	(Knohl et al., 2003; Kutsch et al., 2010a)
DE-Kli	50.89	13.52	CRO	Temperate	
DE-Meh	51.28	10.66	GRA	Temperate	(Don et al., 2009)
DE-Tha	50.96	13.57	TeENF	Temperate	(Grunwald and Bernhofer, 2007)
DE-Wet	50.45	11.46	TeENF	Temperate	(Rebmann et al., 2010)
DK-Sor	55.49	11.65	TeDBF	Temperate	(Pilegaard et al., 2003)
ES-ES1	39.35	-0.32	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
ES-ES2	39.28	-0.32	CRO	SubTropical-Mediterranean	
ES-VDA	42.15	1.45	GRA	Temperate	
FI-Hyy	61.85	24.29	BoENF	Boreal	(Suni et al., 2003b)
FI-Sod	67.36	26.64	BoENF	Boreal	(Suni et al., 2003a; Thum et al., 2009)
FR-Hes	48.67	7.06	TeDBF	Temperate	(Granier et al., 2000)
FR-LBr	44.72	-0.77	TeENF	Temperate	(Berbigier et al., 2001)
FR-Lq1	45.64	2.74	GRA	Temperate	
FR-Lq2	45.64	2.74	GRA	Temperate	
FR-Pue	43.74	3.6	TeEBF	SubTropical-Mediterranean	
GF-Guy	5.28	-52.93	TrEBF	Tropical	(Bonal et al., 2008)
HU-Bug	46.69	19.6	GRA	Temperate	
HU-Mat	47.85	19.73	GRA	Temperate	
IE-Ca1	52.86	-6.92	CRO	Temperate	
IE-Dri	51.99	-8.75	GRA	Temperate	(Byrne et al., 2007)
IS-Gun	63.83	-20.22	TeDBF	Temperate	
IT-Amp	41.9	13.61	GRA	SubTropical-Mediterranean	(Gilmanov et al., 2007)
IT-BCi	40.52	14.96	CRO	SubTropical-Mediterranean	(Kutsch et al., 2010b)
IT-Col	41.85	13.59	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	
IT-Cpz	41.71	12.38	TeEBF	SubTropical-Mediterranean	(Garbulsky et al., 2008)
IT-LMa	45.58	7.15	GRA	Temperate	
IT-Lav	45.96	11.28	TeENF	Temperate	
IT-MBo	46.02	11.05	GRA	Temperate	(Marcolla and Cescatti, 2005; Gianelle et al., 2009)

IT-Mal	46.12	11.7	GRA	Temperate	
IT-Non	44.69	11.09	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	
IT-PT1	45.2	9.06	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	(Migliavacca et al., 2009)
IT-Ren	46.59	11.43	TeENF	Temperate	(Montagnani et al., 2009)
IT-Ro1	42.41	11.93	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	(Rey et al., 2002)
IT-Ro2	42.39	11.92	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	(Tedeschi et al., 2006)
IT-SRo	43.73	10.28	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
JP-Tak	36.15	137.42	TeDBF	Temperate-Continental	
JP-Tom	42.74	141.51	TeDBF	Temperate-Continental	
KR-Hnm	34.55	126.57	CRO	SubTropical-Mediterranean	
KR-Kw1	37.75	127.16	TeDBF	Temperate-Continental	
NL-Ca1	51.97	4.93	GRA	Temperate	
NL-Hor	52.03	5.07	GRA	Temperate	
NL-Loo	52.17	5.74	TeENF	Temperate	(Dolman et al., 2002)
PT-Esp	38.64	-8.6	TeEBF	SubTropical-Mediterranean	
PT-Mi1	38.54	-8	TeEBF	SubTropical-Mediterranean	
PT-Mi2	38.48	-8.02	GRA	SubTropical-Mediterranean	
RU-Che	68.61	161.34	GRA	Boreal	(Merbold et al., 2009)
RU-Fyo	56.46	32.92	TeENF	Temperate-Continental	(Milyukova et al., 2002)
RU-Ha1	54.73	90	GRA	Boreal	(Marchesini et al., 2007)
RU-Zot	60.8	89.35	BoENF	Boreal	
SE-Fla	64.11	19.46	BoENF	Boreal	
SE-Nor	60.09	17.48	TeENF	Temperate-Continental	
UK-ESa	55.91	-2.86	CRO	Temperate	
US-ARM	36.61	-97.49	CRO	SubTropical-Mediterranean	
US-Bkg	44.35	-96.84	GRA	Temperate-Continental	(Gilmanov et al., 2005)
US-Blo	38.9	-120.63	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
US-Bo1	40.01	-88.29	CRO	Temperate-Continental	(Meyers and Hollinger, 2004)
US-Bo2	40.01	-88.29	CRO	Temperate-Continental	(Meyers and Hollinger, 2004)
US-Dk1	35.97	-79.09	GRA	SubTropical-Medi-	

				terranean	
US-Dk2	35.97	-79.1	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	
US-Dk3	35.98	-79.09	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
US-Goo	34.25	-89.97	GRA	SubTropical-Mediterranean	
US-Ha1	42.54	-72.17	TeDBF	Temperate-Continental	(Urbanski et al., 2007)
US-Ho1	45.2	-68.74	TeENF	Temperate-Continental	(Hollinger et al., 2004)
US-Ho2	45.21	-68.75	TeENF	Temperate-Continental	
US-IB1	41.86	-88.22	CRO	Temperate-Continental	
US-IB2	41.84	-88.24	GRA	Temperate-Continental	
US-LPH	42.54	-72.18	TeDBF	Temperate-Continental	(Borken et al., 2006)
US-MMS	39.32	-86.41	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	(Schmid et al., 2000)
US-MOz	38.74	-92.2	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	
US-Me2	44.45	-121.56	TeENF	SubTropical-Mediterranean	(Thomas et al., 2009)
US-Me4	44.5	-121.62	TeENF	SubTropical-Mediterranean	(Law et al., 2001)
US-Ne1	41.17	-96.48	CRO	Temperate-Continental	(Verma et al., 2005)
US-Ne2	41.16	-96.47	CRO	Temperate-Continental	(Verma et al., 2005)
US-Ne3	41.18	-96.44	CRO	Temperate-Continental	(Verma et al., 2005)
US-PFa	45.95	-90.27	TeDBF	Temperate-Continental	(Ricciuto et al., 2008)
US-SP2	29.76	-82.24	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
US-SP3	29.75	-82.16	TeENF	SubTropical-Mediterranean	
US-Syv	46.24	-89.35	TeDBF	Temperate-Continental	(Desai et al., 2005)
US-UMB	45.56	-84.71	TeDBF	Temperate-Continental	(Gough et al., 2008)
US-Var	38.41	-120.95	GRA	SubTropical-Mediterranean	(Ma et al., 2007)
US-WBW	35.96	-84.29	TeDBF	SubTropical-Mediterranean	
US-WCr	45.81	-90.08	TeDBF	Temperate-Continental	(Cook et al., 2004)
US-Wi4	46.74	-91.17	TeENF	Temperate-Contin-	

				ental
US-Wrc	45.82	-121.95	TeENF	SubTropical-Medi-terranean
VU-Coc	-15.44	167.19	TrEBF	Tropical

The definitions of different PFTs are: boreal evergreen needleleaf forest (BoENF), temperate evergreen needleleaf forest (TeENF), temperate evergreen broadleaf forest (TeEBF), temperate deciduous broadleaf forest (TeDBF), grasslands (GRA), croplands (CRO), tropical evergreen broadleaf forest (TrEBF).

C

Caractérisation de la variabilité inter-annuelle des pluies dans le jeu de données CRU et confrontation très basique aux tendances de NDVI du produit GIMMS.

Travail présenté sous forme de poster à l'occasion du colloque AMMA France de Novembre 2010 (Toulouse).

Characterization of the inter-annual variability of Sahelian rainfall in the CRU dataset in combination with GIMMS NDVI trends.

P. BRENDER[1,2], C. OTTLE[1], P. CIAIS[1],
F. MAIGNAN[1], P. HIERNAUX[3]
1LSCE, CEA-CNRS-UVSQ, Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette
2AgroParisTech ENGREF, 19 avenue du Maine, 75732 Paris cedex
3LMTG, Observatoire Midi-Pyrénées, Université Paul Sabatier. Toulouse

Nov. 2010

1 Abstract

We propose a short description of the main characteristics of one of the most exhaustive and widely used gridded global meteorological dataset (CRU2.1) over the Sahel. We put an emphasis on the description of the inter-annual variability of annual precipitation amounts and the trends observed over the period 1982-2002. We first characterised the main modes of spatio-temporal variability in CRU2.1. This was achieved by a reduction of dimensionality based on an EOF decomposition of the relative anomalies of rainfall after having regridded this dataset to GCM resolution (3.75° longitude x2.5° latitude). Results are presented for the whole Northern Hemisphere Africa, limited to the drylands of Northern Africa (average precipitation in the range 200-600mm) and Sahel alone. In the latter framework, the two first modes of variability correspond to the fluctuations in phase (53% variance) of the whole Sahelian band, and a West-East dipole (second EOF, with 13% variance, 4th with 5%) which present much less persistence than the in phase variability. Besides, the fraction of the variance of AVHRR GIMMS NDVI (regridded to 0.5° resolution) that can be explained by the variability of precipitation in the CRU dataset was characterised. The results (trend and rain-use efficiency) must be compared to the seminal work of Hermann et al. (using GPCP) and those obtained by Hountondji et al. on sites with the Agrhymet dataset). This comparison gives an opportunity to highlight the features of the variability of rainfall for which the CRU dataset accounts.

2 Material and methods

– CRU precipitations dataset :

  - spatialisation method : use the eight nearest stations weighted according to the distance from the center of the grid point, with the Correlation Decay Distance (CDD) controlling the rate at which the weights decrease. A value of 450km was used for CDD. This was derived empirically by cross station analysis but one would expect shorter CDD for mensual precipitations in regions like West Africa. These anomaly surfaces are finally relaxed to zero in regions with no data coverage (ie the resulting monthly climate relaxes toward the 1961–90 climatology in such areas). As for the region of interest, most of the gridded point were filled with anomalies and not restricted to the mean climatology (Mitchell and Jones 2005 and fig. 1)).
- Analysis of the spatial patterns of variability
  - reduction of dimensionality of the anomalies of precipitation based on Empirical Orthogonal Functions (EOF). Relative anomalies to the mean XXth century climatology are considered rather than precipitation amounts as this is more relevant. Analysis for the whole Northern Hemisphere Subsaharan Africa, for the semi arid areas of this region, and for the Sahel only.
- Trend analysis
  - Least square analysis of the annual precipitation and of the NDVI mean and max. Analysis for the period 1982-1990 and 1991-2002.

3 Is the CRU dataset appropriate for such an exercice ?

- Density of the network
- Estimation of the expected errors
  - Relative error function suggested by Ali et al., 2005.

$$e(A, N_g, K_T, P_T) = \frac{1.05}{\sqrt{N_g K_T}} \left(\frac{P_T}{K_T}\right)^{-0.2} \left[0.28 + 0.17 \log\left(\frac{A}{N_g}\right)\right] \quad (1)$$

    where :
    - A is the grid area,
    - N_g the number of rain gauges in A,
    - K_T the number of events during the considered period,
    - P_T the cumulative rainfall.
  - Results obtained by these authors. The density of the AGRHYMET network should be sufficient to provide monthly products at the 2.5^ox2.5^o resolution with relative errors of less than 10% over 42% of the CILLS countries, mainly on the Southern (and Western) edge of the domain, where the requirements are the lower and the network the denser.
  - Application to the CRU dataset.
    - limits of this estimate
    - result

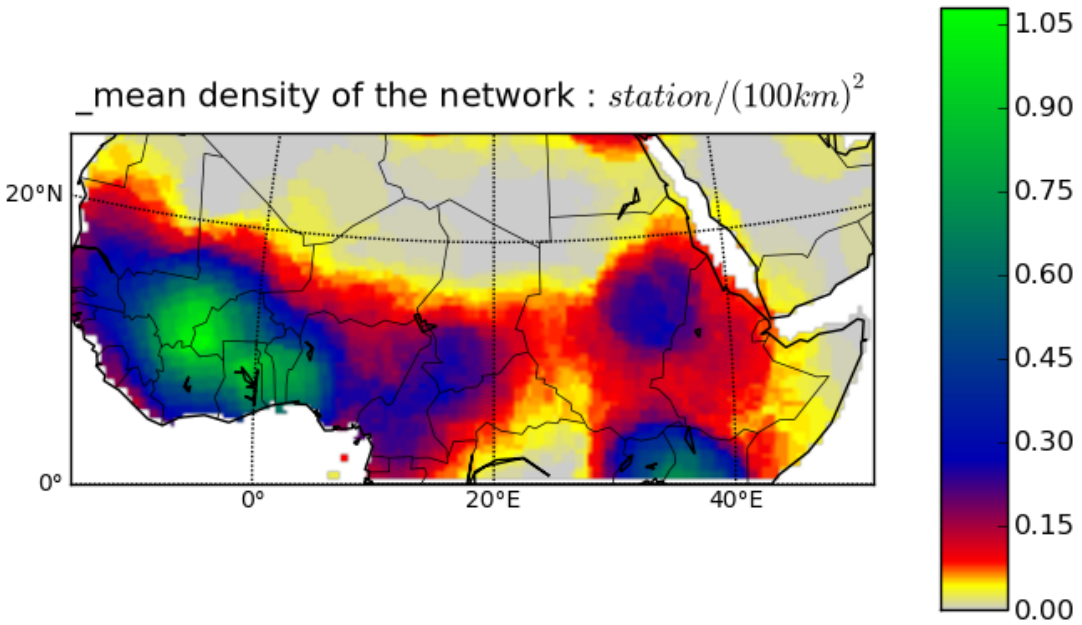


FIGURE 1 – Estimate of the mean density of the CRU network over the XXth century (based on Mitchell counts of stations at less than 450km of a grid point).

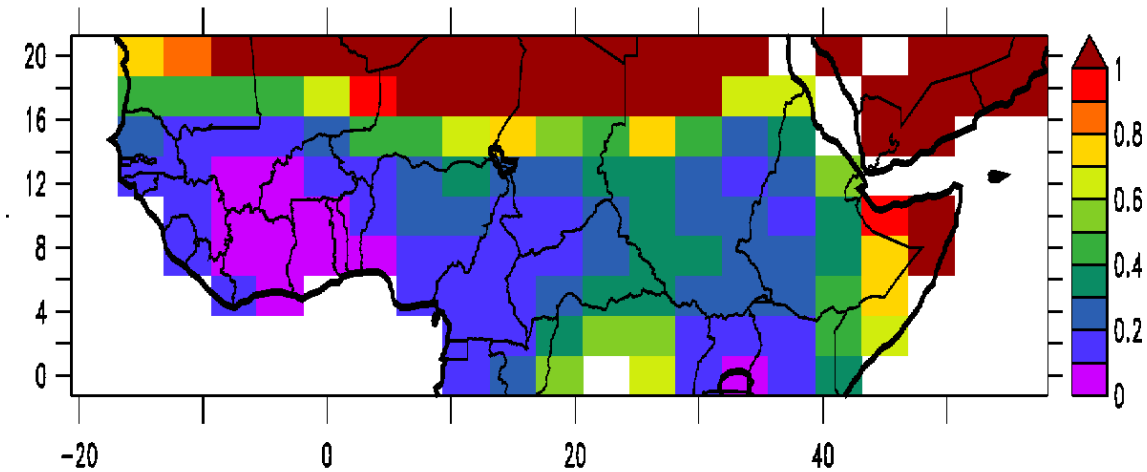


FIGURE 2 – Estimate of the errors on annual anomalies of rainfall when regriding the CRU dataset to a 2.5^{o}x3.75^o resolution (relative to the mean annual rainfall).

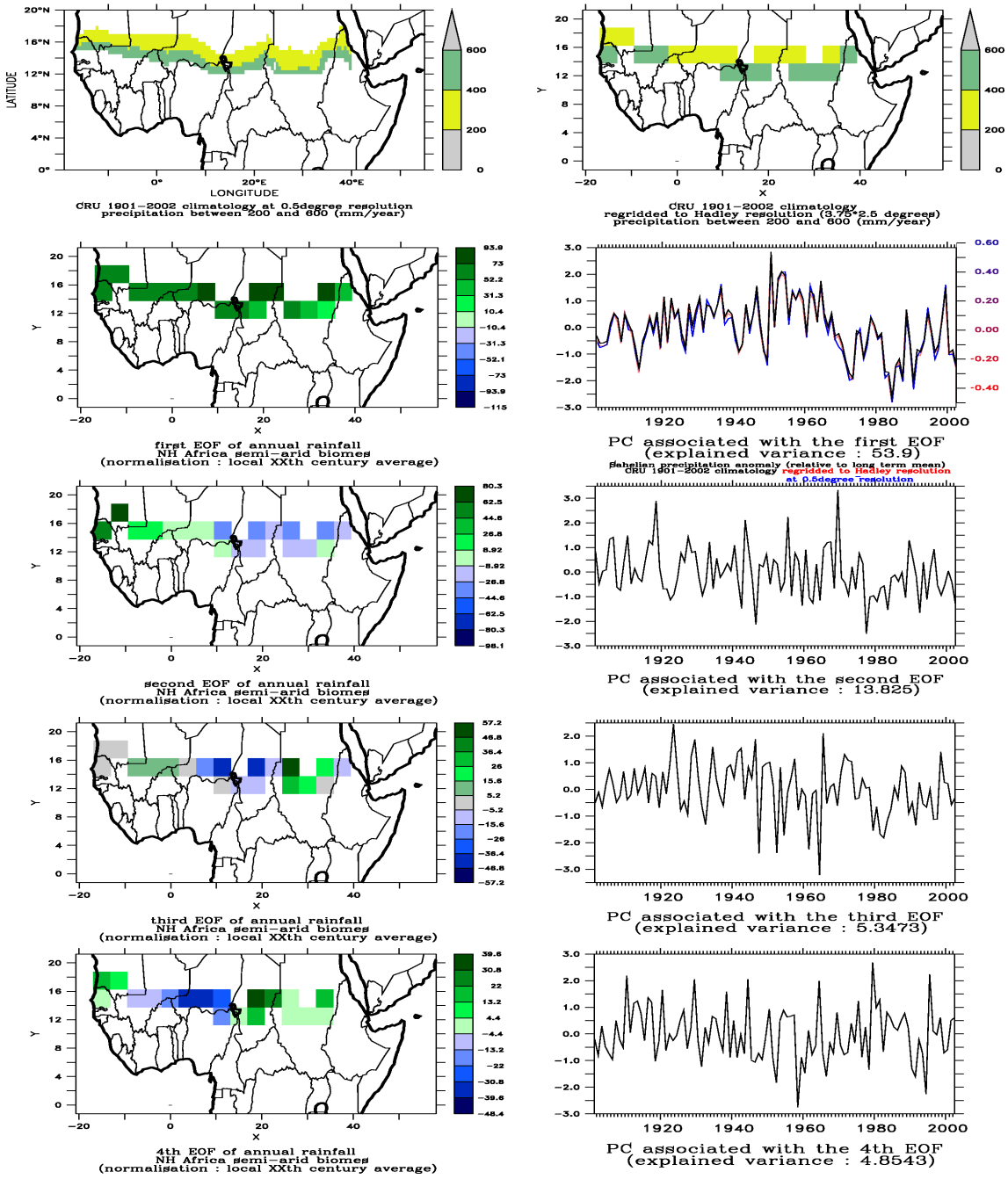


FIGURE 3 – First 4 modes of an EOF decomposition over the Sahel

4 Main characteristics of rainfall spatial patterns of variability

The CRU dataset was regridded to a resolution typically used by GCM (3.75° longitude x2.5° latitude) as the method of spatialisation used for CRU implies that nearby pixels anomalies are highly correlated at the 0.5^o resolution even if this is not a true feature of the meteorology in the studied region. When the spatial scope of the analysis is restricted to the Sahel, a mode in which the whole band evolves in phase is able to account for 53% of the variance. In this mode, the dry anomalies that occurred in 1972-1973 or 1984 are cleary visible. It is also characterized by effects of persistance (with a much more ≪ reddish ≫ characteristic than the following EOF).

Although we have shown in the previous section that the anomalies over the Sahel are not strong enough to insure that anomalies which account for smaller share of the variance are reliable, modes that correspond to East-West dipoles (second EOF, 14% explained variance ; and to a lesser extent the 4th EOF, 5% explained variance) are also highlighted.

When conducting the analysis over all the drylands between 0 and 20° N, 20° W and 55° E, the mode that correspond to the fluctuation in phase of the whole Sahelian band

continue to account for 30% of the variance, while the next two modes (together 35%of variance) mostly represent the interannual variability of precipitation in Eastern Africa. The amplitude of the latter modes is of similar magnitude to the one of the first mode. Altogether, this means that the dipole between the Sahel and East Africa drylands that appears in the first mode does not constitute a very strong feature of the variability of rainfall in this region, although such a constrat is often observed during strong episodes of El-Nino/La Nina.

Over the whole Northern Hemisphere Sub-Saharan African, the patterns of variability continue to be dominated by the modes shown previously, an observation that could be expected as the drylands are usually characterised by higher year to year variability (in terms of relative anomalies) than regions which benefit from higher accumulations of precipitation.

Of course, the conclusion would have been very different if we would have analysed anomalies expressed in rainfall amounts (figure not shown), as in the latter case, the largest anomalies are concentrated in the wetter regions of the region (Guinean coast near Conacky) for which mean annual rainfall excess 3000mm, ie nearly one order of magnitude more than the average precipitations in the Sahel.

5 Trend analysis over the period during which NDVI products are available

NDVI remote sensing products have been made available since 1982 thanks to NOAA/AVHRR. Though the limitations of this index (which is impacted by the soil background, which can be strongly modulated by atmospheric perturbations), it continues to be one of the most widely used proxy to assess the vegetation cover.

As a follow-up to many previous studies, a trend analysis was performed after having split

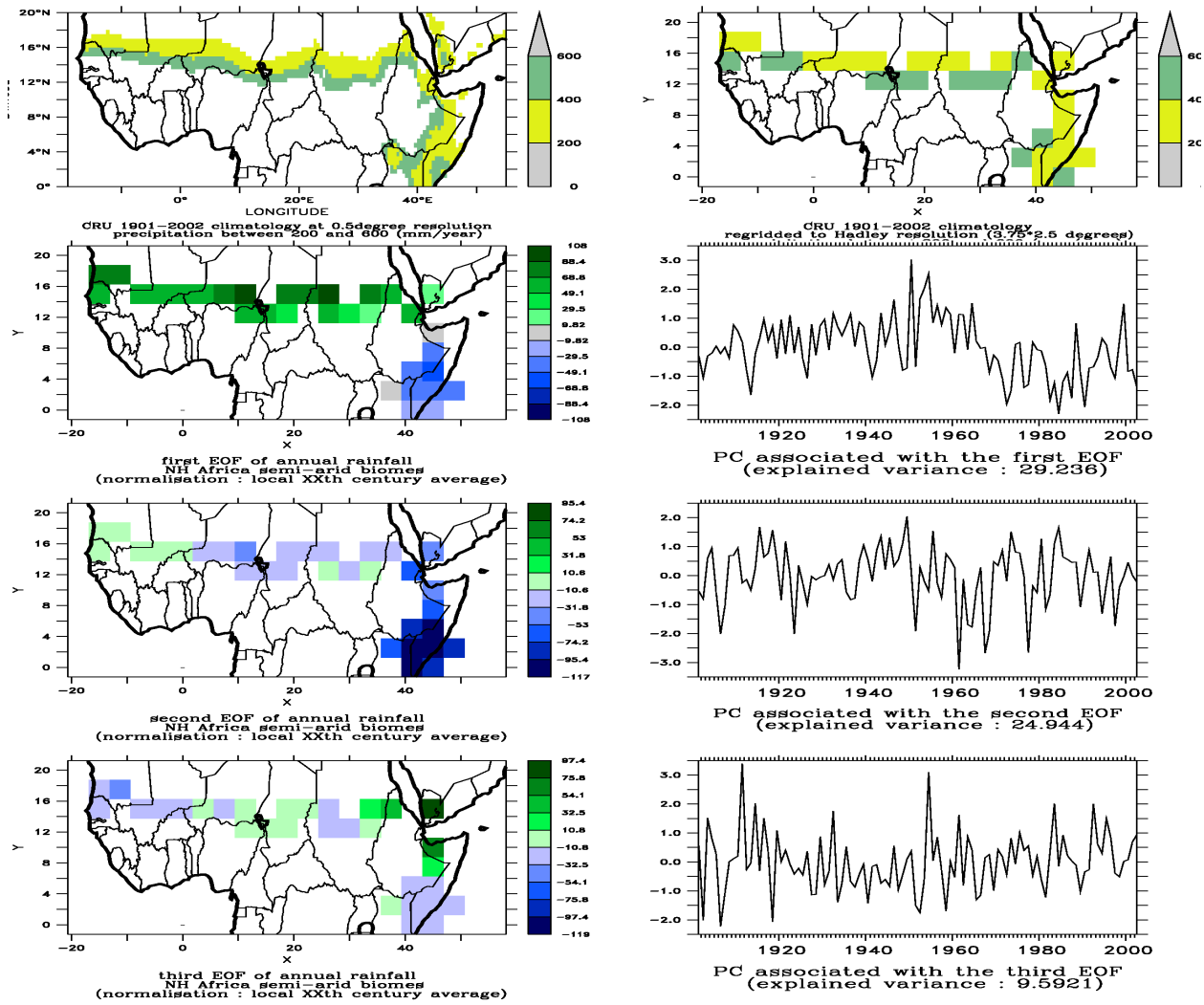


FIGURE 4 – First 3 modes of an EOF decomposition over the NH Subsaharan Africa drylands

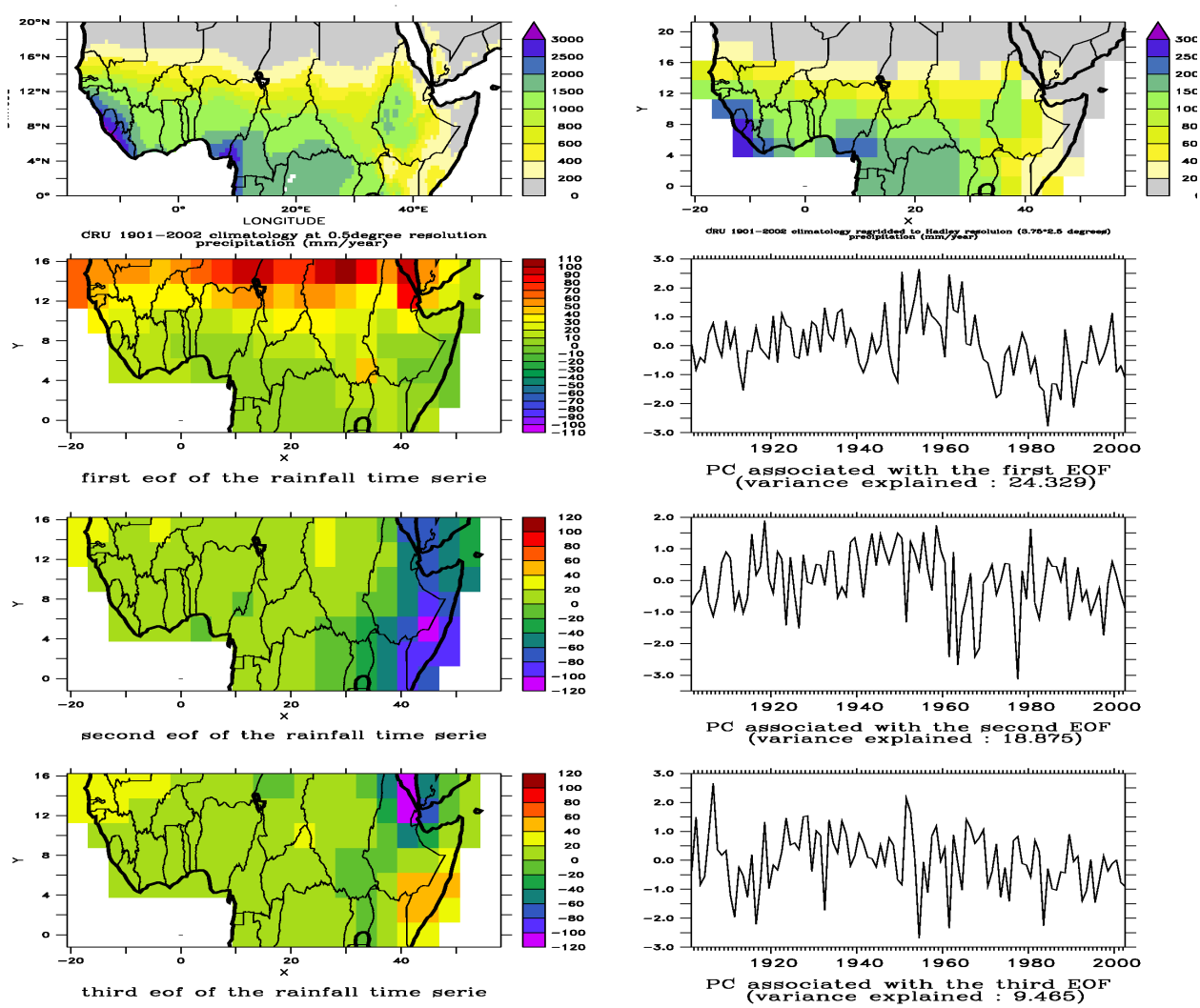


FIGURE 5 – First 3 modes of an EOF decomposition over the NH Subsaharan Africa

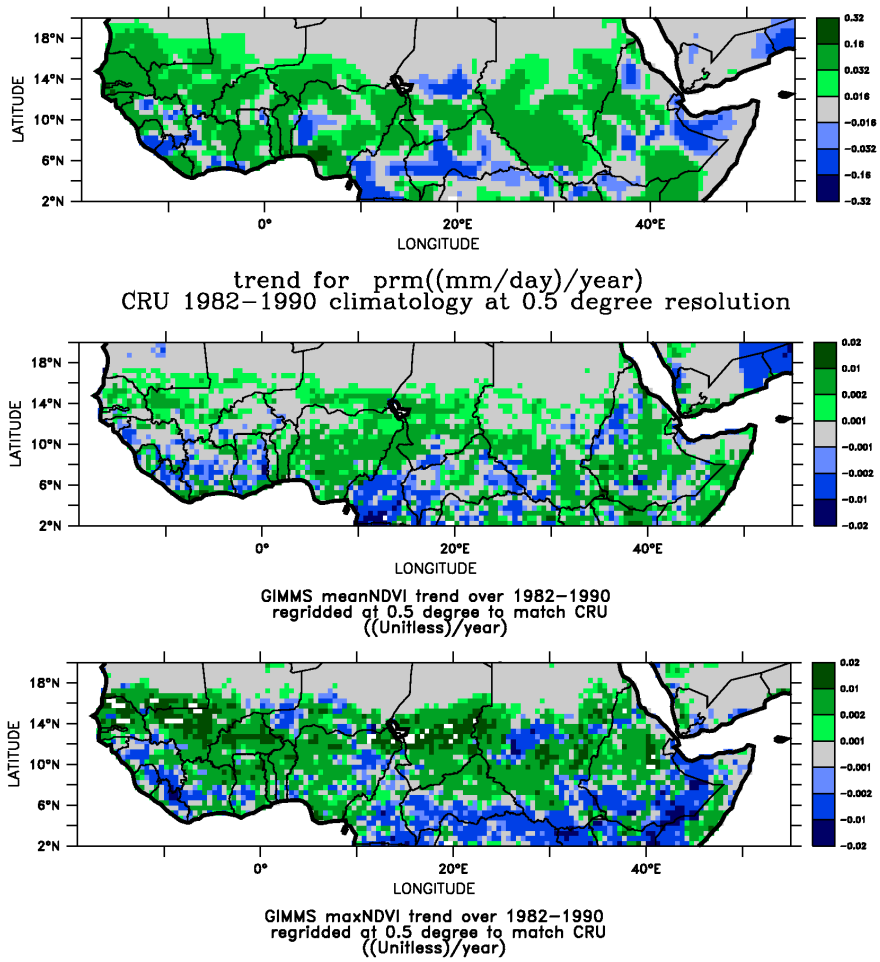


FIGURE 6 – Period 1982-1990. Trends of : a. precipitation. b. yearly mean NDVI. c. yearly max NDVI.

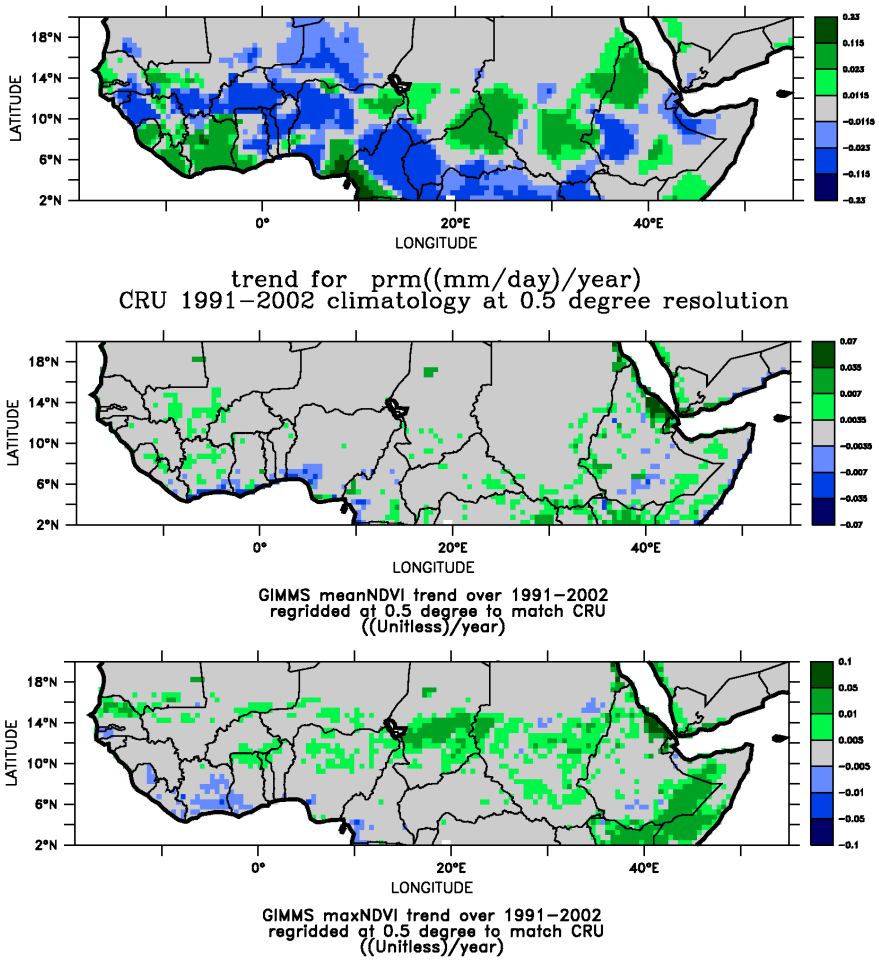


FIGURE 7 – Period 1991-2002. Trends of : a. precipitation. b. yearly mean NDVI. c. yearly max NDVI.

the period coverred by both the GIMMS post-treatment of NOAA-AVHRR and CRU2.1 in two : 1982-1990 and 1991-2002. The aim was to check whether one can retrieve a dominant role of the trends of precipitation on the spatial pattern of NDVI decadal variability, even when using a dataset that is not the most precise in the Sahel (but that should not be biased).
The share of the spatial variance that can be accounted by trends of rainfall is rather limited although it is significant (for instance 18% between annual mean NDVI and rainfall over the period 1982-1990). Without further analysis, it is not clear whether this observation is to be attributed to the limitation of the two sources of information that were used, or whether it also illustrates the fact that rainfall occuring during the concomitant year cannot be considered as a good predictor anymore when considering these longer term fluctuations.

6 Conclusions and outlook

It is a well established fact that the inter-annual variability of NDVI in the Sahel is dominated by differences in growth of grasses and that these anomalies are well explained by annual total rainfall, although other drivers such as the distribution of the rain over the season have also a significant impact.
But the question of the drivers of NDVI fluctuations at longer time scales is much more open. The share of the variance that is explained by the concomitent ≪ yearly ≫ climate (and in particular rainfall), time-lag effects (e.g. regression of the tree cover during the dryer years, recolonisation afterward) and other evolutions of the land-use patterns (anthropogenic drivers) is not so well characterised, although many studies have considered this question (Seaquist et al. and references herein).
In this preliminary work, we could characterise the spatial patterns that dominate the signal of annual rainfall anomalies. We could also perform a trend analysis between CRU and GIMMS NDVI and compute the correlation between the two spatial patterns. It appears that trend in CRU are not a very good predictor of the spatial patterns of decadal trends of yearly mean and max NDVI in NH Subsaharan Africa.

7 Elements of bibliography

[1] A. Ali, A. Amani, A. Diedhiou, and T. Lebel. Rainfall estimation in the sahel. part II : evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products. *Journal of applied meteorology*, 44(11) :1707–1722, 2005.

[2] A. Ali, T. Lebel, and A. Amani. Invariance in the spatial structure of sahelian rain fields at climatological scales. *Journal of Hydrometeorology*, 4(6) :996–1011, 2003.

[3] A. Ali, T. Lebel, and A. Amani. Rainfall estimation in the sahel. part i : Error function. *Journal of Applied Meteorology*, 44(11) :1691, 2005.

[4] S.M. Herrmann, A. Anyamba, and C.J. Tucker. Recent trends in vegetation dynamics in the african sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change Part A*, 15(4) :394–404, December 2005.

[5] Y.C. Hountondji, N. Sokpon, and P. Ozer. Analysis of the vegetation trends using low resolution remote sensing data in burkina faso (1982–1999) for the monitoring of desertification. *International Journal of Remote Sensing*, 27(5) :871, 2006.

[6] T. Lebel and A. Ali. Recent trends in the central and western sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2) :52–64, 2009.

[7] T.D. Mitchell and P.D. Jones. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25(6) :693–712, 2005.

[8] M. New, M. Hulme, and P. Jones. Representing Twentieth-Century Space-Time climate variability. part II : development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. *Journal of Climate*, 13 :2217–2238, July 2000.

[9] J. W. Seaquist, T. Hickler, L. Eklundh, J. Ardö, and B. W. Heumann. Disentangling the effects of climate and people on sahel vegetation dynamics. *Biogeosciences*, 6(3) :469–477, March 2009.

[10] S. Sitch, C. Huntingford, N. Gedney, P.E. Levy, M. Lomas, S.L. Piao, R. Betts, P. Ciais, P. Cox, P. Friedlingstein, C.D. Jones, I.C. Prentice, and F.I. Woodward. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five dynamic global vegetation models (DGVMs). *GLOBAL CHANGE BIOLOGY*, 14(9) :2015–2039, September 2008.