



HAL
open science

Etude de la variabilité intra saisonnière des précipitations au Sahel: impacts sur la végétation (cas du Ferlo au Sénégal)

Soukèye Cissé

► **To cite this version:**

Soukèye Cissé. Etude de la variabilité intra saisonnière des précipitations au Sahel: impacts sur la végétation (cas du Ferlo au Sénégal). Climatologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Cheikh Anta Diop (Dakar), 2016. Français. NNT : 2016PA066177 . tel-01407442

HAL Id: tel-01407442

<https://theses.hal.science/tel-01407442>

Submitted on 2 Dec 2016

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.



Ecole Doctorale Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (ED129) : Laboratoire
d'Océanographie et du Climat: Expérimentation et Approches Numériques
(LOCEAN) Unité mixte CNRS-UPMC-IRD-MNHN

Ecole Doctorale Physique Chimie, Science de la Terre, de l'Univers et de l'Ingénieur
(ED-PCSTUI): Laboratoire Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang
(LPAO-SF)

**ETUDE DE LA VARIABILITE INTRA SAISONNIERE DES
PRECIPITATIONS AU SAHEL: IMPACTS SUR LA
VEGETATION
(CAS DU FERLO AU SENEGAL)**

Présentée par

Soukèye CISSÉ

Thèse de doctorat

Spécialité: Climatologie

Dirigée par Laurence Eymard et Amadou T. Gaye

Présentée et soutenue publiquement le 26 Mai 2016

Devant le jury compose de:

Mme Laurence PICON	Pr/UPMC	Présidente
M. Sylvain BIGOT	Pr/LTHE/Grenoble	Rapporteur
M. Luc DESCROIX	DR/ MNHN/Paris	Rapporteur
M. Soussou SAMBOU	MC/UCAD	Examineur
M. Daouda BADIANE	MC/ESP/UCAD	Examineur
M. Éric MOUGIN	DR/GET/Toulouse	Examineur
M. Jacques A. NDIONE	Dr/Lomé	Co-Encadrant (Invité)
M. Amadou T. GAYE	Pr/ESP/UCAD	Co-directeur
Mme Laurence EYMARD	Dr/UPMC	Directrice

Remerciements

Ce travail de thèse n'aurait été abouti sans le soutien et support de nombreuses personnes mais aussi d'organisme que je tiens à remercier très sincèrement ici.

Je tiens à remercier d'abord ma directrice de thèse Laurence Eymard qui a su me guider et m'orienter dans toutes les étapes de mes travaux. Tu as dirigé et encadré cette thèse en prenant ton temps pour m'aider, me lire, me relire et me corriger. Au delà de cette relation professionnelle tu m'a aussi prodigué un soutien sur tous les plans. Durant toutes ces années tu as été toujours disponible. J'ai beaucoup apprécié ton ouverture à la discussion, ta bonne humeur, ta rigueur également.

Je remercie vivement Amadou T. Gaye mon co-directeur au LPAO-SF à Dakar, qui aussi prenait tout son temps à suivre mes travaux et apporter ses suggestions et conseils à chaque fois surtout quand je séjournais à Dakar.

Je remercie également Jacques A. Ndione, mon co-encadrant du CSE, qui m'a fait entrée au CSE. Tu as toujours suivi mes travaux en apportant tes suggestions et en me poussant à aller de l'avant. Je remercie aussi tout le personnel du CSE où j'ai débuté ma thèse par un stage en géomatique avec Tahibou et Ousmane et télédétection avec Bocoum. Mes remerciements à M. Faye et M. Wélé pour leurs réponses à mes interrogations.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Catherine Otlé et Benjamin Sultan qui ont été membres de mon comité de thèse. Vous avez toujours été là avec vos suggestions et orientations pour l'amélioration de ces travaux. Grand merci à Catherine d'avoir été coauteur en prenant tout ton temps pour me relire et corriger.

Je remercie très chaleureusement tous les membres du jury d'avoir accepté à participer à l'évaluation de mes travaux de thèse. Parmi eux Éric Mougin et son équipe au GET d'avoir pris de son temps pour m'expliquer dans le détail le fonctionnement de leur modèle STEP.

Je remercie Françoise Pinsard d'avoir guidé mes premiers pas en programmation. Mes remerciements aussi à Gaëlle du LATMOS qui avait pris tout son temps à établir des tests statistiques. Merci également à Fabienne du LSCE de m'avoir fourni des données de LAI.

Je remercie tout le personnel administratif du LOCEAN à commencer par la directrice Anne M. Lézine, Eric Furlon, Dany, Céline, Nathalie, etc.... mais aussi tous les thésards et chercheurs. Je remercie également Françoise Larincq l'assistante de Laurence. Tous mes remerciements à mes camarades du bureau 427 Julie, Alice, Karine, Antony et Johanna avec je partageais d'agréables moments lors de mes séjours en alternance. Tous mes remerciements à l'équipe PARVATI.

Mes remerciements à toute la famille Ipaosfienne. Je remercie le Directeur M. Sall, M. Alassane Ba, mes collègues Mbaye Cheikh Mbaye, A. Ahad Dieng, Laimé Mbaye, Moussa Guèye, Mamadou Lamine Dramé, Ibrahima Camara, Souleymane Sy, Coumba Niang, Lala Kounta, Dahirou Wane, Ibrahima Diouf, Mame Diarra Bousso Dieng, Aissatou Faye les 2 Adama, Noreyni, etc... Je remercie Malick Wade pour tout l'aide qu'il m'a apporté lors de mes débuts en programmation. Aussi mes très sincères remerciements à Thierno Doumbia qui à la fin de cette thèse m'a vraiment poussée vers l'amélioration avec ses questions pertinentes et suggestions et d'avoir pris tout son temps pour me corriger. Cet inter 12h-14h me rappelais les premières de fac qu'on passait avec certaines de mes amies à la BU.

Je remercie chaleureusement le personnel administratif de la direction de l'ESP notamment ma grande sœur Sokhna Ka Diakhaté pour sa disponibilité et ses conseils mais aussi du LPAO-SF Gloria Jonhson.

Je remercie tous mes collègues du laboratoire hydraulique et de mécanique des fluides qui beaucoup contribué dans ce travail Mamadou Bop, yaya Diémé, Talla Cissé, Vieux Traoré, Clément Diatta mais aussi le directeur Soussou Sambou.

Je tiens à remercier les financeurs de cette thèse à savoir IRD, l'ambassade de la France (SCAC) mais aussi le CNRS.

Je remercie également toute ma famille, ma grand-mère, mon père, ma mère, ma tante, mes frères et sœurs, neveux et nièce qui m'ont soutenus et encouragés.

Tous mes remerciements à toute la famille de ma tante, ma famille adoptive à Dakar qui ont fortement contribué à l'aboutissement de ces travaux. Mes remerciements à tous mes amis.

Je remercie aussi toute ma belle famille à Louga.

Je tiens à remercier mon mari qui m'a soutenu et qui a toujours été là. Mes remerciements à ma petite fille de par sa compréhension et son aide en étant sage durant toute cette période.

Merci à tous ceux qui ont contribué à l'aboutissement de ces travaux quelque soit la manière.

Merci !

Résumé

Le Sahel est une région caractérisée par une très forte variabilité intra-saisonnière des précipitations. Cette variabilité affecte fortement les écosystèmes durant la phase de croissance de la végétation. L'objectif de cette thèse est de caractériser cette variabilité à échelle locale à partir des relations entre les précipitations et la dynamique de la végétation, et d'identifier des indicateurs pertinents qui permettraient de mieux décrire cette variabilité dans chaque saison.

Cette étude est effectuée dans le bassin versant du Ferlo, une région au nord du Sénégal. Une première partie est consacrée à la caractérisation des relations entre anomalies de pluie et croissance de la végétation à partir des données de télédétection spatiale TRMM3B42, RFE 2.0, SM-ECV (*Soil Moisture*) et LAI MODIS. Pour cela, le bassin versant du Ferlo est subdivisé en 9 sous-zones « entités homogènes », de même classe de couverture végétale et même type de sol. Sur chacune sont analysées les données de pluie des deux bases de données, l'humidité du sol et le LAI sur la période 2000 – 2010. Dans un second temps, à l'aide d'un modèle de végétation adapté à la région forcé par les pluies satellite, le LAI est simulé sur plusieurs entités et est comparé au LAI MODIS, en appliquant aux simulations les mêmes méthodologies que pour les observations.

Les résultats de cette étude montrent une cohérence entre les variations des précipitations des deux bases de données et l'humidité du sol. Les variations du LAI sont plus fortement corrélées aux variations de l'humidité du sol qu'à celles de la pluie. Sur le Ferlo, on observe qu'il faut 2 semaines pour que la végétation réponde à une anomalie de pluie au cours de la saison des pluies. A l'échelle de la saison, la date de démarrage des pluies n'a pas d'incidence sur le maximum de LAI, contrairement à la durée et l'intensité des pauses de pluie. Les entités sur sol sableux (ferrugineux) présentent une meilleure sensibilité aux fluctuations de pluie que celles sur lithosol. De plus, sur les entités situées au Sud-Est, la densité de la végétation arbustive et arborée induit un cycle phénologique différent de celui des herbacées (décalage du maximum de LAI).

Le modèle STEP, initialisé avec les données de pluie satellite, reproduit après ajustement la phase de croissance de la végétation dans les entités où les herbacées

dominant. La réponse du LAI simulé aux anomalies de pluie est comparable à celles observées, confirmant l'interprétation des observations.

Cette étude a permis de définir les paramètres les plus pertinents qui affectent la dynamique de la végétation mais aussi de mettre en évidence les capacités du modèle à décrire le cycle saisonnier de la végétation.

Mots-clés: Précipitations, végétation, LAI MODIS, SM, Ferlo, Sahel

Abstract

The Sahel is characterized by a strong intra-seasonal variability of rainfall. This variability strongly affects ecosystems during the vegetation growth. The objective of this thesis is to characterize this variability at the local scale from the relationship between rainfall and vegetation dynamics, and to identify relevant indicators to better describe the variability in each season.

This study is carried out in the Ferlo's catchment, a basin located in northern Senegal. The first part is devoted to the characterization of the relationship between rainfall anomalies and growth of vegetation from remote sensing data TRMM3B42, RFE 2.0 SM-ECV (Soil Moisture) and MODIS LAI. Aiming that, the Ferlo basin is divided into 9 zones "homogeneous entity", in terms of vegetation cover class and soil type. For each one are analyzed the rain data from both databases, soil moisture and LAI over the period 2000-2010. In a second time, with a vegetation model adapted to the region forced by satellite rain fields, the LAI is simulated on several entities and is compared to the MODIS LAI, applying on the simulations the same methodologies as for observations.

The results of this study show consistency between rainfall variations with both databases and soil moisture. The LAI variations are more strongly correlated with the soil moisture variations than with the rainfall. On the Ferlo, we observe that vegetation needs two weeks to respond to rainfall anomalies during the rainy season. At the season scale, the starting date of the rainy season does not affect the maximum LAI, unlike the duration and intensity of the dry spells. Entities located on sandy soil (ferruginous) have better sensitivity to rainfall fluctuations as those located on lithosoils. In addition, on entities located in the Southeast, the density of the shrub and tree vegetation induces a different phenological cycle than those of the herbaceous (lag of the maximum LAI).

The model STEP, initialized with satellite rainfall data, reproduces after adjustment the vegetation growth stage in the entities where grassland dominates. The response

of the simulated LAI to the rain anomalies is consistent with those observed, confirming the interpretation of observations.

This study allowed to define the most relevant parameters that affect the dynamics of vegetation but also to highlight the capabilities of the model to describe the seasonal cycle of vegetation.

Keywords: Rainfall, vegetation, MODIS LAI, SM, Ferlo, Sahel

Table des matières

Remerciements	2
Résumé	5
Abstract	7
Introduction Générale	11
Chapitre 1.	13
La pluviométrie au Sahel, impacts sur la végétation; la région d'étude (Ferlo)	13
Introduction	15
1.1. La pluie au Sahel	15
1.2. Impacts sur la végétation	20
1.3. La région d'étude: Le Ferlo	23
1.3.1. Situation géographique	23
1.3.2. Géomorphologie	24
1.3.3. Pédologie	24
1.3.4. Hydrologie	27
1.3.5. Les formations végétales	29
1.3.6. Le Climat	33
1.4. Variations des précipitations au Ferlo	34
1.4.1. Variations inter annuelles des précipitations sur le Ferlo	34
1.4.2. La variabilité intra saisonnière	37
Chapitre 2.	39
Présentation des données et méthodes utilisées	39
Introduction	41
2.1. Acquisition des données de la télédétection	41
2.2. Les satellites d'observation	42
2.3. Présentation générale des données et Méthodes utilisées	42
2.3.1. Données hydrométéorologiques	43
2.3.2. Données de végétation	53
2.3.3. Données météorologiques	58
2.4. Méthodes utilisées	58
Conclusion	64
Chapitre 3.	65
<i>Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)</i>	65
3.1. Résumé article	67
Introduction	67
3.2. Article: Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)	70
Chapitre 4.	95
Modélisation de la croissance de la végétation avec STEP	95

Introduction	97
4.1. La modélisation de la végétation	97
4.1.2. Les modèles globaux de végétation	97
4.1.3. Les modèles régionaux de végétation	101
4.2. Description du Modèle STEP	102
4.2.1. Module de croissance ou bilan de carbone	104
4.2.2. Module du bilan hydrique	107
4.3. L'ajustement du modèle STEP	109
4.4. Les indicateurs du fonctionnement du couvert végétal dans le modèle	109
4.5. Mode de fonctionnement et paramétrage de STEP	110
4.6. Données utilisées et application du modèle STEP sur le Ferlo	111
4.6.1. Données d'entrée météorologiques utilisées	112
4.6.2. Données d'entrée de sol	113
4.6.3. Ajustement du modèle	114
4.7. Validation du modèle STEP	117
4.7.1. Comparaison entre observations et simulations sur la saison	117
4.7.2. Impacts des variations de pluie sur le maximum de LAI simulé	123
4.8. Conclusion	125
Conclusion et Perspectives	127
Références	132
Liste des tableaux	150
Liste des figures	151

Introduction Générale

Au Sahel, les précipitations sont caractérisées par un fort gradient latitudinal qui est de l'ordre de 1 mm par km (Lebel *et al.*, 2003). La saison des pluies ne dure que 3 mois et est gouvernée par le système de mousson. La grande cohérence temporelle et spatiale de périodes sèches (et humides) sont les caractéristiques exceptionnelles de la variabilité des précipitations dans le Sahel (Nicholson et Grist 2001).

La dynamique de la végétation est principalement régie par la structure de la répartition des précipitations (Le Houérou, 1989). Pendant l'expérience HAPEX-SAHEL, Taylor et Lebel (1998) ont suggéré que la quantité de précipitations pendant la saison des pluies pourrait être plus élevée sur les surfaces couvertes de végétation que sur des sols nus en raison des différences dans les flux d'eau et de l'énergie à l'interface atmosphère - sol - végétation. Dans cette région, le cycle phénologique des herbacées démarre et se termine avec la saison des pluies. Sur le Sénégal, (Cornet, 1981) a montré l'importance du bilan hydrique pour mieux comprendre la variabilité de la production végétale inter annuelle et locale.

Cependant, l'étude de la variabilité des pluies permet de mieux comprendre leurs variations intra saisonnières mais aussi mieux cerner ou prévoir les évolutions dans le cycle phénologique. Ce qui pourrait permettre d'identifier des indicateurs de l'efficacité de la mousson qui permettront de contribuer à l'élaboration d'une stratégie d'adaptation robuste de prévision et de gestion, assurant le maintien d'un niveau suffisant de ressources en eau. Cependant pour mieux comprendre cette variabilité intra saisonnière des précipitations et de son impact sur la croissance de la végétation, il est nécessaire de prendre en compte les échelles spatio-temporelles fines du paysage.

Dans cette thèse, nous nous intéresserons aux variabilités intra saisonnières de la pluviométrie et de la végétation dans le bassin versant du Ferlo, une région sahéenne du Sénégal, durant la décennie 2000 à 2010. Le choix de cette région est basé principalement sur sa position géographique, sa superficie, mais aussi sur le fait

qu'elle est une région sylvo-pastorale donc modérément anthropisée, et sans changement majeur d'occupation du sol durant cette décennie.

Les objectifs de cette thèse sont de comprendre la variabilité des précipitations aux échelles saisonnières et annuelles et son impact sur la croissance de la végétation.

Pour atteindre ces objectifs, des analyses et inter comparaisons de données de pluie, d'humidité du sol et de végétation sont effectuées. Les mesures in situ de stations pluviométriques étant d'une part lacunaires, et d'autre part très peu nombreuses, nous nous sommes tournés vers l'utilisation d'observations de satellite. Ces dernières permettent d'avoir des données continues aux échelles spatio-temporelles recherchées (intra-saisonnier, région).—La réponse de la végétation à la pluie est en partie contrôlée par le type de sol (Nicholson et Farrar, 1994; Farrar *et al.*, 1994). C'est pourquoi nous avons subdivisé le bassin en sous-zones homogènes constituées chacune d'un seul type de sol et d'une seule classe de végétation. Sur ces différentes sous-zones sont effectuées les différentes analyses.

Afin de consolider les analyses effectuées sur les observations satellite, nous nous sommes intéressée à la représentation des relations intra-saisonnières pluie-végétation dans un modèle régional de croissance de la végétation herbacée.

Cette thèse se présente en 4 Chapitres :

Dans le Chapitre I, sont présentés la problématique de notre étude, puis une présentation du bassin du Ferlo dans le détail avec ses spécificités. Une évaluation des données in situ disponible est effectuée.

Le Chapitre II présente les données d'observation satellite avec une analyse de leur évolution spatio-temporelle; puis il décrit les différentes méthodes qui ont été utilisées pour réaliser cette étude.

Dans le Chapitre III est présentée l'étude des relations entre les variations de pluie et de la dynamique du couvert végétal sur le Ferlo avec des inter-comparaisons de paramètres dans les cycles de ces variables

Le Chapitre IV est consacré à la modélisation de la croissance de la végétation avec STEP avec une analyse comparative entre simulations et observations.

La conclusion générale fait la synthèse des différents résultats et propose quelques perspectives.

Chapitre 1.

La pluviométrie au Sahel, impacts sur la végétation; la région d'étude (Ferlo)

Introduction

Dans ce chapitre seront présentés dans un premier temps, une synthèse des travaux antérieurs sur la pluviométrie au Sahel, sur ces relations avec la dynamique de la végétation. Puis le bassin versant du Ferlo (un exemple du Sahel), notre zone d'étude, est présenté en détail. Cette présentation du Ferlo se focalise sur les aspects du milieu physique avec une description très détaillée des caractéristiques morphologiques, floristiques, géologiques, hydrologiques et climatiques.

1.1. La pluie au Sahel

Le Sahel est une région de transition à la fois floristique et climatique entre le Sahara au nord et le domaine Soudanien au sud. Cette zone est caractérisée par l'alternance d'une longue saison sèche (entre 8 et 9 mois) et d'une courte saison des pluies (entre 3 et 4 mois). L'une des particularités de cette région est que le cumul des précipitations n'est pas forcément lié à la longueur de la saison des pluies (Balme *et al.*, 2005). Selon Nicholson (2000), la position du ZCIT n'est pas le facteur majeur déterminant le cumul des précipitations annuelles.

L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par l'étagement latitudinal des zones (du Nord au Sud) Sahélienne, Soudanienne et Guinéenne. Le système de mousson est géré, d'une part par les gradients de température et d'énergie en surface entre cet ensemble continental et le bassin océanique Atlantique l'entourant, et d'autre part par les rétroactions avec le cycle de l'eau atmosphérique à l'origine du développement de systèmes convectifs puissants (principaux pourvoyeurs des précipitations sur cette région) qui amplifient fortement (par diverses rétroactions) l'intensité du système de mousson à l'échelle régionale. La dynamique atmosphérique est un facteur important de contrôle de la pluviométrie.

Cependant les activités humaines peuvent aussi avoir une influence non négligeable. Charney (1975) avait souligné qu'une surexploitation des sols entraînait une augmentation de l'albédo au Sahel avec un impact direct sur la circulation de Hadley.

Les contrastes terre-mer avec le Golfe de Guinée ont été largement étudiés (Janicot, 1992; Sultan *et al.*, 2003, Janicot *et al.*, 2010), alors que les mécanismes qui pilotent les variations est-ouest (entre le centre du Sahel et la région ouest du continent) sont

moins bien établis, bien qu'ils jouent un rôle important dans les variations intra saisonnières à inter annuelles de la mousson ouest Africaine. Le jet d'est africain (AEJ) est situé dans une région de forts gradients de températures à basse altitude entre le Sahara et la côte Guinéenne (Figure 1.1). À ces basses latitudes, les alizés du sud de l'Atlantique fournissent la plupart de l'humidité pour la mousson ouest africaine (Lebel et Ali 2009). La variabilité interannuelle des précipitations dans le Sahel est essentiellement contrôlée par la position de l'AEJ (Lebel et Ali 2009). Les ondes d'est africaines (AEW) développées dans l'AEJ (par exemple, Hall *et al.*, 2006; Kiladis *et al.*, 2006), jouent un rôle important dans le développement de grands systèmes convectifs organisés (MCS), responsables de la plupart des précipitations dans la région.

Les systèmes convectifs de méso échelle complexes sont caractérisés par le déplacement rapide des lignes de grains. La plupart des précipitations en Afrique de l'Ouest proviennent des lignes de grains (Lebel *et al.*, 1998). Les lignes de grains sont comme une coalescence de cumulonimbus produite par une instabilité de la structure verticale de l'atmosphère, qui conduit à un fort cisaillement du vent dans les basses couches. Elles peuvent s'étendre sur 300 à 500 km dans le sens méridien (Mathon *et al.*, 2002) et sur une centaine de kilomètres dans le sens zonal avec une vitesse de propagation entre 10-15 m/s (Redelsperger *et al.*, 2002 ; Diongue *et al.*, 2002) et leur durée de vie peut atteindre 2 jours au maximum.

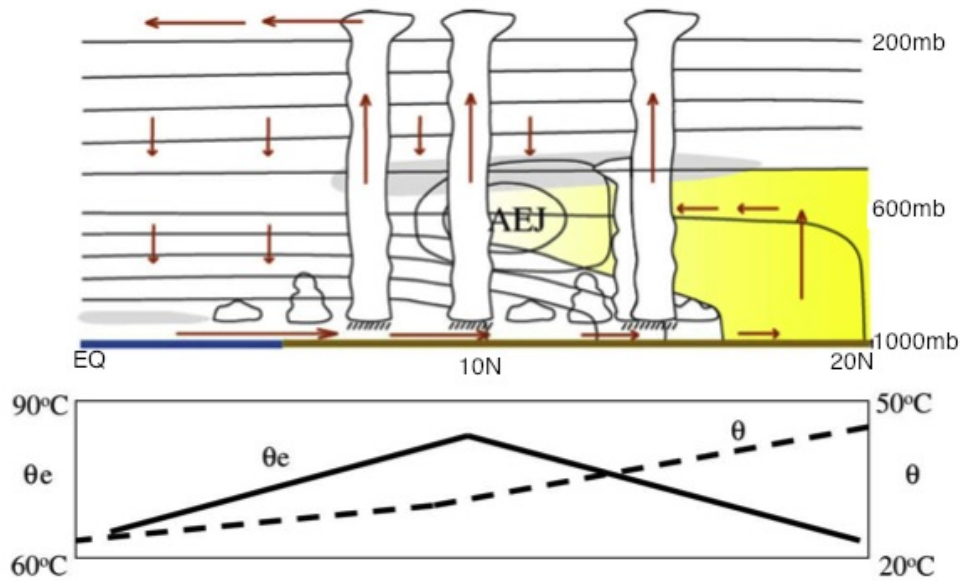


Figure 1.1. Schéma de la circulation atmosphérique dans le système de mousson ouest africaine durant l'été boréal. Les lignes solides fermées représentent les lignes de courant au niveau du jet d'est africain (AEJ) autour de 600 hpa ; en gris ombragé, on représente le pic de précipitations et l'ombrage jaune indique l'emplacement de la couche d'air saharienne (SAL). Au-dessous sont figurées les variations méridiennes de température potentielle (θ) et de l'énergie statique humide (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Au Nord de 10 ° N θ_e commence à diminuer tandis θ continue d'augmenter, en raison de l'assèchement de la masse d'air nord au cœur de la zone de convergence intertropicale (après le Plan scientifique international AMMA, 2005) (Lebel et Ali 2009).

Durant la période 1970-1990, le Sahel a connu un déficit des précipitations ainsi que de grandes sécheresses au cours des années 70 et 80 qui a correspondu à une diminution du nombre des événements pluvieux surtout au cours des mois de juillet et août selon Le Barbé et Lebel (1997), qui ont conduit à la communauté internationale à s'interroger davantage sur une désertification de cette région. La désertification a été définie par PNUE (Programme des Nations Unies pour l'Environnement) en 1991 comme une « dégradation des terres dans les zones arides, semi-arides et sub-humides sèches, résultant principalement de l'activité de l'homme. Elle intègre un certain nombre de processus qui aboutissent à l'appauvrissement des sols et de la végétation là où l'activité humaine est le facteur principal ». En plus de l'activité humaine s'ajoutent les variations climatiques selon la convention des Nations Unies pour la lutte contre la désertification. Beaucoup d'études ont montré que l'image d'une avancée du Sahara qui entraînerait la transformation irréversible de la totalité du Sahel en désert était inexacte, ainsi que l'exagération de l'étendue des surfaces

affectées. La plupart des dégradations identifiées comme dues à l'action de l'homme sont en fait la réponse du système sol-végétation-atmosphère à la variabilité naturelle du climat sahélien (Nicholson *et al.*, 1998). Il apparaît plutôt que des facteurs climatiques combinés à des facteurs locaux, tels que les activités humaines, pourraient, en réduisant le couvert végétal et la pluviosité, conduire à la dégradation de la surface de manière permanente dans les cas extrêmes (Dolman *et al.*, 1997).

Selon le rapport du GIEC (2007), cette région pourrait à l'avenir subir une sécheresse persistante du fait du changement climatique. On devrait s'attendre à ce que la production agricole et l'accès à la nourriture soient sérieusement compromis du fait que les zones propices à l'agriculture, la durée des saisons de végétation et le potentiel de production vont nécessairement diminuer. Dans certains pays particulièrement dépendants de l'agriculture pluviale, les rendements pourraient diminuer de 50% d'ici à 2020.

La pluie étant en relation binaire avec différents paramètres susceptibles de l'influencer (Leroux, 1995), la sécheresse au Sahel nait des effets manquants de ces paramètres. Ils peuvent être le couvert végétal, l'albédo, les températures terrestres et marines, etc...

La faiblesse des précipitations annuelles et leur répartition irrégulière dans le temps et dans l'espace contribuent considérablement à la fragilisation de l'environnement et des écosystèmes. Dans cette région de l'Afrique de l'ouest Sahélienne, l'évolution de la végétation naturelle et du rendement des cultures sont fortement dépendants de la disponibilité en eau de l'année en cours (Diello *et al.*, 2005).

Le Sénégal partage avec la Mauritanie l'extrémité Ouest du Sahel et présente une variation de la couverture végétale en latitude très importante, liée au gradient pluviométrique. Cette région se distingue assez nettement de la région centrale du Sahel. Sur le Sénégal, on observe de nombreux systèmes locaux, liés aux entrées d'air maritimes venant de l'océan Atlantique, et des systèmes provenant des montagnes guinéennes, notamment le Fouta Djallon, ainsi que du Mali. Le Sénégal est ainsi parcouru par les gros systèmes convectifs, qui se déplacent ensuite sur l'océan Atlantique Est où certains d'entre eux, en fin de saison de mousson, se transforment en dépression tropicale voire en cyclone.

La saison de mousson au Sénégal démarre en moyenne un peu plus tard que sur le centre du Sahel, et se termine en septembre, mais on observe depuis quelques années l'occurrence de précipitations non moins importantes en octobre. Les variations des précipitations par rapport à la moyenne climatologique sur 63 ans (1950 – 2013) (Figure 1.2) montrent une reprise la pluviométrie à partir des années 2000 mais qui sont caractérisées à partir de 1950 par une grande variabilité interannuelle (Ali et Lebel 2008). Les précipitations sahéliennes présentent un très fort gradient latitudinal, de l'ordre de 1 mm par km (Lebel *et al.*, 2003). Au Sénégal aussi, le nord est moins arrosé que le sud, non seulement parce qu'il est moins longtemps baigné par le flux de mousson mais aussi parce qu'il n'est alimenté que par des lignes de grains et que la partie nord de celles-ci donne moins de précipitations que la partie sud, par suite d'une moindre épaisseur de la mousson (Le Borgne, 1988). Il est important donc de travailler à une échelle suffisamment fine si l'on veut restituer le mieux possible la forte variabilité spatiale des champs de précipitations qui caractérise cette région. La dépendance de la végétation à la disponibilité en eau se reflète clairement dans un gradient de densité correspondant à celui de la pluie et à la distribution des espèces végétales (Fensholt *et al.*, 2004).

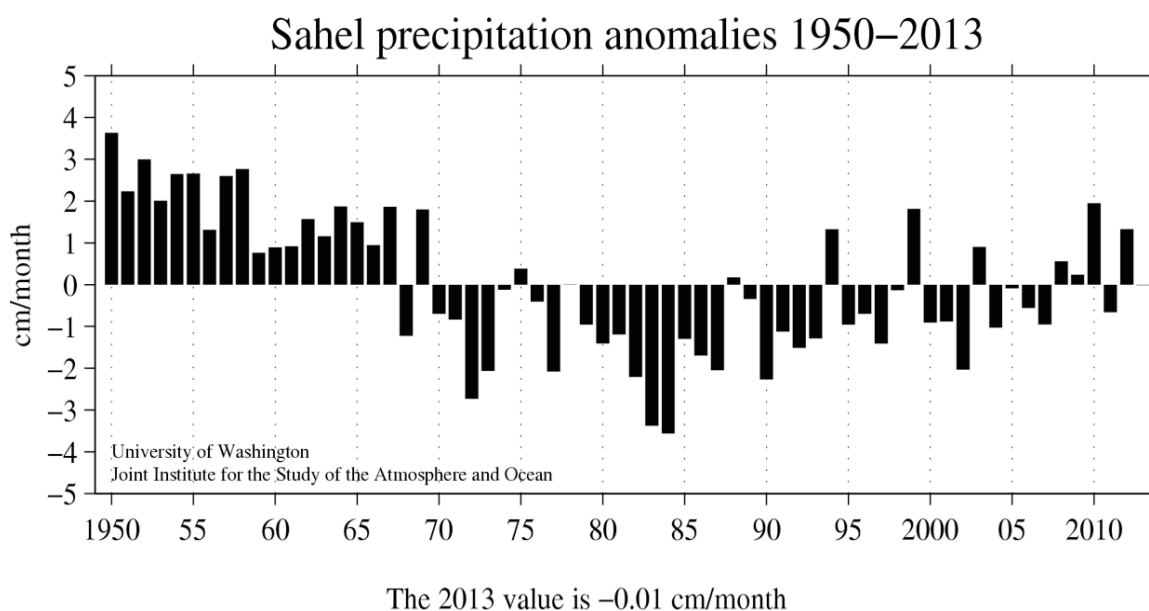


Figure 1.2. Anomalies de précipitation dans le Sahel (box 20-10N, 20W-10E) calculées par rapport à la climatologie sur la période 1950-2013 de Juin à Octobre (<http://jisao.washington.edu/data/sahel/>). Les anomalies négatives indiquent que les apports de pluie étaient déficients par rapport à la climatologie.

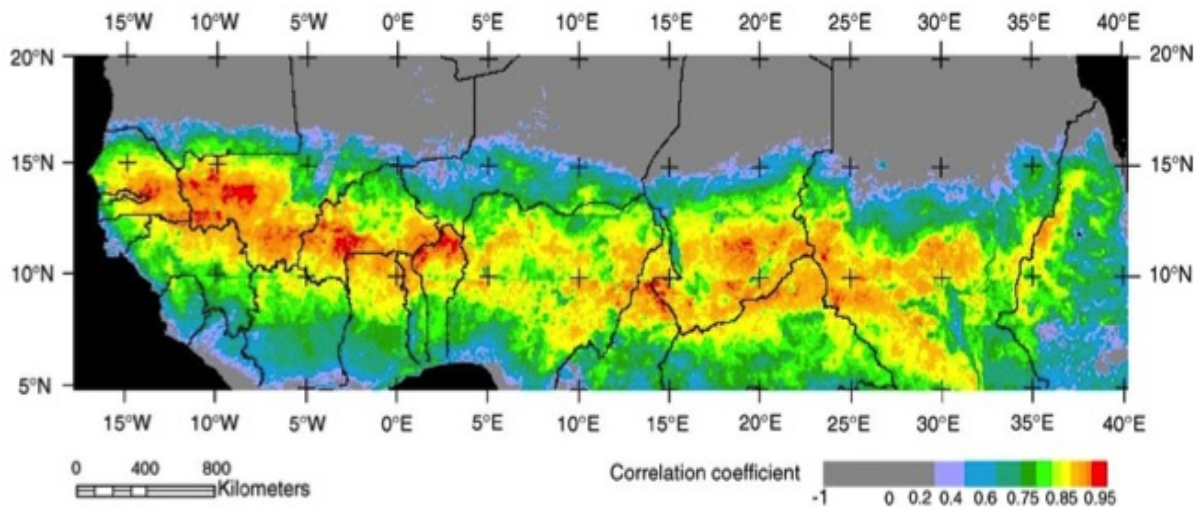


Figure1.3. Corrélation linéaire entre le NDVI mensuel et le cumul de pluie sur 3 mois basée sur les estimations GPCP pour la période 1982-2003 (Source Herrmann et al. 2005)

1.2. Impacts sur la végétation

Durant la saison des pluies, le cycle végétatif répond de façon étroite aux variations pluviométriques. Les variations intra saisonnières et interannuelles ont des impacts sur la dynamique de la végétation naturelle mais aussi sur la disponibilité de la production alimentaire car l'agriculture est essentiellement pluviale. Mais l'état de ces ressources et le développement de la végétation (naturelle ou agricole) dépendent fortement de l'évolution de l'occupation des sols et de la population utilisatrice de l'eau. Or ces deux sources de variations sont interconnectées, du moins aux échelles de temps annuelles à décennales. Lebel *et al.* (2009) ont en effet montré que le débit des fleuves n'est pas directement lié à la pluviométrie, mais aussi à l'usage des sols : le changement d'occupation des sols (déforestation au profit de l'agriculture) entraîne en effet un ruissellement accru qui contribue au remplissage des nappes, alors même que la surface est plus sèche. Ainsi la surveillance des paramètres de surface comme l'humidité du sol est essentielle. Le suivi de la variabilité spatio-temporelle de l'humidité du sol est aussi important pour comprendre les interactions sol-végétation-atmosphère (Baup *et al.*, 2007). Selon le projet AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*), l'humidité du sol sur le Sahel peut fournir une meilleure compréhension de la mousson ouest-africaine et son évolution physique, chimique et celle des milieux biologiques (GEWEX-News, 2006). En étudiant les savanes sud

Africaines, (Tinley, 1982) a trouvé que la variabilité de l'humidité du sol exerce le contrôle dominant sur la distribution spatiale des forêts, savanes et herbacées.

Parce que dans le Sahel la croissance de la végétation est étroitement liée aux précipitations (Fontaine *et al.*, 1999; Le Barbé *et al.*, 2002; Camberlin *et al.*, 2007), les variations au cours de la saison des pluies affectent fortement la production agricole, le cycle de la végétation naturelle, et par conséquent l'économie régionale. Mais en retour les surfaces semi-arides Africaines sont très sensibles à la dégradation des sols d'origine anthropique. Leurs impacts apparaissent plus évidents sur l'évolution du couvert végétal de surface (Nicholson *et al.*, 1994). Les relations entre les précipitations et la croissance de la végétation ont fait l'objet de nombreuses études à différentes échelles spatio-temporelles.

- À grande échelle spatiale:

Sur la région Sahélienne aux échelles annuelle et inter annuelle, (Anyamba *et al.*, 2005) ont trouvé une corrélation positive et significative entre les anomalies de végétation (NDVI) et de précipitation. A partir des relations pluie-végétation, la variabilité intra saisonnière et inter annuelle de la végétation sur l'Afrique de l'Ouest est caractérisée (Philippon *et al.*, 2007). En comparant les dates de début et de fin de la pluie et de la végétation sur le Sahel et sous-Sahel, Zhang *et al.*, 2005 ont montré que la phénologie de la végétation en région aride et semi-aride dépend fortement de la saisonnalité des précipitations.

La caractérisation de la réponse de la végétation par rapport aux précipitations à partir du paramètre l'efficacité de la pluie utilisable (RUE : *rain use efficiency*), du rapport entre la production primaire nette et des précipitations a montré une tendance à la hausse sur la majeure partie du Sahel entre 1982 et 1990 (Prince *et al.*, 1998). Cependant, ces études ont été effectuées à l'échelle régionale et la plupart de ces études ont généralement porté sur les tendances saisonnières moyennes ou à l'inverse n'ont utilisé que de courtes séries temporelles inter annuelle. En outre, seules quelques-unes ont adopté une approche comparative.

- À petite échelle spatiale

Sur les régions Ouest, Est, et Sud Africaines, Martiny *et al.*, 2005 ont trouvé que la physiologie des végétaux mais aussi la disponibilité en eau souterraine joue un rôle très important dans cette relation. Sur l'Afrique de l'Ouest sahélienne (Mali et le

Niger) et l’Afrique de l’Est (Kenya et Tanzanie), Nicholson *et al.* (1990) ont trouvé une bonne relation significative entre les variations des précipitations et de la végétation (NDVI) aux échelles saisonnières et interannuelles pour la région Est Africaine sur la période de Novembre 1982 et Octobre 1985 où les précipitations annuelles moyennes varient d'environ 200 à 1200 mm et que cette relation est linéaire dans le Sahel en dessous d'un seuil de précipitations de l'ordre de 1000 mm/an. Les relations NDVI-précipitations ont été démontrées significatives sur l’Afrique orientale (Kenya et Tanzanie) entre Novembre 1982 et Octobre 1985 (Davenport et Nicholson, 1993) et sur l’Afrique du sud de 1983 à 1988 (Richard et Pocard, 1998).

Sur une région semi-aride (la Botswana), la réponse de la végétation (NDVI) aux précipitations et à l’humidité du sol est largement contrôlée par le type de sol (Nicholson et Farrar, 1994; Farrar *et al.*, 1994). Avec des corrélations significatives entre les séquences de pluie et la végétation (NDVI) au nord du Cameroun (nord de 9°N: domaine sahélien) sur la période de 1982 à 2002, (Djoufack *et al.*, 2011) ont montré que la végétation au Sahel est plus sensible aux séquences sèches en début de cycle.

Dans ces études sur des échelles spatiales plus petites que le Sahel, mêmes si les variations saisonnières ont été étudiées, l’homogénéité des régions n’était pas bien prise en compte.

Récemment, Bobée *et al.* (2012) ont montré la possibilité d’utiliser le LAI (*Leaf Area Index*) comme indicateur des précipitations «efficaces», en corrélant les données de pluie locale avec le LAI fourni par MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*) sur la période 2000-2008 (seuil de 20 mm) à échelle fine sur la grande côte Sénégalaise. Inspirés par cette étude basée sur des données de 4 pluviomètres de Dakar à Saint Louis avec des données manquantes sur certaines stations et années, nous avons jugé d’aller plus loin avec des données complètes couvrant toute une région. Le Sahel est caractérisé par une forte variabilité climatique, entraînant de fortes hétérogénéités dans la répartition des écosystèmes tels que la végétation et le sol, qui ont été pris en compte dans certaines de ces études antérieures. Ainsi dans notre étude, pour plus réduire cette hétérogénéité, nous avons divisé le bassin versant en des unités homogènes de végétation et de sol c’est à dire la même végétation sur le même sol. Sur ces unités homogènes à l’échelle de la parcelle, les variations intra saisonnières des précipitations à partir des relations entre des

paramètres spécifiques dans les cycles saisonniers de pluie et de végétation sont étudiées. L'intensité de ces relations entre ces paramètres a permis d'identifier des indicateurs d'efficacité de la pluie.

1.3. La région d'étude: Le Ferlo

1.3.1. Situation géographique

Le bassin versant du Ferlo (Figure 1) se situe au centre du domaine climatique sahélien sénégalais entre les latitudes 16°15 et 14°30 Nord et les longitudes 12°50 et 16° Ouest. Il s'étend sur une superficie d'environ 70 000 km² (CSE, ROSELT/OSS, 2002). C'est la région éco géographique la plus vaste du Sénégal.

Elle doit son nom à la rivière Fété Oté (Ferlo). Le bassin versant du Ferlo est limité par la vallée du fleuve Sénégal au nord et le bassin arachidier au sud. Cette région du Ferlo est un lieu de naissance et un axe très actif de transhumance et d'acheminement du bétail.

Les systèmes de production, plus particulièrement le pastoralisme, déterminent la démographie sur le bassin versant du Ferlo. Cette région compte plus d'éleveurs que toute autre région du pays. En plus du pastoralisme, l'agriculture et la cueillette constituent aussi des systèmes de production (Sarr, 2009). Selon les activités pratiquées, le Ferlo peut être subdivisé en différentes sous-zones qui sont : une sous-zone Nord pastorale à grande mobilité ; une sous-zone Centre (de transition) agropastorale ; une sous-zone Ouest agricole sous pluie, avec maraîchage et élevage des petits ruminants ; une sous-zone Est agro-sylvo-pastorale et une sous-région Sud dans laquelle l'agropastoralisme est pratiqué (Sarr, 2009; ISRA, 1996).

Le Ferlo est aussi une zone sylvo-pastorale dont les écosystèmes sont au cœur du gradient climatique ouest-sahélien.

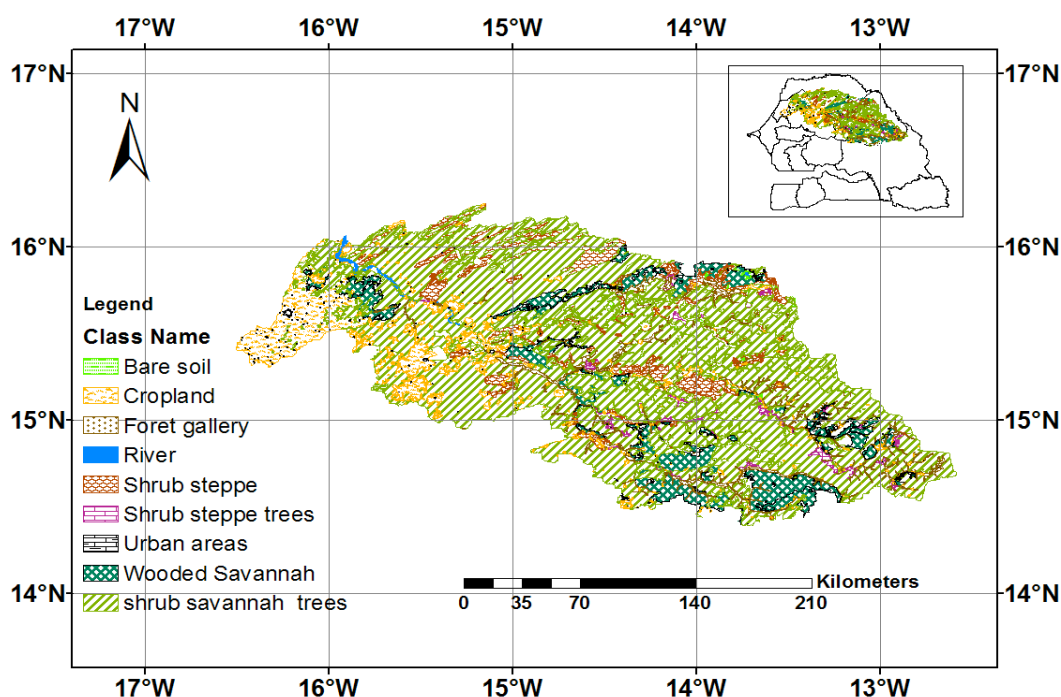


Figure 1.4. Présentation de la zone d'étude le bassin versant du Ferlo avec la carte d'occupation du sol

1.3.2. Géomorphologie

Une succession de dunes et de bas-fonds caractérisent le Ferlo. Leur allure générale s'aplanit progressivement du nord vers le sud pour se terminer par une topographie quasi-plane laissant transparaître les affleurements rocheux de la cuirasse à Linguère (Ferlo ferrugineux) (CSE/ROSELT, 2002). Par rapport aux formations géologiques, le bassin du Ferlo se divise en deux parties : le Ferlo sableux à l'Est et le Ferlo ferrugineux ou cuirassé.

1.3.3. Pédologie

Les deux sous zones Ferlo sableux et Ferlo ferrugineux déterminent le profil pédologique tout au long du bassin versant. On distingue six types de sol sur le bassin versant du Ferlo (Figure 2, PNAT, 1985), dont les plus représentatifs, au nombre de cinq sont les sols ferrugineux tropicaux, les sols hydromorphes, les régosols, les sols rouge bruns et les lithosols.

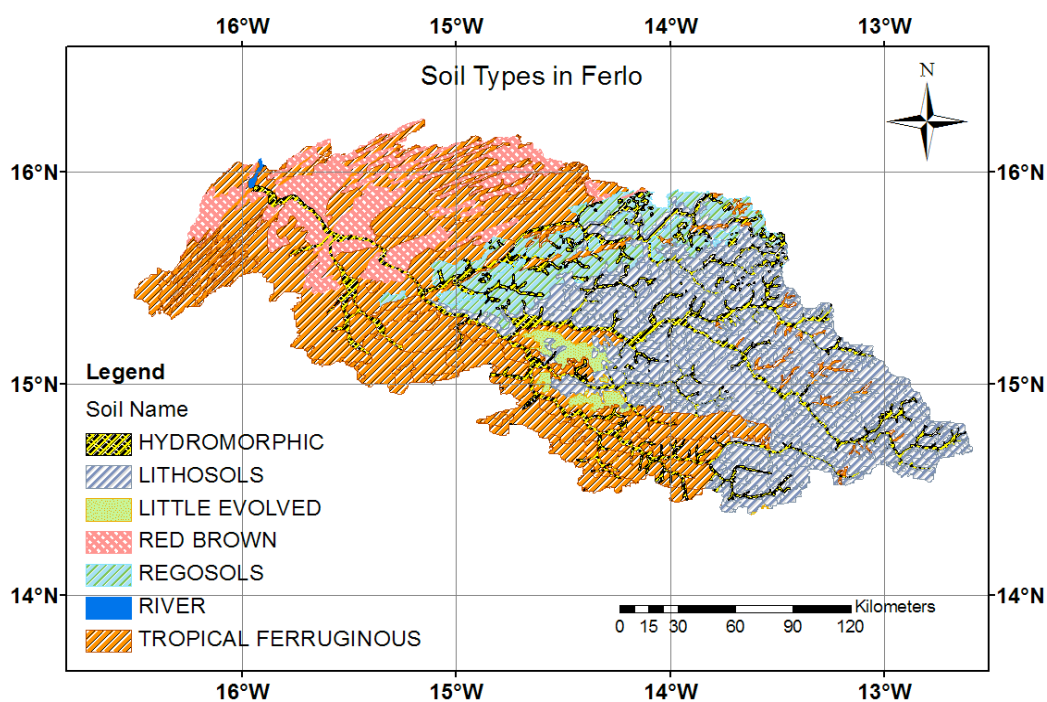


Figure 1.5. Carte des différents types de sol couvrant le bassin versant Ferlo (extrait de la carte pédologique du Sénégal de PNAT, 1985)

Les sols ferrugineux tropicaux

Les sols ferrugineux tropicaux non lessivés se sont constitués pendant la phase sèche de l'Ogolien. Ils ont une coloration jaune ou rouge et sont pauvres en matière organique et en humus. La formation de ces sols s'est effectuée avec libération de fer et de manganèse. Ils présentent une texture sableuse avec une faible capacité de rétention en eau ; ces sols sont par conséquent perméables et bien drainés. Cette perméabilité des sols est essentielle pour la recharge de la nappe.

Les sols ferrugineux sont des sols pauvres en matières organiques et peu profonds. Ils reposent sur les plateaux du Ferlo occidental et septentrional et sont très sensibles à l'érosion hydrique intense. La structure de surface est peu compacte et l'infiltration est bonne. Cependant la présence de cuirasse et d'argile conduit à la stagnation de l'eau dans les zones de dépression en saison des pluies, d'où la naissance de petites mares. Comparés aux sols rouge-brun, la perméabilité et le drainage sont plus faibles.

Les sols rouge-bruns

Ces sols sont caractérisés par des sables meubles, leur teneur en éléments fins est faible et croît peu ou pas en profondeur. Ils ont une faible capacité de rétention mais une bonne perméabilité (Cornet et Poupon, 1977). Sur ces sols la teneur en sable varie très peu dans le profil entre 81 et 85% respectivement sur les moins sableux (à 2m) et plus sableux (à 0.3m), alors que les teneurs en argile et limon varient de façon importante dans les premières couches du sol (Fournier, 1995).

Les sols Hydromorphes

Les sols hydromorphes sont des sols « intra zonaux » (Michel, 1973). Ils sont caractéristiques des « niayes ¹ » au sens strict et se sont formés en présence d'un excès d'eau dans des conditions dites asphyxiantes. Ce sont des sols riches en matière organique et sont de couleur plus ou moins noire. Ils peuvent être légèrement salés à certaines périodes de l'année. La durée et l'intensité de l'hydromorphie peuvent varier suivant la position topographique et le niveau de recharge de la nappe. On retrouve les sols hydromorphes dans les dépressions ou dans les zones où la nappe est assez superficielle. Sur les bassins versant du Ferlo ces sols sont sur les pentes et le long de la vallée de la rivière Ferlo, ils recouvrent la cuvette de la vallée et les zones non inondées sur lesquels le maraîchage est effectué. Ils sont favorables à ces cultures maraîchères. Avec le dépôt de limons et de matières organiques en faible profondeur apportés par la rivière, ces sols ont un excellent potentiel de fertilité.

Les sols Régosols

On les trouve au centre du bassin versant ; ils sont très peu profonds et peu évolués, ils occupent généralement les pentes inférieures en association avec les lithosols.

¹ Les "niayés": sont une zone géographique du nord-ouest du Sénégal, constituée de dunes et de dépressions propices aux cultures maraîchères. Cette étroite bande, d'une longueur de 180 km et d'une largeur variant entre 25 et 30 km, s'étend d'une part entre la presqu'île du Cap vert et la frontière mauritanienne et d'autre part entre la frange littorale appelée grande-côte et, approximativement, la route menant de Dakar à Saint Louis.

Quatre subdivisions administratives se partagent la zone des Niayes : la région de Dakar, la région de Thiès, la région de Louga et la région de Saint Louis.

C'est des sols minéraux bruts d'apport généralement éolien, sur une roche tendre. Ils sont peu fertiles.

Les sols Lithosols

Ce sont des sols minéraux bruts avec un potentiel agricole très médiocre. Ils reposent sur un affleurement rocheux couvrant tout le sud-est du Ferlo. Ils sont très peu épais et limités en profondeur par la cuirasse continue dont les fragments peu altérés constituent l'essentiel du profil.

La répartition de ces différents types de sols subdivisent le Ferlo en deux grands ensembles qui sont le Ferlo sableux (Nord-Ouest) caractérisé par des sols rouge-brun et des sols ferrugineux et le Ferlo cuirassé ou latéritique (Sud-Est) où les dépôts sableux disparaissent au profit de sols gravillonnaires avec, par endroits, des affleurements latéritiques.

1.3.4. Hydrologie

Le Ferlo est une région au climat de type sahélien. Avant son assèchement durant la période 1970 - 2000, le Ferlo était un affluent du fleuve Sénégal. Aujourd'hui, durant la saison des pluies il alimente le lac de Guiers. Ni le Ferlo, ni le lac de Guiers ne contribuent plus directement à l'alimentation du fleuve Sénégal. Les eaux de surface sont ainsi trop limitées pour la satisfaction des besoins en eau des hommes et de leurs animaux. Les eaux souterraines sont exploitées, mais la profondeur des nappes est considérable (entre 20 m dans le meilleur des cas et 150 m) (Ndiaye, 2007).

En ce qui concerne l'hydrologie, on distingue les nappes profondes, appelées aquifères du Maestrichtien et de l'Éocène d'une part et celles dites superficielles ou nappes du Continental terminal et du Quaternaire d'autre part (Michel, 1973).

1.3.4.1. Les ressources en eau souterraine

Les eaux souterraines son contenues dans:

La nappe profonde Maastrichtienne

Les sables maastrichtiens renferment un important aquifère alimentant la presque totalité des forages hydrauliques. Ils ont une puissance de 300 m au niveau du Ferlo, où les perméabilités sont assez bonnes, notamment dans le Nord, avec des valeurs de l'ordre de 10^{-3} ms^{-1} (Audibert, 1970). Le niveau de la nappe est rarement supérieur à

40 m. Cependant dans le Ferlo, le niveau piézométrique s'abaisse rapidement. Au Sud-Est de Linguère, le niveau de l'eau se situe à plus de 100 m de profondeur (Ndiaye 2007). La nappe est aussi alimentée par les crues du fleuve Sénégal et elle est en partie fossile.

Les nappes superficielles ou phréatiques

Elles constituent un système d'aquifères dans lequel nous avons : le Continental Terminal, l'Eocène et le Paléocène. Le Continental Terminal est constitué par une alternance de sables et d'argiles dans sa partie sud, de sables et de grès argileux dans le Ferlo, d'argiles et de sables au nord. Ce dernier sert d'approvisionnement en eau grâce aux puits. L'Eocène et le Paléocène ne sont pas faciles à exploiter à cause de leur formation calcaire et de plus ils sont plus profonds.

Cependant les variabilités pluviométriques affectent le niveau de ces nappes. Ce dernier influe directement sur la végétation et notamment sur les ligneux.

1.3.4.2. Les ressources en eau de surface

Sur le bassin versant du Ferlo, le Lac de Guiers constitue la seule ressource en eau pérenne. Il occupe le centre d'une vaste dépression naturelle de 50 km de long. Sa profondeur ne dépasse pas 2,5 m. À la cote + 1 m, sa surface est de 240 km² pour un volume moyen de 390 millions de m³. À la cote + 2 m, sa superficie atteint 300 km² pour un volume de 600 millions de m³. Le lac de Guiers est alimenté par le fleuve Sénégal auquel il est relié par la rivière canalisée de la Taouey, mais aussi par les eaux venant de la vallée du Ferlo durant la saison des pluies. Sur le plan économique le lac joue un rôle très important car étant le seul réservoir d'eau douce de la région, il approvisionne en particulier la capitale (Dakar), fournissant 30 % de l'eau de consommation. Pompée et traitée sur place dans les usines de Gnith et Keur Momar Sarr, elle est acheminée par une conduite forcée souterraine de 300 km de long.

Cependant, il existe des mares qui sont pour la majorité temporaires avec des durées de vie entre 2 et 5 mois selon leur superficie après la saison des pluies (Ndiaye 2007). Par exemple la mare de Barkedji dont la surface est passée de 26,6 ha (26 août 2003) à 0,3 ha (19 janvier 2004) ; la partie sud-est est la dernière à s'assécher (Ndione *et al.*, 2009). Ces mares sont situées dans des bas-fonds où sont collectées les eaux de pluies. En plus des forages, ces mares demeurent les seules sources d'approvisionnement en

eau entre juillet et février. Elles permettent ainsi aux populations de disposer de l'eau de boisson mais également d'abreuver le bétail (Ndione *et al.*, 2009).

1.3.5. Les formations végétales

1.3.5.1. Physionomie de végétation

La végétation dans le domaine sahélien Sénégalais atteint son maximum de croissance en fin de saison des pluies aux environs du mois de septembre. Sur le bassin versant du Ferlo, la végétation varie selon le type de sol et en fonction du gradient climatique. Cette végétation se présente sous forme de tapis herbacé plus ou moins continu pouvant atteindre 60 cm à 1 m (Cornet et Poupon, 1977) parsemé d'arbres. La strate arborée a une influence importante sur le développement des herbacées, elle influence la structure spécifique, la richesse floristique et la production de phytomasse (Grouzis *et al.*, 1991). La strate herbacée est composée essentiellement d'espèces annuelles. Du nord vers le sud du bassin la transition se fait peu à peu de la pseudo-steppe arbustive vers une savane arbustive à arborée plus dense.

La steppe arborée et arbustive : est le type de végétation le plus largement répandu sur les sols sablonneux dans cette région du Ferlo. Il se caractérise par l'existence d'une strate arbustive ou arborée très ouverte, souvent épineuse, parsemant un tapis herbacé discontinu à base de graminées annuelles

La savane arborée et arbustive : est une formation issue de la dégradation des forêts claires et, bien souvent, maintenues en l'état par les feux de brousse ; elles sont de très loin les formations végétales les plus fréquentes de l'ensemble des régions littorales. Elles sont caractérisées par une strate continue de graminées parsemée par une strate ligneuse ouverte. Leur couvert dépasse rarement les 15%

1.3.5.2. Composition de la végétation

Dans cette région, le climat joue un rôle important dans la composition floristique de la végétation. Cependant selon le type de sol les espèces végétales sont réparties le long du bassin versant ainsi :

a- Ferlo sableux: cette partie est caractérisée par une végétation de pseudo-steppe arbustive avec une dominance d'*Acacia tortilis* et *balanites aegytiaca*. Selon les types de sol et la topographie, certaines espèces dominantes telles que *Acacia senegal* et *commiphora* apparaissent. Les graminées dominantes sont *Cenchrus biflorus*,

Schoenefeldia gracilis et *Dactyloctenium aegyptium* (Thèse Ba, 2008). Dans cette partie du Ferlo, les sols Ferrugineux tropicaux faiblement évolués et les sols rouges brun sont utilisés respectivement pour la culture de l'arachide et du mil, de niébé également.

b- Ferlo cuirassé ou latéritique: cette région est constituée par une strate ligneuse dense avec une dominance de l'espèce *Pterocarpus lucens*. On y retrouve aussi les espèces comme *Acacia seyal*, *Combretum micrathum* (kinkéliba), *C. nigricans*, *Guiera senegalensis*, *Feretia apodanthera* et *Grewia bicolor*.

Ligneux	<i>Balanites aegyptiaca</i> :	feuillage vert pendant et à la fin de la saison sèche. Une floraison sans époque fixe et très peu exigeant au sol (H. J. Von Maydell; 1990). Le feuillage apparaît en fin de saison des pluies, vers le mois octobre, avec souvent, deux générations de feuilles qui chevauchent (Poupon 1979). La phase reproductive démarre pratiquement avec la feuillaison et peut se poursuivre sur 10 à 12 mois. Le rythme phénologique affecté par la sécheresse (Poupon ; 1979) (Fournier ; 1995). La feuillaison démarre en pleine saison sèche avec souvent une reprise de la formation foliaire alors que la chute des anciennes feuilles n'est pas encore terminée (Poupon, 1980). La floraison s'étale de novembre à mars (Fournier, 1995)
	<i>Boscia senegalensis</i> :	sols très secs, rocheux, argileux, pierreux ou latéritiques (H. J. Von Maydell; 1990). Le feuillage permanent, non épineux (Fournier ; 1995)
	<i>Acacia raddiana</i> :	Il est fréquent dans les zones les plus sèches le long des cours d'eau temporaires, sur des sols à la fois légers et bien drainés comme les Ferrugineux tropicaux. Le début de la feuillaison a souvent lieu avant l'arrivée des premières pluies (Fournier; 1995). Son maximum de feuillaison en octobre et ne se défeuille pas totalement en saison sèche
	<i>Sclerocarya birrea</i> :	La floraison a lieu durant la saison sèche lorsque les arbres sont dépourvus de feuilles
	<i>Calotropis Procoda</i> :	Floraison pendant toute la saison sèche (H. J. Von Maydell; 1990) sur des sols fortement dégradés
	<i>Combretum glutinosum</i> :	Il perd ses feuilles quelques mois pendant la saison sèche. La floraison a lieu en saison sèche après les feux de brousse auxquels il résiste très bien. Une fois établi quelque part, il forme facilement des peuplements denses. Il est particulièrement résistant à l'aridité, survivant là où des graminées ne pourraient le faire, et repousse très vite après les feux. Il est souvent grégaire sur les sols sableux et dégradés.
	<i>acacia senegal</i> :	Espèce très résistante au sec (Von Maydell; 1990) préfère sols sableux comme rouge-brun et ferrugineux tropicaux. Cette espèce fleurit avant et pendant la saison des pluies de mai à août et une seule fois en début de saison des pluies avec une seconde floraison possible en janvier-février au Ferlo (Poupon, 1980; Fournier; 1995)

Tableau 1: Répartition des espèces végétales dans la partie Ferlo sableux sur le bassin versant du Ferlo

Herbacées	<i>Guiera senegalensis:</i>	Sur des sols sableux dans des endroits secs, le feuillage reste longtemps pendant la saison sèche (H. J. Von Maydell; 1990)
	<i>Schoenefeldia gracilis :</i>	espèce annuelle
	<i>Zornia glochidiata:</i>	est une bonne plante fixatrice des sols, Plante herbacée annuelle à tiges érigées ou décombantes. Les plantes de <i>Zornia glochidiata</i> fanent après la saison des pluies et se désintègrent rapidement. Elle est retrouvée autour des points d'eau dans le Ferlo
	<i>Cenchrus biflorus:</i>	persiste jusqu'à la fin de la saison sèche, graminée annuelle, généralement sur des sols sableux secs et dans des zones cultivées
	<i>Aristida mutabilis:</i>	espèce annuelle, une floraison après la saison de mousson. L'herbe se dessèche 2 mois après son apparition. La phase végétative se produit en saison des pluies
	<i>Aristida adscensionis:</i>	espèce annuelle, floraison entre Février et Juin
	<i>Dactyloctenium aegyptium :</i>	espèce annuelle, sur sol sableux. Elle fleurit en Août dans le Sahel.
	<i>Eragrostis tremula:</i>	espèce annuelle, avec une floraison qui commence quelques jours après les premières pluies. La phase végétative dure 19-35 jours et il y a peu de croissance végétative après le démarrage de la floraison.

Tableau 2: Répartition des espèces végétales dans la partie Ferlo cuirassé sur le bassin versant du Ferlo

Ligneux	<i>Combretum glutinosum</i> :	elle perd ses feuilles quelques mois pendant la saison sèche. La floraison a lieu en saison sèche après les feux de brousse auxquels il résiste très bien. Une fois établi quelque part, il forme facilement des peuplements denses. Il est particulièrement résistant à l'aridité, survivant là où des graminées ne pourraient le faire, et repousse très vite après les feux. Il est souvent grégaire sur les sols sableux et dégradés.
	<i>Commiphora africana</i> :	véritable détecteur d'humidité. Sensible à l'arrivée du premier souffle d'humidité, c'est à dire le renversement du sens des vents. Ses feuilles ne peuvent vivre qu'en air humide : elles sont très sensibles à la sécheresse et dès la fin de la saison des pluies elles se dessèchent. Elle résiste à la saison sèche en déformant ses branches (Clanet et Gillet,1980)
	<i>Combretum nigricans</i> :	Sur sols argileux, latéritiques (Von Maydell)
	<i>Pterocarpus lucens</i> :	leur floraison de janvier à juin (Von Maydell)). c'est un arbre qui conserve souvent son feuillage jusqu'à la seconde moitié de la saison sèche. Il fleurit à la fin de la saison sèche, juste avant la sortie des nouvelles feuilles, ou bien les fleurs sortent en même temps que les jeunes feuilles. Il préfère les sols sableux profonds, mais également les sols argileux
	<i>Dalbergia melanoxylon</i> :	Les semis forment un système racinaire étendu, qui leur permet de survivre durant la longue saison sèche et en cas de feu. Les arbres perdent leurs feuilles durant la saison sèche, et la nouvelle pousse commence au début de la saison des pluies.
	<i>Acacia seyal</i> :	Sur des sols argileux, elle supporte aussi bien les inondations que les sécheresses périodiques. Se rencontre près des mares et des bas-fonds (Von Maydell))
	<i>Ziziphus mauritiana</i> :	supporte les grandes chaleurs et la sécheresse. Sur des sols temporairement inondés. Floraison de Octobre à Janvier (Von Maydell, 1990 ; Fournier, 1995). Fructification dès la 4ème année. Plein de rendement dès la 10 à 12ème année (Von Maydell).
Herbacées	<i>Eragrostis tremula</i> :	espèce annuelle, avec une floraison qui commence quelques jours après les premières pluies. La phase végétative dure 19-35 jours et il y a peu de croissance végétative après le démarrage floraison.
	<i>Schoenefeldia gracilis</i> :	herbe annuelle
	<i>Andropogon pseudapricus</i> :	graminée annuelle ou vivace ; pousse sur des sols latéritiques superficiels, sableux ou graveleux
	<i>Spermacoce stachydea</i> :	est une espèce annuelle. Elle se multiplie par graines. Elle est très rare sur les sols argileux humides. La germination a lieu dès les premières pluies du mois de mai et se prolonge jusqu'en juin
	<i>Schizachyrium</i>	exilé
	<i>Pennisetum pedicellatum</i> :	herbacée annuelle
	<i>Zornia glochidiata</i> :	légumineuses non pérennes, là où Zornia domine dans les pâturages loin des points d'abreuvement, la disponibilité en eau est faible. La végétation y démarre tardivement.
	<i>Loudetia togoensis</i> :	graminée annuelle, sur des sols argileux

L'agriculture est dominée par les cultures pluviales avec des tentatives de cultures maraîchères. Une production céréalière suffisant à peine à 36% des besoins, avec

d'autres types de cultures comme le niébé (*Vigna unguiculata*), l'arachide (*Arachis hypogea*), l'hibiscus et le béréf. Le système de cultures, très peu performant, est caractérisé par une faible utilisation de fertilisants organiques et de produits phytosanitaires, le manque de technicité et l'usage de matériel rudimentaire. L'association mil-béréf est très répandue. Cette pratique permet en année de faible pluviosité de récolter beaucoup de béréf à la place du mil, le béréf (sorte de pastèque) étant peu exigeant en eau (Diop *et al.*, 2002).

1.3.6. Le Climat

Le Ferlo est caractérisé par un climat tropical semi-aride de type sahélien sec. Ce bassin versant est une zone de transition entre les domaines sahéliens et soudaniens. Le climat sur le bassin est gouverné par les paramètres comme la température, l'humidité relative, les vents et la pluviométrie.

a- La température

Elle est généralement élevée et varie entre un minimum de 18°C en janvier et un maximum qui peut dépasser 40°C en mai avant le démarrage des précipitations et baisse légèrement avec l'influence de la mousson. Les températures très élevées accélèrent l'évapotranspiration qui impacte négativement sur les herbacées. L'évaporation entraîne un important déficit hydrique qui explique le caractère très ouvert des formations végétales.

b- L'humidité

Dans cette région de climat continental les influences océaniques sont très réduites. L'humidité atteint un minimum en janvier et son maximum au mois de septembre avec des variations journalières très importantes. L'insolation est forte et donc l'évaporation élevée.

c- Le vent

Les vents sont fréquents et se présentent en trois types de flux de circulation :

- *Les alizés continentaux ou harmattan* : En saison sèche, principalement en avril et mai, l'harmattan (vent du NE) chaud et sec souffle sur la région. Il correspond à la branche méridionale des flux de l'agglutination anticyclonique « saharo-méditerranéenne ». Il se traduit par une forte amplitude thermique journalière. A son passage l'alizé continental provoque de fortes valeurs de l'évaporation.

- Des masses d'air humide de secteur N ou NW, s'installent dans la zone en janvier et février, pouvant provoquer du brouillard, de la rosée et même parfois des chutes de pluies (appelées « pluies hors saison » ou « Heug »).
- *Le flux de mousson* : Les vents de mousson provenant du SW soufflent essentiellement en juillet, août et septembre. Ils emmènent de l'air très humide, source de pluies.

La convergence entre l'harmattan et le flux de mousson marque l'emplacement du Front Intertropical qui représente la trace au sol de la ZCIT.

1.4. Variations des précipitations au Ferlo

1.4.1. Variations inter annuelles des précipitations sur le Ferlo

La variabilité interannuelle des précipitations peut indiquer les périodes sèches ou humides dans une décennie. Le Barbé et Lebel 1997 ont montré que la variabilité interannuelle des pluies dans les zones sahéliennes résultait du nombre de systèmes convectifs plutôt que leur efficacité de générer de la pluie. Par rapport aux données in situ dont nous avons disposé, l'analyse des variations inter annuelles des précipitations est effectuée. Avec la collaboration du CSE, nous avons disposé d'une série de données in situ sur différentes stations sur le Ferlo sur la période 1961 à 2009. Pour couvrir tout le bassin versant du Ferlo, 3 stations pluviométriques ont été choisies. Ces stations sont choisies pour la disponibilité de leurs données jusqu'en 2009 même s'il y a des années manquantes mais aussi de par leur position géographique le long du bassin : la station pluviométrique de Sagata-Louga localisée au nord (16.18°W et 15.28°N), celle de Barkedji située au centre du bassin (14.87°W et 15.28°N) et Ranérou vers le sud-est (13.97°W et 15.3°N) (figure 1.2). Ainsi pour estimer la variabilité inter annuelle sur le Ferlo depuis 1961, nous analysons le cumul sur les différentes et sur chacune des stations considérées (figure 1.3). Pour évaluer la disponibilité des données sur toute la série, c'est à dire repérer les biais journaliers, mensuels ou annuels, les cumuls des trois stations sont comparés (figure 1.3).

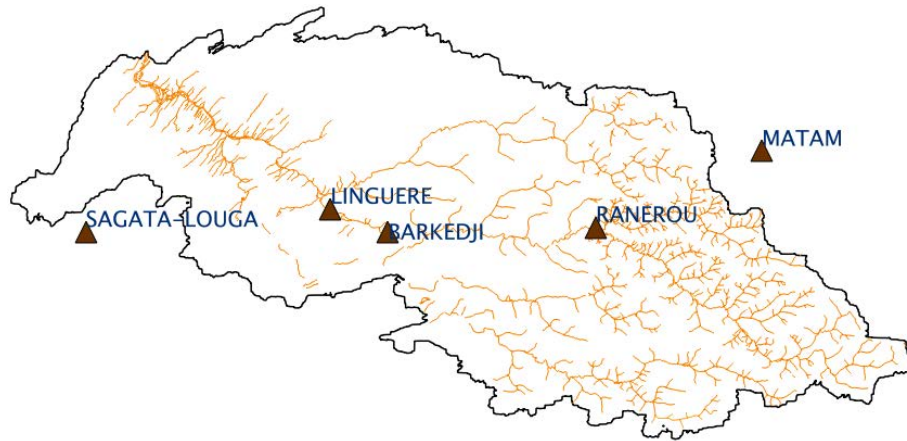


Figure 1.6. Localisation des stations pluviométriques de notre base de données qui contiennent des données jusqu'aux années 2000 sur le bassin versant du Ferlo

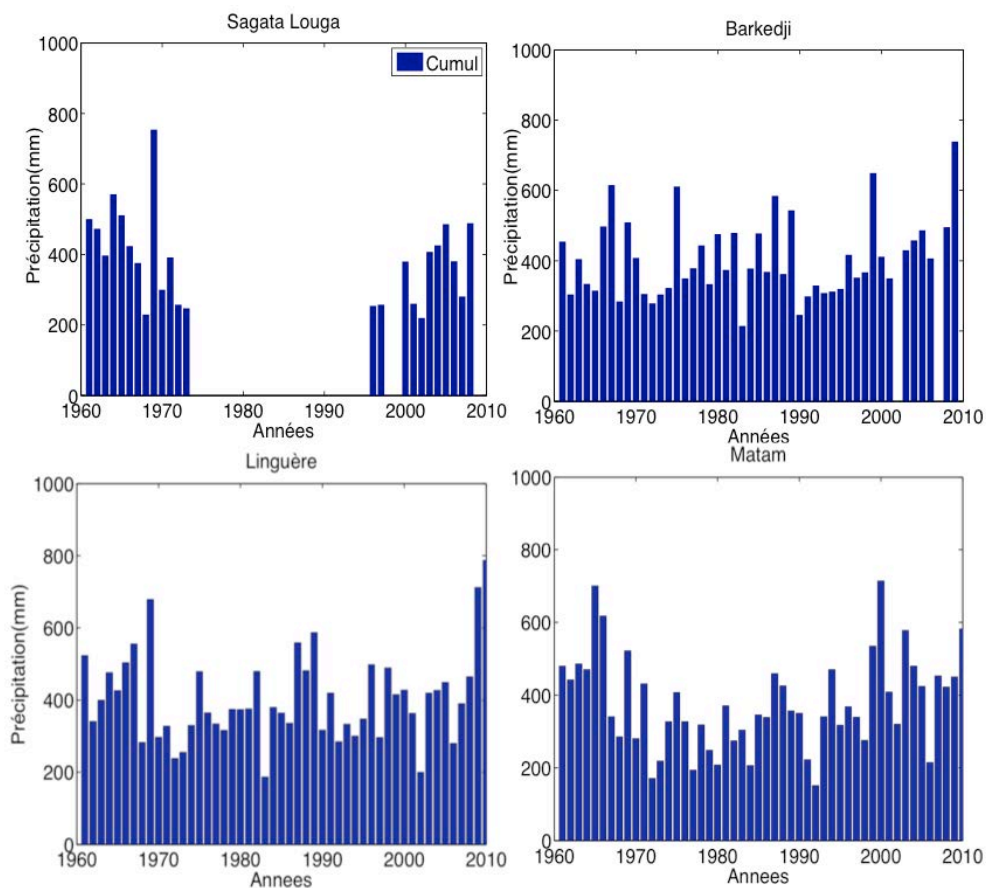


Figure 1.7. Variations inter annuelles de la pluviométrie sur le Ferlo de 1961 à 2009 pour les stations pluviométriques de Sagata-Louga, Barkedji, Linguère et Matam

La figure 1.7 montre des variations inter annuelles assez similaires entre les stations avec des années plus humides que d'autres. Cette figure montre aussi deux phases de baisse du cumul des précipitations correspondant aux périodes déficitaires sur le Ferlo qui sont situées une à la fin des années 1970 et une autre à partir de 1991. Cette période est caractérisée aussi par deux périodes très humides: fin des années 1980 et

après 1992.

Si l'on considère les années complètes entre 2000 et 2009 sur toutes les stations confondues, la station de Barkedji présente des cumuls de pluie respectivement entre 349 et 739 mm/an, pour la station de Matam ce cumul varie entre 215 et 714 mm/an avec plus d'événements enregistrés sur Ranéro. Seules sur 2 stations, la série est complète (Linguère et Matam) et les autres sont pleines de données manquantes. Pour mieux caractériser la variabilité de pluie sur chacune des 4 stations, il est nécessaire d'estimer le nombre d'événements pluvieux correspondant. Ainsi, le nombre observations annuelles c'est à dire le total des événements journaliers de Juin à Octobre et le cumul de pluie durant cette période de la saison sont analysés (figure 1.8).

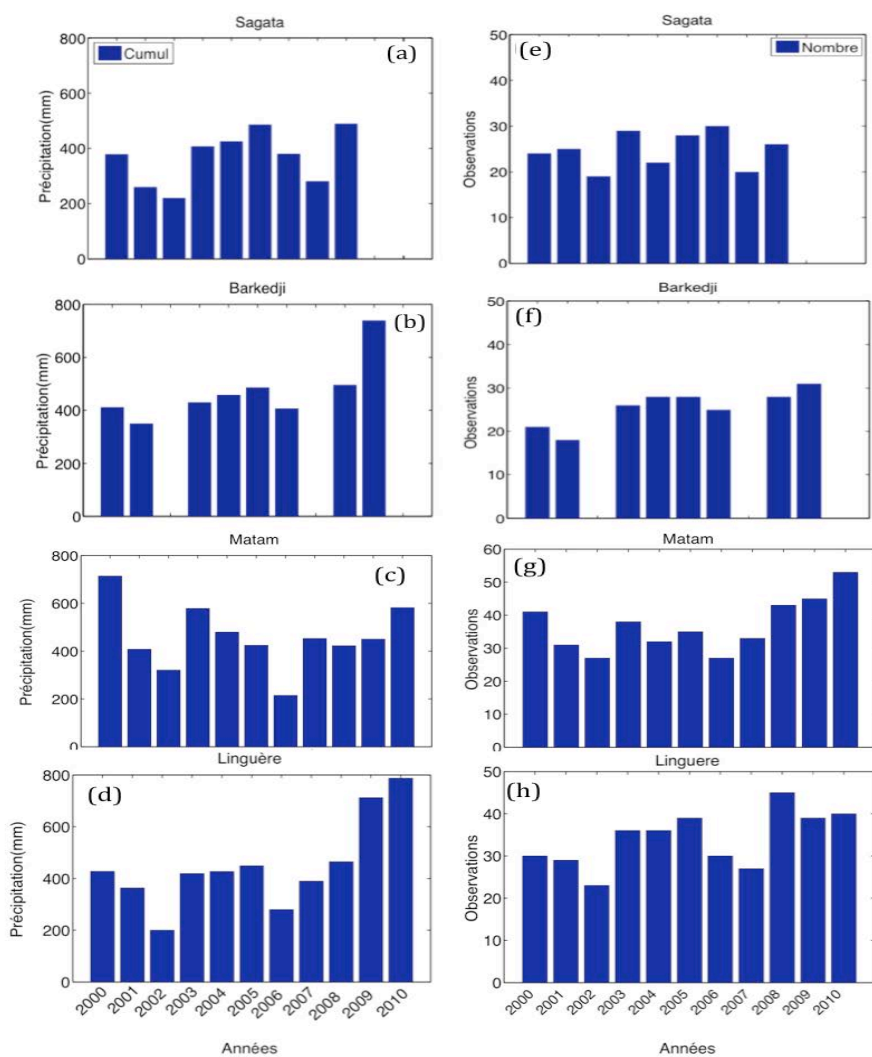


Figure 1.8. (a, b, c et d) Inter Comparaison du cumul de pluie (e, f, g, h) Nombre d'observations pluvieuses durant la saison des pluies de Juin à Octobre entre les 5 stations de 2000 à 2010

La comparaison entre les cumuls sur les 4 stations de 2000 à 2010, montre sur les stations avec peu ou bien sans données manquantes, une variabilité inter annuelle assez cohérente les mêmes périodes d'années humides et sèches. A partir de l'année 2000 la reprise de la pluviométrie est bien notée, cette période étant caractérisée par une forte variabilité (succession d'années sèches et humides). Les années sèches ne sont pas consécutives comme avant 2000 (cf. figure 1.6). La distribution spatiale de la pluviométrie est inégale le long du bassin, avec un cumul plus fort sur la station de Matam située à l'est et plus faible sur Sagata à l'ouest alors que la station de Barkédji et Linguère au centre restent entre les deux extrêmes.

Cependant par rapport à la disponibilité des données, on note des ruptures sur la décennie avec des données manquantes sur certaines années et pour certaines stations.

La figure 1.8 e, f, g et h montre une variation de façon aléatoire du nombre de pluies journalières observées durant chaque année dans les différentes stations. En comparant le nombre d'événements et le cumul, on observe qu'en plus de l'intensité des événements pluvieux, le cumul dépend fortement du nombre d'événements. En moyenne sur le bassin Ferlo le nombre d'événements pluvieux est sensiblement égal à 25 événements par année sur la partie ouest et 40 sur la région plus à l'est.

Ces variations sur le nombre d'événements pluvieux sont aussi affectées par les données manquantes à l'intérieur même de la saison des pluies. Ces données manquantes constituent un véritable problème dans les mesures au sol.

1.4.2. La variabilité intra saisonnière

La variabilité saisonnière correspond aux fluctuations à l'intérieur de la saison. Il s'agit des occurrences de phases sèches ou de réduction des précipitations et de phases humides durant la saison des pluies. C'est entre les mois de Juin à Octobre que l'essentiel des précipitations est enregistré, avec un maximum de pluie tombée observé au mois d'Aout.

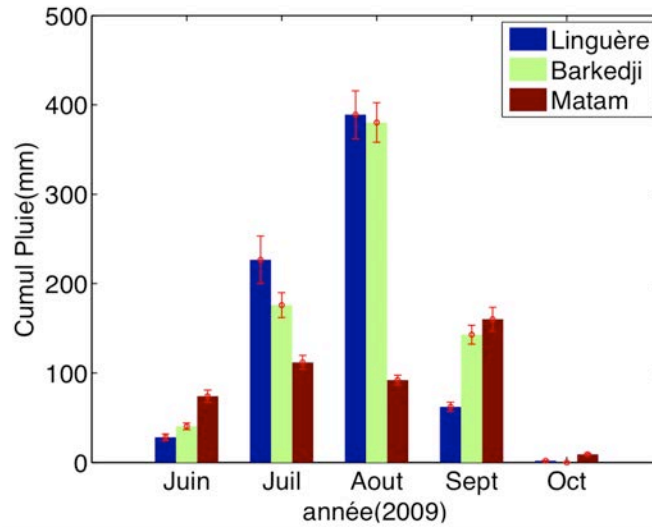


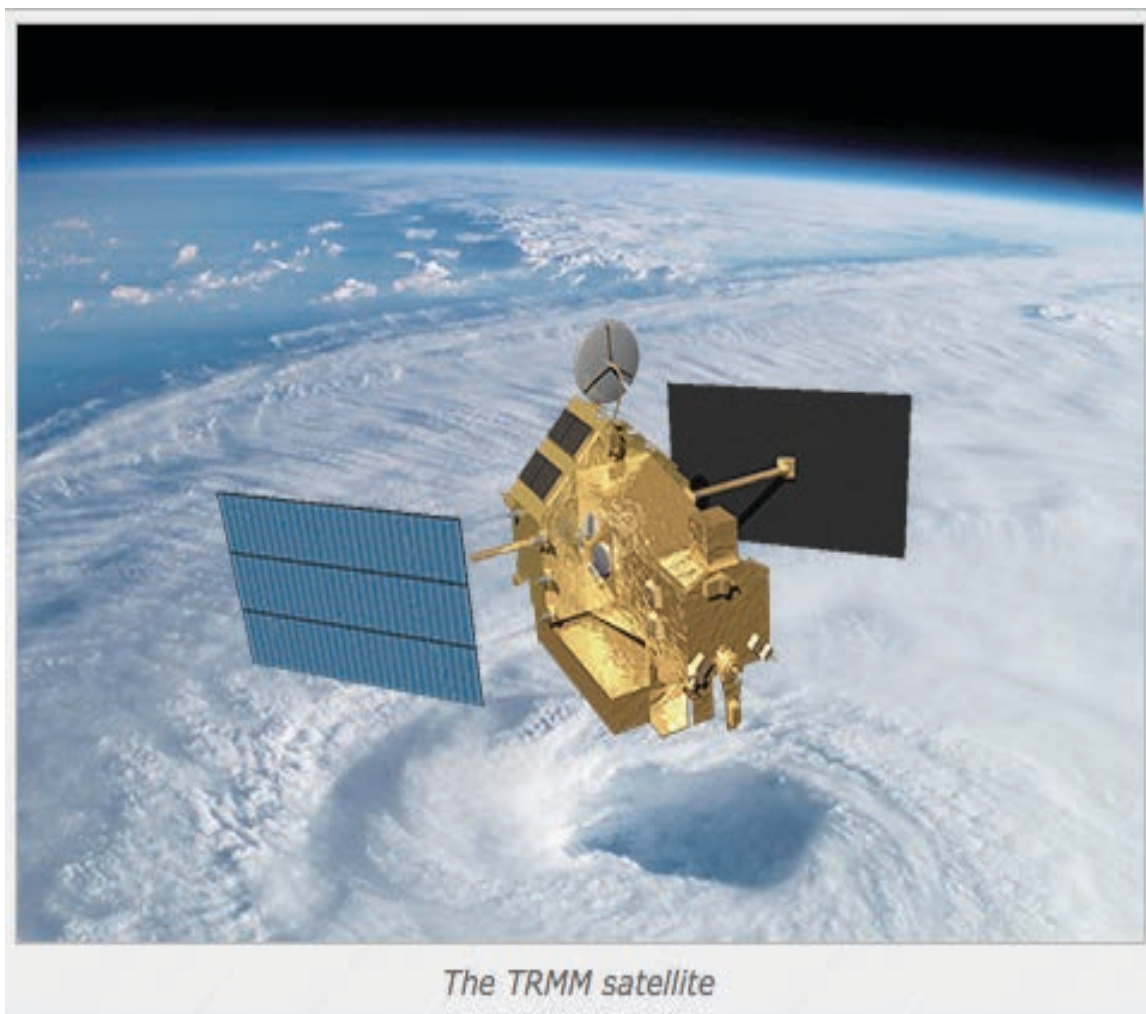
Figure 1.9. Inter comparaison des variations intra saisonnières des cumuls mensuels de la pluie journalière et de l'écart type (en tirets rouge) de juin à octobre durant la saison 2009 pour les stations de Linguère, Barkedji et Matam.

Les variations des cumuls mensuels (figure 1.9) montrent une distribution progressive des précipitations durant la saison de Juin à Octobre en 2009. Le cumul de pluie maximum est atteint au mois d'Août pour les stations de Linguère et Barkédji alors que pour Matam ce maximum est observé en Septembre. Ce décalage du maximum est dû à des données journalières manquantes ou des erreurs de mesure au courant du mois d'Août sur cette station. Les variations de l'écart type montrent une dispersion assez au cours des mois les plus humides comme juillet et aout.

Malgré les biais dans les observations, les précipitations avec les mesures in situ sur cette région sont caractérisées par une forte variabilité. Elles décrivent à peu près de façon cohérente les grandes périodes de sécheresse qu'a connues le Sahel. Les années humides et sèches durant la décennie 2000 à 2010 sont bien visibles. Avec ces stations qui sont situées de part et d'autre du bassin, la distribution spatiale du cumul de pluie décrit un gradient est-ouest est observé. Les données de pluviomètres sont peu nombreuses dans le Ferlo du fait de la faiblesse du réseau de mesure par rapport à la surface du bassin versant. Sur la majeure partie du Sahel, les pluviomètres sont rares et de fiabilité variable, avec des mesures pas toujours facilement disponibles (Adeyewa et Nakamura, 2003; Nicholson *et al.*, 2003a). Cependant la-non disponibilité de ces mesures au sol nous a conduit à l'utilisation des données de la télédétection.

Chapitre 2.

Présentation des données et méthodes utilisées



Introduction

La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Elle est aussi l'ensemble des techniques qui permettent par l'acquisition d'images d'obtenir de l'information sur la surface de la terre de l'atmosphère et des océans sans contact direct avec ces derniers. La télédétection englobe tout les processus qui consistent à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente pour ensuite le mettre en application.

Le rayonnement électromagnétique : selon la théorie corpusculaire de la lumière, il peut être considéré comme un flux de particules élémentaires appelés photons. Selon la théorie ondulatoire, il est composé de deux champs électrique et magnétique perpendiculaires et se déplaçant à la vitesse de la lumière. L'onde électromagnétique est caractérisée par sa longueur et sa fréquence. La longueur d'onde étant la distance entre deux points homologues (deux crêtes ou deux creux) (λ (m)). La fréquence est le nombre d'oscillations par unité de temps (ν (Hz)).

Interaction rayonnement électromagnétique-matière : le rayonnement qui traverse l'atmosphère subit des interactions avec les particules atmosphériques et il se produit deux phénomènes majeurs, la diffusion et l'absorption. La diffusion, elle correspondrait à des phénomènes de réflexion multiples entre le rayonnement et les particules atmosphériques selon la longueur d'onde et les dimensions de ces obstacles. L'absorption, quant à elle, est un phénomène lié aux niveaux d'énergie des composantes de l'objet absorbant. Le rayonnement absorbé modifie l'énergie interne des molécules et se manifeste par une augmentation de leur température.

Sur la surface terrestre le rayonnement électromagnétique est réfléchi, absorbé et transmis dans des proportions variables.

2.1. Acquisition des données de la télédétection

Dans la télédétection les plates formes utilisées sont diverses (au sol, ballons, avions, et satellites). Lorsque la source illuminant la cible est indépendante du capteur elle est dite passive en général cette source est le soleil (ou la terre dans le cas de l'IR et les micro-ondes). C'est le cas des satellites LANDSAT (Land Satellite), SPOT (Satellite

Pour l'Observation de la Terre) etc... Elle est active dans le cas contraire exemple le LIDAR (*LIght Detection And Ranging*) qui utilise une source laser, le RADAR (*RAdio Detection And Ranging*) avec une source hyperfréquence.

2.2. Les satellites d'observation

En orbite, ils sont de trois types :

- Géostationnaire : une orbite équatoriale et circulaire à une altitude d'environ 36000 km. Le satellite se déplace à la même vitesse angulaire et dans le même sens que la terre et observe en permanence la même région.
- Héliosynchrone : une orbite circulaire avec le plan de l'orbite du satellite qui est réglé de manière à observer régulièrement un point particulier à la même heure locale solaire. Ces satellites permettent d'avoir une bonne résolution même en micro-ondes car l'altitude est relativement basse (300 à 1500 km).
- L'orbite circulaire quelconque qui offre l'avantage de passer à la même altitude au dessus d'un point de la terre à des heures différentes.

Un capteur de télédétection au sol ou embarqué est caractérisé par trois types de résolution :

- La résolution spectrale : elle correspond aux bandes de longueurs d'onde auxquelles les capteurs sont sensibles.
- La résolution spatiale : c'est la surface élémentaire d'échantillonnage observée instantanément par le capteur. Elle correspond au pixel.
- La résolution temporelle : étant la période entre deux acquisitions de la même scène. Contrairement aux précédentes, elle ne dépend pas du capteur mais de l'orbite et du mode de manœuvre du satellite.

2.3. Présentation générale des données et Méthodes utilisées

Cette partie présente les données utilisées au cours de cette étude et les méthodes appliquées pour l'analyse de ces données. Pour la réalisation de cette étude, les données satellitaires ont servi de base de données. Ces données concernent le cycle de l'eau (précipitation et humidité du sol) et la végétation.

2.3.1 Données hydrométéorologiques

2.3.1.1. Les données de précipitation

Après l'évaluation des données in situ (Chapitre 1), l'utilisation d'estimations des précipitations par satellites s'est donc imposée, bien que la fiabilité de ces données soit toujours discutée. Ainsi dans cette étude les deux produits de satellite utilisés sont TRMM3B42 avec une résolution 25 km et RFE2.0 avec une résolution de 1 km.

Le choix de ces produits est basé sur le fait que leur domaine spatial couvrant notre région d'étude et sur leur fréquente utilisation par la communauté scientifique. Le produit TRMM3B42 couvre toute la bande tropicale et est utilisé pour la plupart des études climatiques sur les régions tropicales. Pour la caractérisation des précipitations sur une région du Brésil, Arvor *et al.*, (2008) ont utilisé les données de TRMM3B42 qui ont été validées par des indices statistiques. Zhang *et al.*, (2005) ont étudié la réponse de la phénologie de la végétation aux précipitations sur la base du produit TRMM3B42 malgré leur faible résolution. Le produit RFE2.0 conçu uniquement pour le continent africain est utilisé dans plusieurs domaines scientifiques tels que le domaine médical comme l'illustre l'étude clinique de Schiff *et al.*, (2012) réalisée en corrélant des données RFE2.0 avec des cas traités de l'hydrocéphalie.

- le produit TRMM3B42 v7

TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) est un satellite de recherche destiné à l'étude de la distribution et de la variabilité des précipitations dans les tropiques dans le système climatique actuel. En couvrant les régions tropicales et sub-tropicales de la Terre, le satellite TRMM fournit des informations sur les précipitations et le dégagement de chaleur associé qui contribue à alimenter la circulation atmosphérique globale.

Le satellite a été lancé en 1997 en partenariat entre *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) and *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). Il embarque plusieurs instruments, dont deux directement utilisés pour les précipitations. Le *Precipitation Radar* (PR) peut détecter toute la colonne de précipitation, donnant des informations sur l'intensité et la distribution de la pluie, le type de la pluie, de la profondeur de l'orage et la hauteur à laquelle la neige fond en pluie. Le PR est capable de détecter des taux de pluie d'environ 0.7 millimètres par heure. Le *Precipitation Radar* a une résolution horizontale au sol de cinq kilomètres et

une fauchée de 247 km. Le PR a été construit par l'Agence nationale de développement spatial (JAXA) du Japon. Le TRMM Micro-ondes Imager (TMI) mesure l'énergie micro-onde émise par la Terre et son atmosphère. TMI est en mesure de quantifier la vapeur d'eau, l'eau des nuages, et l'intensité des précipitations dans l'atmosphère (<http://pmm.nasa.gov/TRMM/>).

Les mesures de précipitations TRMM ont apporté et continuent d'apporter des contributions critiques à la prévision des cyclones tropicaux, la prévision numérique du temps, et la climatologie des précipitations, parmi beaucoup d'autres sujets.

Le produit TRMM3B42 est disponible à une résolution spatiale de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ avec un pas de temps de 3h. Il couvre la bande 50°N - 50°S . L'algorithme de pluie 3B42 utilise une combinaison optimale de données de TRMM et de plusieurs capteurs micro-ondes (AMSU-A/B, SSMI, AMSR-E) et un ajustement des températures de brillance IR des satellites météorologiques géostationnaires (Huffman et Bolvin, 2015; Huffman et al, 2007). Au fil des années, le produit TRMM3B42 dont la première version était disponible depuis janvier 1998 a connu des améliorations. Depuis, le produit a fait l'objet de beaucoup d'études. Sur l'Afrique de l'Ouest, on a utilisé 920 stations de pluviomètres pour évaluer le produit TRMM ; leurs résultats ont montré un excellent accord entre les précipitations de satellite et celles mesurées in situ aux échelles temporelles et spatiale (Nicholson *et al.*, 2003). La performance de TRMM a été mesurée sur l'Afrique (Adeyewa et Nakamura, 2003) et en particulier sur l'Afrique de l'Ouest (Nicholson *et al.*, 2003b).—Selon (Huffman *et al.* (2007, 2010); Huffman et Bolvin, 2013) les estimations de précipitation 3B42 sont produites en quatre étapes: d'abord les estimations micro-ondes de précipitations sont calibrées et combinées; les estimations de précipitations infrarouges sont créées en utilisant les précipitations micro-ondes calibrées, puis les estimations micro-ondes (HQ) et infrarouge (IR) sont combinées et l'ensemble ajusté sur des données mensuelles. En ce qui concerne la version 7 qui est utilisée dans cette étude, plusieurs modifications ont été incorporées (Huffman *et al.*, 2007, 2010). Les données TMI ne sont plus entrées aux produits TRMM car elles ont été abandonnées (Huffman et Bolvin 2015). La base de données TRMM-3B42 est largement utilisée (Arvor *et al.*, 2008; Javanmard *et al.*, 2010). Le TRMM3B42 a servi d'entrée de modèle pour prévoir les inondations (Li *et al.*, 2009). Les analyses ont montré que la base de pluie TRMM

avait une bonne pertinence pour estimer les précipitations intenses des cyclones tropicaux (Chen *et al.*, 2013).

La base de données TRMM3B42 utilisée dans cette étude couvre la période 2000 à 2010.

- *le Produit RFE2.0*

RFE2.0 (*African Rainfall Estimation Algorithm Version 2*) développé par le CPC (*Climate Prediction Center*) de la NOAA a une résolution de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ et est journalier (Xie et Arkin, 1996). La version 2.0 remplace la version 1.0 en Janvier 2001. Le produit est disponible pour le continent africain, entre 40°S et 40°N et entre 20°W et 55°E . RFE 2.0 utilise des techniques supplémentaires pour mieux estimer les précipitations : il combine l'utilisation du CCD (*Cold Cloud Duration*), dérivé de la température du sommet des nuages), et les données de stations de pluviomètres, en plus des micro-ondes passives (AMSU, SSM/I). Les données infrarouges de Météosat 7 sont acquises à des intervalles de 30 minutes, et les zones représentant la température du sommet des nuages de moins de 235°K sont utilisées pour estimer les précipitations convectives. Les estimations SSM/I sont acquises à intervalles de 6 heures, alors que les estimations de précipitations AMSU sont disponibles toutes les 12 heures. Depuis Juin 2001, les données AMSU- B seront intégrées à RFE 2.0. Comme pour SSM/I, les taux de pluie AMSU-A sont fondés sur un algorithme de diffusion sur la terre et un algorithme d'émission sur l'océan (Zhao *et al.*, 2000). Chaque type d'observation satellite est converti en pluie estimée en utilisant son algorithme approprié, les pondérations sont calculées pour chaque pluie puis comparées aux pluies mesurées afin d'enlever l'erreur aléatoire. La distribution des précipitations obtenue à partir des mesures de pluviomètres permet de corriger les biais systématiques. Les pluviomètres du réseau GTS (Global Telecommunication System) constitué de plus de 1000 pluviomètres sur le continent Africain sont utilisés dans cet algorithme.

Ce produit est utilisé dans la plupart des études en Afrique et plus particulièrement au Sahel (Pierre *et al.*, 2011).

Ces deux produits ont déjà démontré de bonnes aptitudes sur la ceinture sahélienne en comparaison avec les observations pluviométriques en termes de répartition des précipitations et des statistiques de base (Roca *et al.*, 2010). Ces deux produits sont

utilisés dans de nombreuses études comme par exemple pour évaluer la qualité de la saison des pluies dans le Sahel (Samimi *et al.*, 2012). Ils ont été comparés avec les données du réseau CLISS composé de 600 pluviomètres sur neuf pays dans le Sénégal (Pierre *et al.*, 2011).

Les données de RFE 2.0 et TRMM3B42 dont nous disposons dans cette étude couvrent respectivement les boxes -25.125°W à 25.125°E et -30.125°S à 30.125°N et 20W à -10°E et 10 à 20°N . Avant d'évaluer les relations entre ces produits de pluie et la dynamique de végétation, les variations intra saisonnières et inter annuelles de ces précipitations estimées par satellite sont analysées dans un premier temps ; puis pour estimer leur différence et leur ressemblance, ces produits sont comparés entre eux.

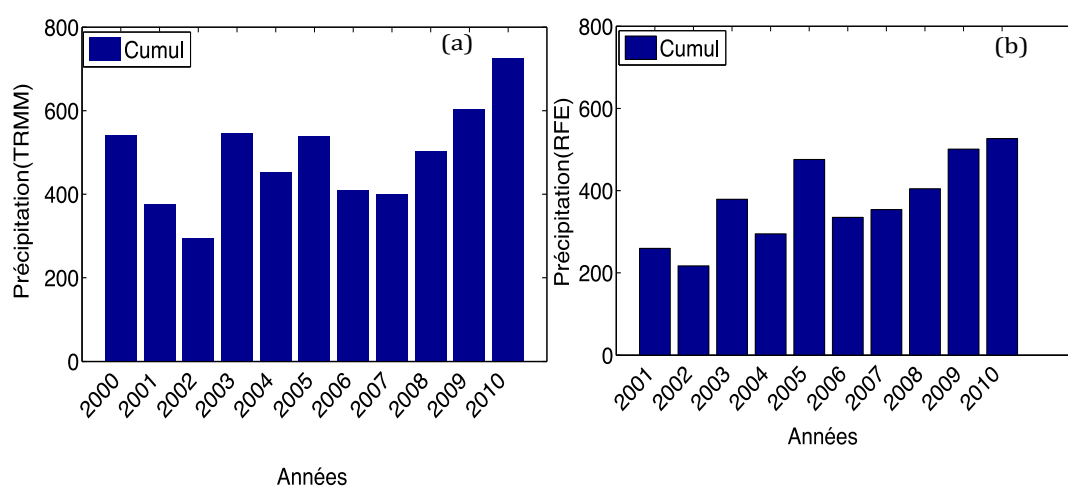


Figure 2.1. Variations inter annuelles du cumul de pluie avec les produits de satellite TRMM3B42 (a) et RFE 2.0 (b) sur les périodes respectives 2000 à 2010 et 2001 à 2010 sur le bassin versant du Ferlo

Les variations inter annuelles du cumul pluie durant la saison de Juin à Octobre avec les deux produits de pluie (figure 2.1) montrent une évolution assez cohérente de la pluie durant la décennie de 2000 à 2010. Cette évolution montre qu'il existe des années plus humides que d'autres. Avec les deux produits, le cumul de pluie entre Juin et Octobre est faible pour la saison 2002 mais plus fort en 2010 avec TRMM et RFE. Les deux années extrêmes 2002 (sèche) et 2005 (humide) qui ont marqué cette région durant cette période ressortent bien pour les deux produits avec des cumuls respectifs en 2002 pour RFE et TRMM entre 217 et 296 mm et en 2005 entre 476 et 538 mm. Par rapport aux données in situ (Chapitre 1), les deux bases de données de

précipitation satellite présentent tous les deux des similarités dans leurs variations inter annuelles mais aussi avec les variations du cumul sur la station de Barkedji par exemple. Entre les bases de données, les précipitations sont surestimées ou sous-estimées pour TRMM ou RFE avec des cumuls maximums durant cette décennie qui atteigne 720 mm pour TRMM et 520 pour RFE. En moyenne sur les dix années l'écart entre TRMM et RFE serait de l'ordre de 100 mm par an.

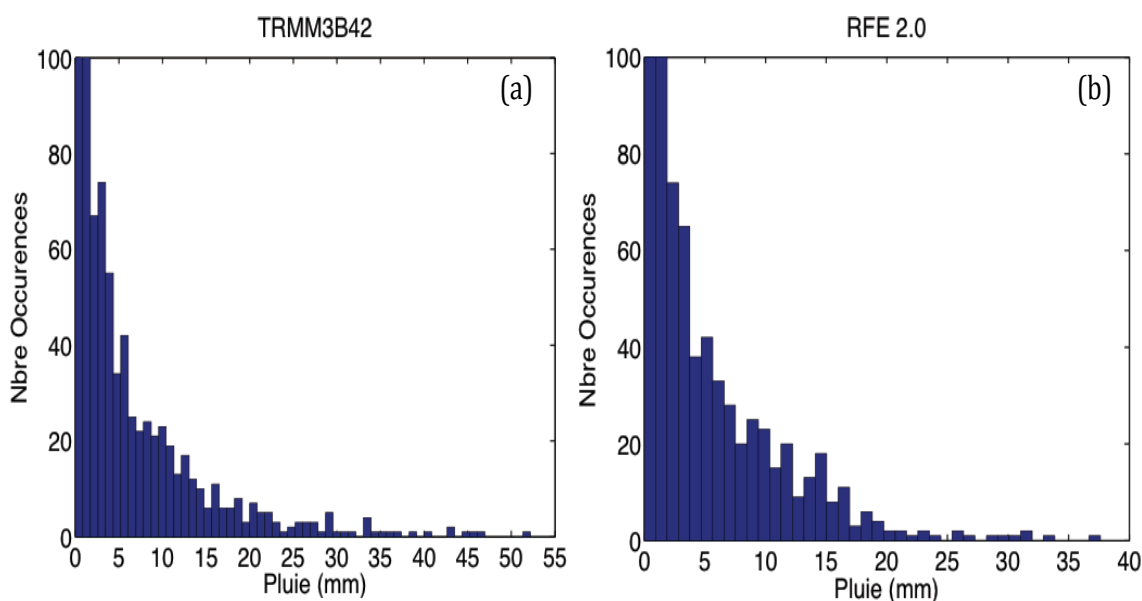


Figure 2.2. Distribution de la quantité de pluie de 2000 à 2010 pour TRMM3B42 (a) et 2001 à 2010 avec RFE 2.0 (b) le long du bassin Ferlo

La figure 2.2 montre que les quantités de pluie sont très variées avec une domination des faibles pluies et une rareté des gros événements qui dépassent 30 mm par jour. Entre TRMM et RFE, la distribution des précipitations sur les intervalles de 0 à 20 mm est presque la même et à partir 25 mm, cette répartition n'est plus la même. Avec le produit RFE, on observe plus de pluies inférieures à 1 mm qu'avec TRMM. Contrairement à RFE, avec le produit TRMM les précipitations journalières peuvent dépasser 40 mm/jour.

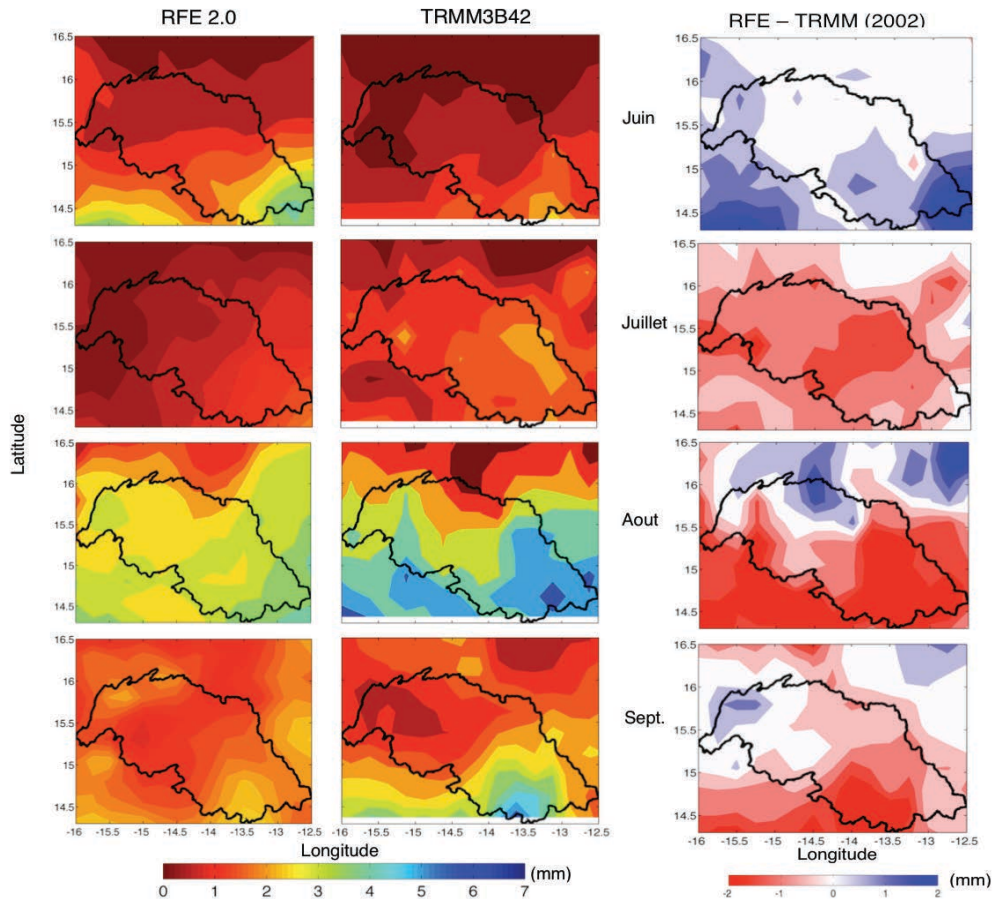


Figure 2.3. Variations saisonnières et spatiales des précipitations moyennes avec TRMM et RFE (à gauche) et (à droite) la différence entre les précipitations moyennes de RFE et TRMM dans chaque mois de juin à septembre durant la saison 2002 sur le Ferlo

La distribution de la pluie pour chaque mois de Juin à Septembre avec TRMM et RFE durant la saison des pluies la plus sèche 2002 (figure 2.3) montre des différences de la quantité de pluie suivant la localisation avec le sud plus favorable aux fortes pluies ce qui confirme le gradient climatique qui caractérise le Sahel. Avec les deux bases de pluie, le maximum est observé au mois d'Aout. Après le début observé en Juin, le mois de Juillet est marqué par une sécheresse pour RFE alors qu'avec TRMM cette pause ou diminution des précipitations n'est pas observée. En Septembre, TRMM comme RFE montrent une baisse des précipitations qui annonce la fin de saison des pluies.

La différence entre RFE et TRMM montre que d'un endroit à l'autre du bassin et d'un mois à l'autre l'écart entre les deux produits peut être positif ou négatif. L'écart positif en juin début de la saison montre que les premières pluies qui sont faibles par rapport à celles des mois suivants sont bien enregistrées dans RFE que dans TRMM. En

moyenne sur le reste de la saison de juillet à septembre TRMM l'emporte sur RFE. Cependant vers la fin de la saison en septembre l'écart positif à l'extrême nord du bassin correspondant à une domination des pluies RFE qui sont en général composées de faibles précipitations montre la diminution de l'intensité des pluies commence d'abord dans la partie nord.

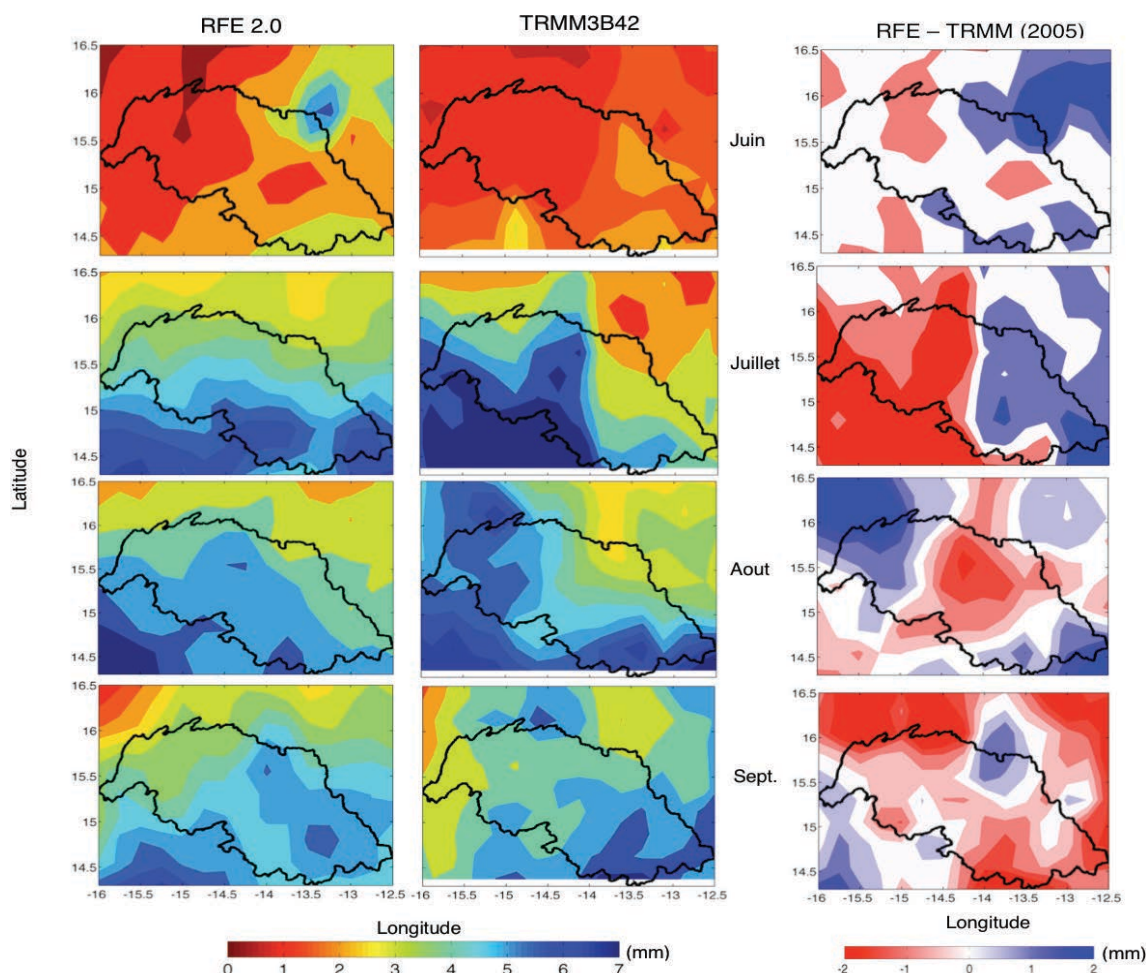


Figure 2.4. Variations saisonnières et spatiales des précipitations moyennes avec TRMM et RFE (à gauche) et (à droite) la différence entre les précipitations moyennes de RFE et TRMM dans chaque mois de juin à septembre durant la saison 2005 sur le Ferlo

La figure 2.4 montre des précipitations très fortes avec les deux produits de pluie pour la saison des pluies très humide 2005. Durant cette année-là, on observe un maximum des précipitations qui arrive en Juillet avec des pluies très fortes mais localisées. Comme pour l'année 2002, ici aussi en Juillet contrairement en Juin, les pluies sont plus fortes avec TRMM. Quelque soit la qualité de la saison des pluies, en début de saison au mois Juin, les pluies sont plus fortes avec RFE. Cependant, c'est au mois

d'Aout que la totalité du bassin est couverte par ces pluies assez fortes. La dégradation débute au mois de Septembre avec les pluies qui commencent à être rares vers le nord et cette diminution se prolonge au fur et à mesure qu'on avance vers le sud.

En juillet 2005 la différence montre un écart nord-sud avec RFE dominant au sud et TRMM. Cet écart peut être dû au fait qu'en plus des systèmes convectifs RFE prend en compte les précipitations locales. Ce mélange fortes pluies et faibles pluies, réduit la moyenne de pluie enregistrée pour ce mois alors que TRMM enregistre uniquement les gros événements. La différence marquée entre le nord (négative) et le sud (positive) montre que les faibles pluies ou événements locaux sont plus fréquentes dans la partie.

2.3.1.2. L'humidité du sol

L'humidité du sol est une variable importante pour la compréhension de l'hydrologie et du climat. L'humidité dans les couches superficielles constitue un des facteurs qui peut renseigner sur la quantité journalière d'eau tombée. Elle conditionne également la mise en place de la végétation (début de la croissance ou germination, fleuraison...etc.). L'humidité du sol est définie comme l'eau présente dans la partie non saturée du profil du sol c'est à dire entre la surface du sol et le niveau de l'eau souterraine (Dorigo *et al.*, 2011; Seneviratne *et al.*, 2010). Son évaluation est donc importante pour la compréhension du cycle de croissance des végétaux. Beaucoup d'études ont montré que dans les zones arides et semi-arides l'humidité du sol et la végétation sont très fortement corrélées. L'humidité du sol se divise en deux composantes : une humidité du sol de surface correspondant aux premiers centimètres et l'humidité de la zone racinaire. Elle peut être exprimée comme la fraction volumique de l'eau à une profondeur du sol (m^3 d'eau par m^3 de sol) ou que la profondeur de la colonne d'eau contenue dans une profondeur donnée de sol (mm d'eau par mm de sol).

Dans cette étude, l'humidité du sol utilisée est l'humidité superficielle à une profondeur entre 0.5 et 2 cm issue de mesures micro ondes. Ces mesures couvrent tout le globe. Les données ECV (*Essential Climate variable*) d'humidité du sol avec une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ et un pas de temps journalier sont utilisées. Ce produit est disponible sur (<http://www.esa-soilmoisture-cci.org/>). Ce produit

combine de manière synergique d'humidité du sol à partir de quatre capteurs passifs (le *Scanning Multi-channel Microwave Radiometer* (SMMR), le *Special Sensor Microwave Imagers* (SSM/I), le *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) *Microwave Imager* (TMI) et *Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System* (AMSR-E)) et deux capteurs actifs (*European Remote Sensing Satellites* (ERS) *Active Microwave Instrument* (AMI) et *Advanced SCATterometer* (ASCAT)) dans un ensemble de données global couvrant la période 1979 à 2010 (Dorigo *et al.*, 2014; Parinussa *et al.*, 2013; Wagner *et al.*, 2012; Liu *et al.*, 2011).

L'humidité du sol à partir d'observations micro-ondes actives et passives a été largement validée avec des données in situ (Wagner *et al.*, 2007; De Jeu *et al.*, 2008; Gruhier *et al.*, 2010; Brocca *et al.*, 2011). Elle a été évaluée en utilisant des mesures in situ sur 596 sites répartis à travers 28 réseaux d'humidité du sol dans le monde (Dorigo *et al.*, 2014). La validation du produit de l'humidité du sol ECV a bénéficié de l'augmentation du nombre de réseaux in situ de l'humidité du sol, l'initiative du Réseau international de l'humidité du sol (<http://www.ipf.tuwien.ac.at/insitu/>) (Dorigo *et al.*, 2011).

Nous disposons des données SM-ECV depuis 1978 à 2010 sur toute la bande comprise entre les longitudes -179.875 et 179.875°E et les latitudes -89.875 et 89.875°N.

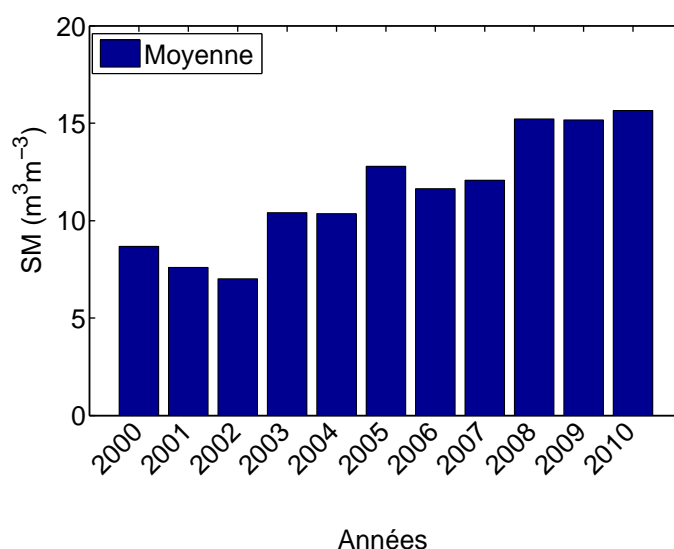


Figure 2.5. Variations inter annuelles des anomalies d'humidité du sol par rapport à la climatologie sur les 11 années le long du bassin versant du Ferlo

L'évolution de l'humidité moyenne annuelle durant la décennie (figure 2.5) montre une baisse de l'humidité du sol au cours des trois premières années particulièrement en 2002 mais aussi une humidité moyenne plus forte en 2010. Comme l'humidité du sol est une partie intégrante de la pluviométrie, l'évolution inter annuelle de l'humidité moyenne annuelle montre bien les années excédentaires et déficitaires en pluviométrie. Ces variations de l'humidité du sol sont bien cohérentes avec les variations du cumul annuel des précipitations avec TRMM et RFE (figure 2.1).

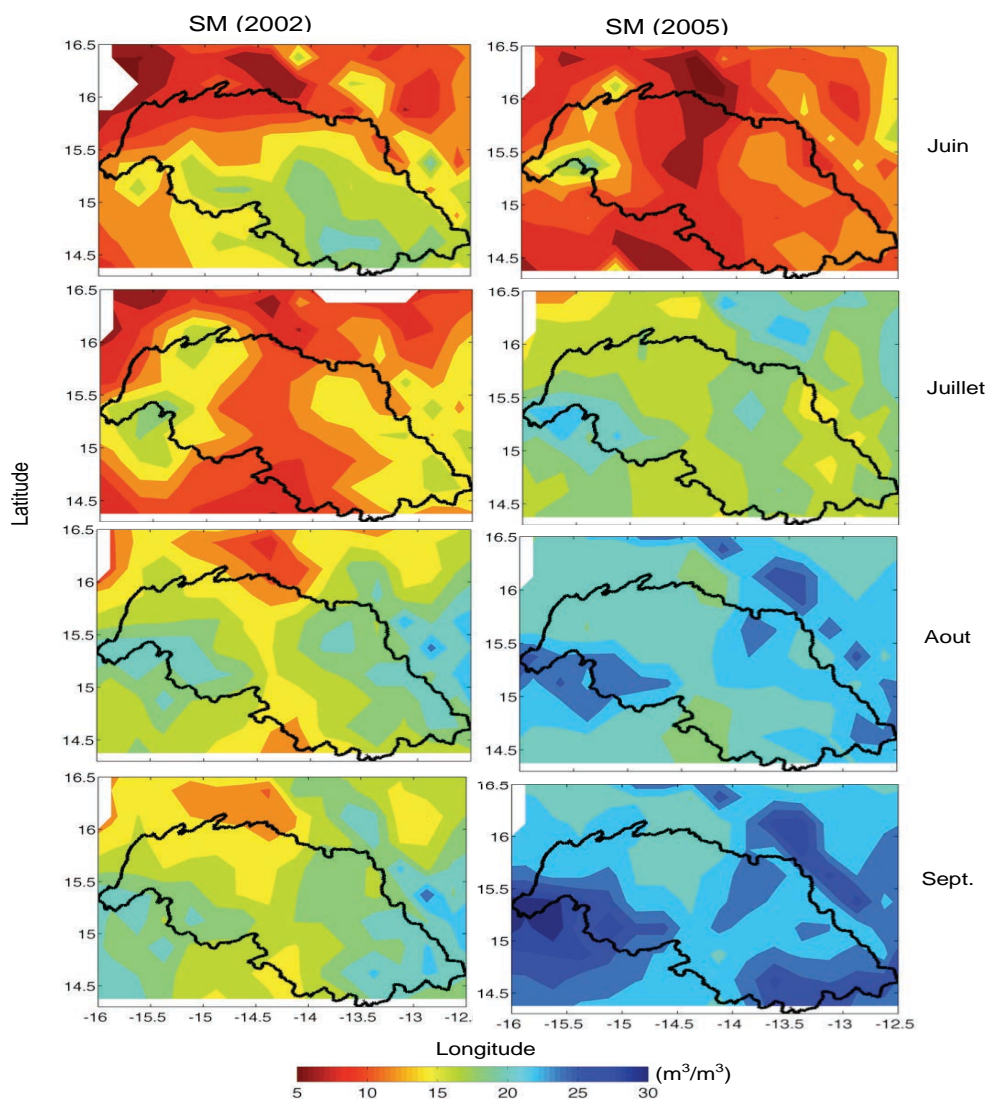


Figure 2.6. Variations intra saisonnières de l'humidité du sol moyenne sur le bassin versant Ferlo en 2002 et 2005 aux mois de Juin, Juillet Aout et Septembre.

La figure 2.6 confirme la différence entre les années 2002 et 2005 observée avec les cumuls de pluie avec l'année 2005 plus humide. En 2002 comme avec la pluie, la sécheresse au mois de Juillet apparaît sur l'humidité du sol. Par contre en 2005

l'évolution est continue avec pas de rupture. Dans les deux cas le maximum d'humidité est atteint quelques jours après le maximum de la pluie, en Septembre. Cependant, la distribution de l'humidité du sol le long du bassin ne montre pas de façon très visible le gradient nord sud car les écoulements sont inégalement répartis suivant la géologie et la topographie. La présence de plans d'eau comme le lac de Guiers contribue aussi à cette répartition.

2.3.2. Données de végétation

2.3.2.1. Les données d'occupation du sol

Des données d'occupation du sol ont permis de réaliser une cartographie de la végétation de la région d'étude. Pour réaliser la classification du couvert végétal, des images Landsat5 TM de l'année 2010 au mois de Novembre sur le site https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis ont servi de support avant la validation avec la carte d'occupation des sols de la FAO (*Food Agricultural Organization*) 2005.

Le satellite Landsat5 a été lancé en Mars 1984. Il était constitué de deux types de capteurs : le multi spectrale scanner (MSS) avec 4 bandes qui a cessé de fonctionner depuis 1992 et le Thematic Mapper (TM) avec sept bandes qui fonctionne jusqu'à présent. La transmission directe des données depuis l'espace à des stations terrestres se fait grâce à des bandes X (avec une gamme de fréquence de 8 à 12 GHz et de longueur d'onde de 3.75 à 2.5 cm) et S (avec une gamme de fréquence de 2 à 4 GHz et une longueur d'onde de 15 à 7.5cm) placées au bord du satellite avec des puissances d'émission respectives de plus de 20 Kw et 7 Kw.

Les scanners pour le capteur TM sont à haute résolution et possèdent 7 bandes spectrales qui couvrent une zone de 185 Km sur 185 Km avec une fréquence de 16 jours. Il décrit une orbite polaire héliosynchrone à une altitude de 705 Km avec une inclinaison de 98.2° avec une heure locale de passage à l'équateur à 9 :45 (+/- 15 mn).

Pour prendre en compte les différents types de sol sur la zone, la carte des types de sol du PNAT (Plan Nation de l'Aménagement du Territoire) du Sénégal sera utilisée (source CSE).

Tableau 2.1. Caractéristiques de Landsat5 TM

Bandes (ou canaux)	Longueur d'onde	Résolution	Utilisation
TM1	0.45–0.52 μm (Bleu)	30m x 30m	Différenciation sols/végétaux, zones côtières
TM2	0.52–0.62 μm (Vert)	30m x 30m	Végétation
TM3	0.63–0.69 μm (Rouge)	30m x 30m	Différenciation des espèces végétales
TM4	0.76–0.90 μm (Proche Infrarouge)	30m x 30m	Biomasse
TM5	1.55-1.75 μm (Moyen Infrarouge)	30m x 30m	Différenciation neige/nuage
TM6	10.4-12.4 (Infrarouge Thermique)	120m x 120m	Thermique
TM7	2.08-2.35 μm (Moyen Infrarouge)	30m x 30m	Lithologie (Géologie)



Figure 2.7. Fenêtre montrant les images Landsat5 obtenues sur le site internet https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis, les scènes qui correspondent à des portions d'images (exemple carré jaune) sont téléchargées.

2.3.2.2. Le LAI (*Leaf Area Index*)

La densité de la végétation peut être suivie par le LAI (*Leaf Area Index*) qui est défini comme le nombre de couches de feuilles équivalentes à une unité de surface au sol (Zhang *et al.*, 2005). Le LAI définit une propriété structurelle importante du couvert, à savoir la surface de la feuille par unité de surface au sol. Les données de LAI utilisées dans cette étude sont issues du produit MOD15A2 LAI (instrument MODIS (*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*)) (Ruhoff *et al.*, 2013; Yuan *et al.*, 2011 ; De Kauwe *et al.*, 2011; Myneni *et al.*, 2002). Ce produit est un composite tous les 8 jours avec une résolution de 1 Km² sur une grille sinusoidale. La résolution des données MODIS de 1 Km permet en effet une analyse détaillée à l'échelle des gros systèmes convectifs. Le produit MODIS LAI à bord des plateformes TERRA et AQUA avec une fine résolution spatio-temporelle et une bonne qualité sur le Sahel et un décalage d'environ 0.2 m²/m² en saison sèche (Knyazikhin *et al.*, 1998 ; Fensholt *et al.*, 2004; Bobee *et al.*, 2012). Les données de LAI sont calculées en utilisant un algorithme synergique (Knyazikhin *et al.*, 1998). L'algorithme de MODIS LAI est constitué d'une procédure principale qui exploite le contenu de l'information spectrale des surfaces de réflectance de MODIS jusqu'à sept bandes spectrales. Pour l'ajustement de l'algorithme sont prises en compte deux longueurs d'onde indépendantes et spécifiques du couvert ainsi que l'albédo de la feuille (Tian *et al.*, 2002a). Le produit LAI est une valeur de LAI entre 0 et 8 m²/m² et est global. Pour suivre la dynamique de la végétation dans cette région, les données couvrent la période du jour numéro 49 (Février) 2000 au jour 361 (Décembre) 2010 et sont disponibles sur <https://lpdaac.usgs.gov>. Ces données ont fait l'objet de beaucoup d'études telles que leur validation par (Morisette *et al.*, 2002 ; Privette *et al.*, 2001 ; Justice *et al.*, 2000). Elles sont utilisées dans un modèle trois dimensions pour simuler le transfert radiatif de la surface de la plante (Myneni *et al.*, 1997). Pour une vérification de la qualité du produit, une comparaison avec des données de LAI mesurées, effectuée en zone semi-aride et sud africaine a montré un bon accord (Privette *et al.*, 2002). Le produit LAI est de bonne qualité dans les régions Sahéliennes (Bobee *et al.*, 2012). La validation du produit MODIS LAI avec des cartes de référence de LAI (Garrigues *et al.*, 2008). Une évaluation sur plus de 25 sites a été entreprise pour une validation du LAI (Privette *et al.*, 2001). Le LAI est aussi un paramètre d'état dans tous les modèles décrivant l'échange de flux d'énergie,

de masse (par exemple, l'eau et le CO₂), et dynamique entre la surface et la couche limite planétaire.

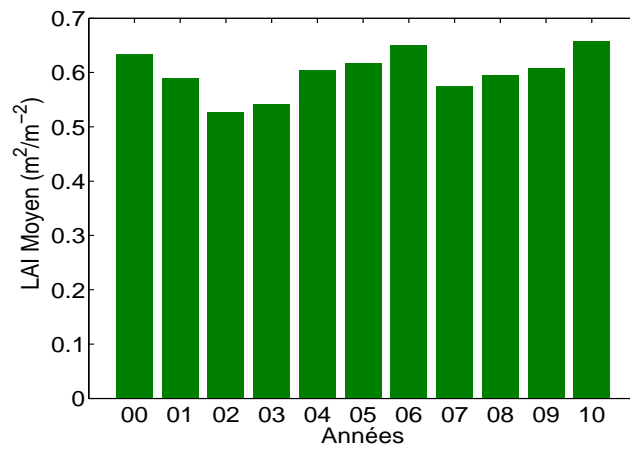


Figure 2.8. Variations inter annuelles du LAI moyen sur le bassin versant du Ferlo de 2000 à 2010 sur la période de Juin à Décembre

La figure 2.8 montre que l'évolution inter annuelle du LAI moyen suit les mêmes variations que celles de la pluie et de l'humidité du sol. Les impacts des années sèches et humides sont bien visibles dans les variations du LAI avec un LAI moyen plus faible en 2002. Ces variations montrent aussi que le couvert végétal dans cette région n'est pas dense avec un LAI moyen annuel qui n'atteint pas 1 m²/m².

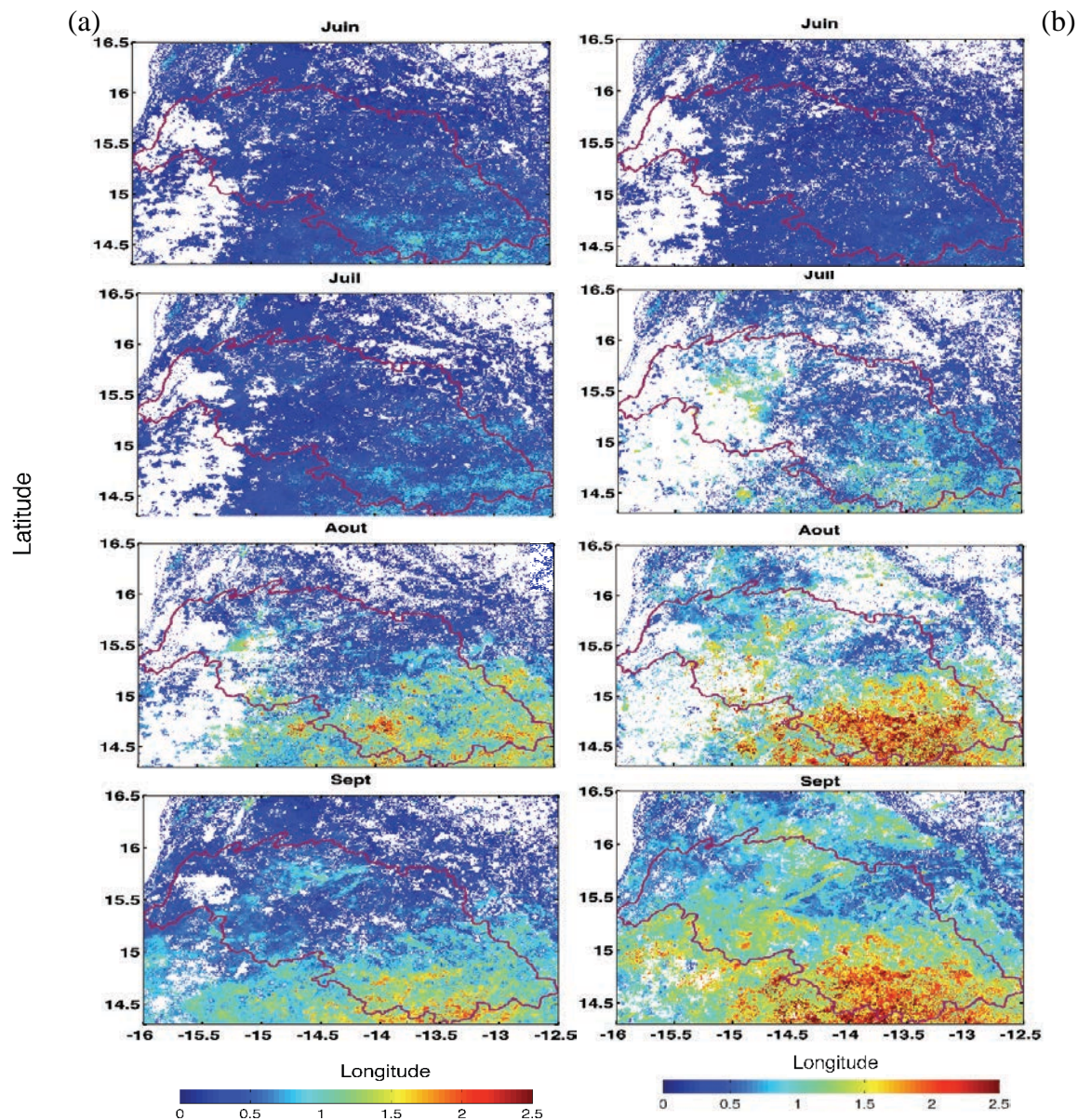


Figure 2.9. Variations intra saisonnières du LAI moyen en 2002 (a) et 2005 (b) de Juin à Septembre le long du bassin versant du Ferlo

Le figure 2.9 montre une distribution spatiale non homogène du LAI le long du bassin durant la saison avec la partie sud plus couverte que le nord. Cette répartition du LAI suit la même évolution que celle des précipitations, caractérisée par le fort gradient nord-sud. L'évolution des variations saisonnières du LAI moyen montre que la végétation démarre sa croissance en moyenne au mois de Juillet pour atteindre son maximum en Septembre. Ces variations sont en cohérence avec les variations de la pluie durant la saison (figure 2.3 et 2.4). Les dates de début, maximum et fin du LAI sont décalées de quelques jours par rapport aux dates de début, maximum et de fin de

la pluie. Cet accord entre les paramètres dans le cycle de ces variables est bien réaliste car la végétation évolue en fonction de la pluie donc sa réponse n'est pas spontanée.

Entre 2002 et 2005, la figure 2.9 montre bien le stress hydrique subi par la végétation en 2002 avec un LAI plus faible qu'en 2005.

Cependant l'analyse des différentes bases de données de satellite montre une cohérence entre elles avec des évolutions assez similaires.

2.3.3. Données météorologiques

Ces données concernent le vent, le rayonnement global, les températures minimales et maximales et l'humidité relative issus des ré-analyses de ERA-interim du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Elles sont utilisées comme entrée dans le modèle de végétation STEP, donc présentées dans le Chapitre 4.

2.4. Méthodes utilisées

Dans un premier temps pour faire réaliser cette étude, une classification de l'occupation du sol, des types de sol sont nécessaires. Avec le SIG (Système d'Information Géographique), l'image entière LandSat5 obtenue après mosaïque avec le logiciel de télédétection ERDAS imagine des différentes scènes téléchargées sur le https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis et la carte d'occupation du sol de la FAO (*Food Agricultural Organization*) de 2005 (CSE; http://www.glcn.org/databases/se_landcover_en.jsp), une classification du couvert végétal de la région d'étude est réalisée. Trois classes principales de par leur représentation significative ont été retenues : Steppe Arbustive Arborée (STAA) ; Savane Arbustive Arborée (SAA) et Savane Arborée (SA).

La classification des types de sol sur la zone d'étude est obtenue par un découpage de cette région sur la carte des types de sol du PNAT (Plan National de l'Aménagement du Territoire) du Sénégal en 1985 (source CSE).

Pour mieux analyser cette forte variabilité des précipitations dans cette région Sahélienne, une échelle suffisamment fine est considérée, c'est l'entité homogène. L'entité homogène correspond à un polygone de superficie supérieur ou égal à 100 Km² (équivalent à 100 pixels de LAI), elle est obtenue grâce à la superposition des

deux classifications (de occupation du sol et des types de sol). Neuf entités homogènes constituent cette région du Ferlo (figure 2.11).

L'étude des relations pluie-végétation est basée sur la connaissance des paramètres dans leur cycle de développement.

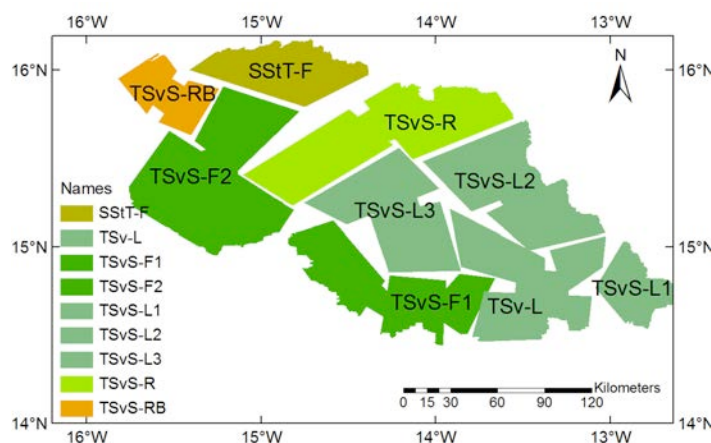


Figure 2.11. Représentation des différentes entités homogènes découpées à partir des cartes d'occupation du sol et de type de sol. Ces noms correspondent à l'abréviation anglaise

Tableau 2.2. Description des noms affectés aux différentes entités homogènes

Abréviation anglaise	Abréviation française	Description
SSiT-F	STAA-F	Steppe Arbustive Arborée (SAA) sur sols Ferrugineux tropicaux (F)
TSv-L	SA-L	Savane Arborée (SA) sur sols Lithosols (L)
TSvS-F1	SAA-F1	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Ferrugineux tropicaux (F)
TSvS-F2	SAA-F2	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Ferrugineux tropicaux (F)
TSvS-L1	SAA-L1	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Lithosols (L)
TSvS-L2	SAA-L2	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Lithosols (L)
TSvS-L3	SAA-L3	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Lithosols (L)
TSvS-R	SAA-R	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Régosols (R)
TSvS-RB	SAA-RB	Savane Arbustive Arborée (SAA) sur sols Rouges Bruns (RB)

- *Détection des paramètres dans le cycle saisonnier des précipitations*

Une saison des pluies est définie par le cycle saisonnier des précipitations qui est caractérisé par les paramètres suivant : un début et une fin de la saison des pluies correspondant aux premiers et derniers événements pluvieux indiquant l'apparition puis la disparition d'une convection organisée, un maximum de pluie tombée et la longueur de la saison. Les dates de ces différentes phases sont définies selon plusieurs critères basés sur un seuil de pluie tels que agronomique, hydrologique et spatiale ou climatique (Balme *et al.*, 2005). Dans le cycle saisonnier sont aussi pris en compte les paramètres tels que le cumul de pluie au cours de la saison et les pauses pluviométriques.

Pour la détermination des paramètres dates de début et de fin de la saison des pluies, beaucoup de méthodes ont été développées. (Balme *et al.*, 2005) ont défini les dates de démarrage et fin de la saison des pluies en appliquant les critères hydrologique et agronomique. Le premier consiste à considérer la première pluie enregistrée supérieure ou égale à un seuil (0.5 mm, 2.5 mm ou 5 mm) et la dernière pluie supérieure ou égale au seuil. Pour le second la date de démarrage de la saison arrive après le 1er mai, avec 20 mm de pluie cumulée sur 3 jours, sans épisode sec excédant 7 jours dans les 30 jours qui suivent (pour éviter les faux départs) et, comme date de fin de saison après le 1er septembre, 20 jours consécutifs sans pluie. Pour déterminer les dates de début et de fin de la saison des pluies, Liebmann *et al.* (2001) ont appliqué la méthode basée sur le calcul de la somme "Anomalous accumulation", après Marengo *et al.*, 2001, avec la date de début correspondant au cumul sur 5 jours des pluies supérieures ou égales à 4 mm/jours. (Odekunle, 2005) définit la date de début de la pluie comme la première courbure maximale positive des précipitations cumulées. Dans ce travail nous avons adapté cette méthode car elle est cohérente et facile à comprendre. En considérant toute l'année, la fin de la saison des pluies est définie comme la dernière pluie journalière juste supérieure de la première pluie dans la saison.

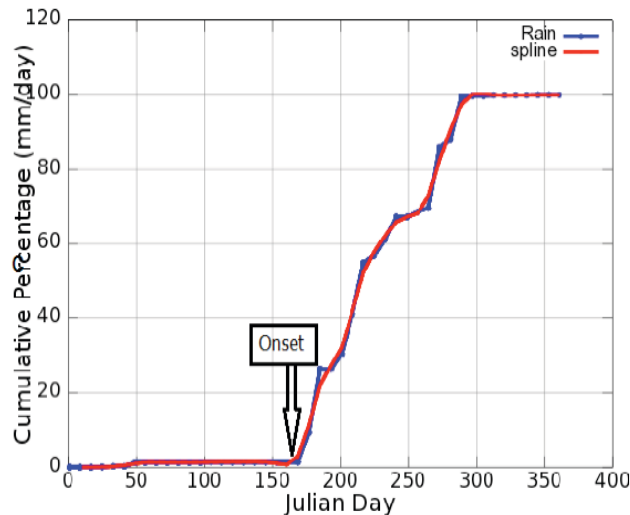


Figure 2.11. Représentation de la méthode de détection des dates de début et de fin de la saison des pluies avec le cumul de pluie annuel (bleu) et le cumul lissé (rouge).

La figure 2.11 montre l'évolution du pourcentage de pluie cumulée au cours de la saison sur laquelle sont détectées les dates de début et de fin. Après lissage avec le spline de ces pourcentages de pluie cumulée, la dérivée seconde du spline est appliquée à ce dernier pour avoir les courbures sur cette évolution. La première maximale correspond à la date de début de saison des pluies et la dernière courbure minimale à la date de la fin de la saison.

Les pauses pluviométriques au cours de la saison des pluies ont été détectées en fixant un seuil de pluie en dessous duquel la pluie est nulle. Le nombre d'intervalles consécutifs dans lesquels la pluie est nulle constitue une pause de pluie. Ce seuil de pluie est fixé pour chacune des bases de données de pluie. Des seuils de 0.5 mm pour RFE et 0.8 mm pour TRMM ont été fixés après analyse de l'évolution des pauses pour différents seuils compris entre 0.1 et 1 mm (figure Ch.3).

Pour détecter ces pauses de pluie aussi, nous avons calculé les anomalies, particulièrement les anomalies négatives qui correspondent à des périodes de stress hydrique durant la saison. Pour détecter ces anomalies, la formule suivante a été appliquée:

$$A'=(A_j - A) \quad \text{avec}$$

A' : anomalie

A_j : la pluie (LAI) moyenne pour l'année j

A : la climatologie de la série (10 ou 11 années)

- *Détection des paramètres dans le cycle phénologique de la végétation :*

Les phases du cycle végétatif se résument en une germination correspondant au début de la croissance en réponse à l'arrivée des précipitations ; si toutes les conditions climatiques sont normales, la végétation poursuit sa croissance pour atteindre la maturation (maximum de la croissance) et après cette phase commence la phase de sénescence (fin de la croissance) c'est à dire le dessèchement.

Dans un premier temps, pour détecter les phases dans le cycle phénologique avec les observations de satellites, un lissage est nécessaire pour éliminer le bruit dans les estimations et obtenir une meilleure évolution temporelle du LAI. Beaucoup de méthodes sont utilisées pour le lissage des estimations biophysiques de végétation: lissage médian (Reed *et al.*, 1994), curve fitting (Hermance *et al.*, 2007; Bradley *et al.*, 2007), méthode basée sur l'analyse de Fourier (Bacour *et al.*, 2006b; Roerink *et al.*, 2000; Moody and Johnson, 2001), lissage polynomial (Chen *et al.*, 2004; Verger *et al.*, 2011b), fonction d'ajustement "Asymétrique Gaussienne" (AG) (Jonsson and Eklundh, 2002; Jönsson and Eklundh, 2004), décomposition multi-résolution (Kandasamy *et al.*, 2012a; Sakamoto *et al.*, 2010; Sakamoto *et al.*, 2005), régression des moindres carrés (Eilers, 2003). Yuan *et al.* 2011 ont ajusté les données MODIS LAI avec le Savitzky-Golay (SG) uniquement avec des définitions de contrôle de la qualité pour enfin les comparer avec des cartes de référence de LAI. La méthode du *Locally Adjusted Cubic-spline Capping* (LACC) est appliquée pour lisser les images de MODIS LAI (produit de MOD15A2) (Chen *et al.*, 2006).

Pour déterminer ces différentes phases de la dynamique de la végétation, plusieurs méthodes sont proposées. Dans leur étude (Bobee *et al.*, 2012) ont utilisé la double fonction sigmoïde pour détecter les étapes dans la croissance de la végétation. (Jonsson and Eklundh 2004, Yuan *et al.*, 2011) ont utilisé les fonctions "Asymétrique Gaussienne" (AG) et Savitzky-Golay (SG). Certaines de ces méthodes de lissage pourraient également combler les lacunes. Dans cette étude le lissage avec le spline-cubic a été effectué sur les données de MODIS LAI car facile à manipuler informatiquement et fait partie de ces fonctions qui combler les lacunes.

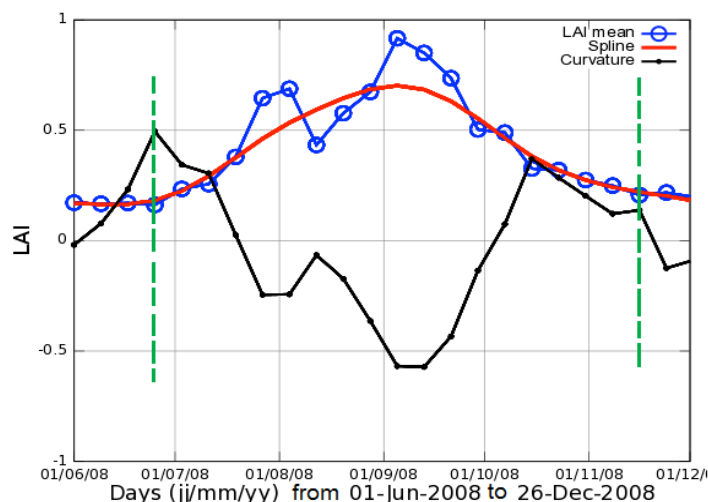


Figure 2.12. Représentation de la méthode de détermination des différentes étapes dans le cycle phénologique de la végétation (LAI) avec les variations intra saisonnières du LAI moyen (bleu) durant la saison 2008. En rouge : le LAI lissé, noir : les courbures ; et pointillés vert verticaux : limites du cycle phénologique.

La fonction spline est utilisée pour lisser le LAI (rouge) et la dérivée seconde de cette fonction appliquée au LAI (noir) permet de détecter les courbures sur le LAI lissé. Les premier et dernier maxima de courbure correspondant respectivement au démarrage et à la sénescence. Le minimum de courbure détermine le maximum de la croissance atteinte. A l'intérieur du cycle, les courbures minimales ou maximales intermédiaires correspondent respectivement aux anomalies négatives ou positives dans l'évolution du LAI.

Après détermination des différents paramètres dans le cycle végétatif et la saison des pluies, des analyses intra et inter annuelles sur l'évolution des différentes bases de données sont effectuées. Des inter comparaisons par des corrélations simples ou linéaires entre les bases de données, entre les différents paramètres déterminés dans les cycles d'évolution des variables, sont effectuées. Dans les différentes corrélations réalisées, seuls les coefficients significatifs sont représentés. Pour étudier cette significativité, deux méthodes sont appliquées. La première pour les régressions linéaires est le test de Student pour $\alpha = 5\%$. La seconde méthode consistée à appliquer le test de Monte Carlo pour la recherche de la significativité des coefficients de corrélation dans les corrélations entre anomalies. Cette méthode est définie comme suit : Pour une variable aléatoire X, on fixe a priori, à l'aide de la fonction de

répartition de X, pour chaque nombre choisi au hasard, une valeur de X (c'est ce qu'on appelle la transformation par quantile), puis on tire au sort un nombre N au hasard et on en déduit N valeurs de X qui constituent la réalisation d'un échantillon de X. Dans ces corrélations nous avons considéré N =1000 tirés au sort.

Conclusion

Comparées aux variations des précipitations in situ (Chapitre 1), les deux bases de données de pluie TRMM et RFE décrivent au mieux la variabilité des précipitations ainsi que leurs variations au cours du temps sur le bassin versant du Ferlo. L'humidité du sol comme le LAI ont montré des évolutions cohérentes à celles des précipitations satellite. Ainsi, la non-disponibilité des données in situ et la cohérence dans ces données de satellite ont conduit à l'utilisation de ces dernières pour réaliser notre étude.

Les différentes méthodes présentées ont permis d'obtenir les différents résultats présentés dans ce qui suit (Chapitre 3).

Chapitre 3.

Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)

3.1. Résumé article

Introduction

Dans le bassin versant du Ferlo, il y a 7 stations météorologiques dont les données sont très incomplètes (Chapitre 2). Il est apparu dès le début de l'étude qu'il ne serait pas possible de couvrir la période 2000 à 2010 de façon satisfaisante. Nous avons donc utilisé des données de satellite. Les produits de satellite utilisés pour cette étude sont les bases de données TRMM3B42 avec une résolution spatiale de 0.25° au pas de temps de 3 heures et RFE 2.0 dont la résolution spatiale est 0.1° au pas de temps journalier pour les précipitations, le produit ESA-CCI.SM avec une résolution de 0.25° et journalier pour l'humidité du sol, et le produit MODIS LAI avec une résolution spatiale de 1 km^2 et temporelle de 8 jours pour la végétation (Chapitre 2).

Dans un premier temps, une classification de l'occupation du sol est réalisée sur la base d'images LandSat5 obtenues sur https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis et de la carte de la FAO de 2005 http://www.glcen.org/databases/se_landcover_en.jsp. Puis à partir des cartes d'occupation du sol et des types de sol, la zone d'étude est discrétisée en 9 entités homogènes (Chapitre 2). Les entités homogènes sont constituées par une classe de végétation unique sur un type de sol unique. Dans cette étude toutes les analyses sont effectuées sur chacune des 9 différentes entités.

Nous avons comparé les caractéristiques des cycles saisonniers issus de ces bases de données (voir ch. 2, fig. 1).

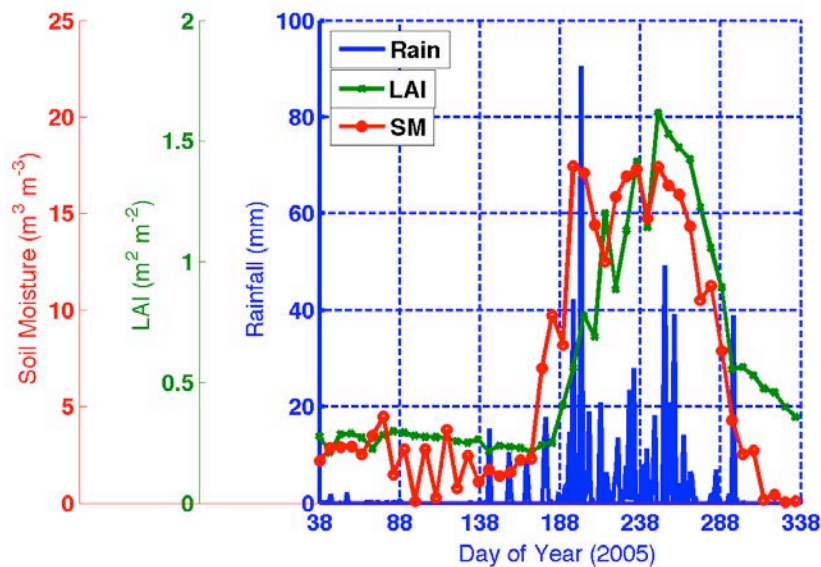


Figure 3.1. Variations intra saisonnières de la pluie (bleu), l'Humidité du sol (rouge) et le LAI (vert) durant la saison 2005

Comme la pluie, le cycle saisonnier du LAI varie selon un gradient NO- SE avec un maximum de LAI qui devient de plus en plus fort au fur et à mesure qu'on va vers le sud (Chapitre 2).

La figure 3.1 illustre la cohérence temporelle entre les variations de pluie, d'humidité du sol et de LAI pour une saison. Différentes méthodes ont été utilisées dans un premier temps pour détecter ou déterminer les paramètres spécifiques pour la pluie, l'humidité et la végétation (Chapitre 2).

Des analyses comparatives sont effectuées entre les différents produits, d'abord entre les données de précipitation entre elles et avec le *soil moisture* (SM) pour s'assurer de leur fiabilité, puis la réponse du couvert végétal est testée d'une part à partir des corrélations entre le maximum de la croissance de la végétation et des paramètres caractéristiques de la saison des pluies tels que le cumul de pluie et de SM, la fréquence et la durée des pauses de pluie ou anomalies (SM) au cours de la saison. D'autre part à partir de corrélations entre les anomalies de pluie ou de SM et les anomalies de LAI. L'anomalie annuelle correspondant à la différence entre la moyenne annuelle et la climatologie sur la décennie 2000-2010 (Chapitre 2).

La différence qu'indique l'inter comparaison des produits de pluie entre eux est liée en grande partie à leur résolution différente, TRMM3B42 avec sa résolution médiocre détecte bien les gros systèmes convectifs mais moins bien les pluies locales et faibles, alors que RFE 2.0 avec sa résolution plus fine, prend en compte également les événements locaux. Ces petites pluies sont significatives à l'échelle où nous travaillons. La comparaison entre les produits de pluie et SM montre une liaison forte et significative entre les variables pluie et humidité du sol. Cette comparaison montre aussi que le produit RFE 2.0 est plus proche de la variable SM.

En réponse aux variations de la pluie ou de l'humidité du sol issues des différentes bases de données, on obtient des corrélations différentes avec les variations de LAI: avec SM, et RFE les corrélations sont fortes et significatives contrairement à celles obtenues avec TRMM. Ceci s'explique pour SM, qui est l'humidité dans les couches superficielles du sol, donc fortement liée à l'eau (ou RU) directement disponible pour la plante (eau dans la zone racinaire après soustraction de plusieurs facteurs tels que l'évapotranspiration, le ruissellement, la percolation). Le produit RFE couvrant uniquement le continent africain, avec un algorithme incluant des données de pluviomètres, est plus proche des mesures in situ que TRMM, d'où probablement la réponse de la végétation plus forte avec RFE.

Les inter-comparaisons entre le LAI, la pluie et SM ont montré l'importance du type de sol dans ces relations. Les corrélations entre le maximum de LAI et la quantité de pluie ou SM moyen, le nombre de pauses et l'intensité de l'anomalie correspondante (avec différents seuils $\geq 3, 5$ et 7 jours sur la durée des pauses) et la durée de la pause la plus longue ont montré des différences très significatives entre les entités constituées uniquement de sols ferrugineux et lithosols, avec une réponse cohérente de la végétation sur des sols ferrugineux plus au nord et pas du tout de réponse avec celle sur des lithosols au sud. Ces différences sont liées à la pédologie car ces deux groupes présentent des propriétés physico-chimiques différentes. Les lithosols qui sont des affleurements de roche inaltérée dure sur lesquels l'infiltration peut être lente et donc la disponibilité de la réserve utile (RU) est décalée par rapport à la croissance de la végétation. Les sols ferrugineux tropicaux sont de texture sableuse à sablo-argileuse, de couleur rouge, plus ou moins lessivée, permettant une infiltration facile et une RU toujours disponible et utilisée rapidement par les végétaux. De plus, le

relief de bas plateaux avec une pente faible, est sillonné de nombreux bas-fonds (plus concentrés dans cette partie sud-est) à mares temporaires où se situent les sols lithosols. L'accumulation de ces mares temporaires fait que l'humidité est permanente dans cette sous-zone d'où la dépendance à la pluie indirecte des végétaux contrairement aux zones sur sols ferrugineux qui sont situés plus à l'ouest.

Enfin un autre résultat est que les produits de satellite pour la variable en eau montrent globalement une bonne cohérence entre eux. Dans leurs relations avec les variations dans la croissance de la végétation, la nette différence observée entre ces produits apparaît quand les pluies faibles sont filtrées (c'est à dire quand un seuil est fixé). La croissance de la végétation est plus sensible aux variations de SM et de RFE.

Ce travail fait l'objet d'un article intitulé «*Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)*» publié dans la revue *Remote Sensing*, qui suit.

3.2. Article: Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)

Article

Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)

Soukèye Cissé ^{1,2,*}, Laurence Eymard ^{2,*}, Catherine Ottlé ³, Jacques André Ndione ⁴, Amadou Thierno Gaye ¹ and Françoise Pinsard ²

Received: 27 September 2015; Accepted: 10 January 2016; Published: 15 January 2016

Academic Editors: Richard Gloaguen and Prasad S. Thenkabail

¹ Laboratoire Physique de l'Atmosphère et de l'Océan, ESP (École Supérieure Polytechnique), Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Dakar-Fann BP 5085, Senegal; atgaye@ucad.sn

² Laboratoire d'Océanographie et du Climat Expérimentation et Approches Numériques, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu 75252 Paris Cedex 05, France; Francoise.Pinsard@locean-ipsl.upmc.fr

³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Unité Mixte CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette Cedex 91191, France; catherine.ottle@lsce.ipsl.fr

⁴ Centre de Suivi Ecologique (CSE), Dakar-Fann BP 15532, Senegal; jacques-andre.ndione@cse.sn

* Correspondence: soclod@locean-ipsl.upmc.fr (S.C.); laurence.eynard@upmc.fr (L.E.);

Tel.: +33-667-918-831 (S.C.)

Abstract: During the monsoon season, the spatiotemporal variability of rainfall impacts the growth of vegetation in the Sahel. This study evaluates this effect for the Ferlo basin in central northern Senegal. Relationships between rainfall, soil moisture (SM), and vegetation are assessed using remote sensing data (TRMM3B42 and RFE 2.0 for rainfall, ESA-CCI.SM for soil moisture and MODIS Leaf Area Index (LAI)). The principal objective was to analyze the response of vegetation growth to water availability during the rainy season using statistical criteria at the scale of homogeneous vegetation-soil zones. The study covers the period from June to September for the years 2000 to 2010. The surface SM is well correlated with both rainfall products. On ferruginous soils, better correlation of intra-seasonal variations and stronger sensitivity of the vegetation to rainfall are found compared to lithosols soils. LAI responds, on average, two to three weeks after a rainfall anomaly. Moreover, dry spells (negative anomalies) of seven days' length (three days for SM anomaly) significantly affect vegetation growth (maximum LAI within the season). A strong and significant link is also found between total precipitation and the number of dry spells. These datasets proved to be sufficiently reliable to assess the impacts of rainfall variability on vegetation dynamics.

Keywords: sahel; rainfall; TRMM; RFE; soil moisture; MODIS LAI

1. Introduction

The rainy season in the Sahel occurs from May to October. It is highly variable in time and space, although maximum monthly rainfall generally occurs in August [1]. The vegetation cycle closely follows the seasonality in rainfall, with almost all biomass production taking place in the humid summer months [2]. The variability in the length and strength of the rainy season strongly affects food production through both arable agriculture, livestock and grazing. However, soil properties are also important in driving the vegetation species composition and biomass amount [3]. Thus, the regional economy is strongly dependent on the combination of soil characteristics and rainfall.

Most previous studies have focused only on average or cumulative rainfall during the rainy season, and the start [4] and end date of the season [5]—the variability within the monsoon has generally been neglected. However, the length and frequency of dry spells [6] and the frequency,

amount and duration of rainfall events [7] are essential variables controlling the relationships between rainfall and vegetation growth.

We study the pastoral Ferlo region in Senegal, at the sub-regional scale. Considering this to be the radius of human activity centered on a village; it is characterized by large spatial and temporal variations in rainfall with a high heterogeneity. These intra-seasonal variations have been poorly studied until now, because the meteorological network is too sparse to assess the spatial heterogeneity of the rainfall (only one rain gauge has been operating over the past few years in Ferlo) and there is no rainfall radar deployed in the region. Satellite remote sensing (RS) constitutes key technologies for improving the availability of vegetation data and of climatic data in Sahel, as shown in the review by Karlson and Ostwald [8].

Satellite data are frequently used at regional scales, but because of their horizontal resolution, and the accuracy of the products (rainfall rate in particular), it can be problematic to use them appropriately at smaller scales. Nevertheless, satellites provide the only available measurements with the coverage to allow us to analyze sub-regional variations in rainfall. As an example, Tarnavsky *et al.* (2013) [9] demonstrated how satellite products can be used to constrain a hydrological model in the Ferlo watershed, and similarly, Soti *et al.* (2010) [10] successfully assessed the spatial and temporal dynamics of pond water levels and water areas in the Ferlo, using remote sensing rainfall and land-cover products.

This work focuses on the influence of the intra-seasonal spatiotemporal variability of rainfall on the seasonal variation of vegetation in the whole semi-arid Ferlo basin of Senegal, using remote sensing products, over the period 2000 to 2010. Because several products can be used to describe the impact of rainfall on vegetation, the relationships they give between rainfall and vegetation growth were assessed. In addition satellite-derived surface Soil Moisture (SM) is considered. SM plays a crucial role in the continental water cycle, specifically in the partitioning of precipitation between transpiration and soil evaporation, surface runoff and infiltration [11–13]. To evaluate the impact of intra-seasonal rain variations on vegetation growth, the Ferlo region was subdivided into homogeneous sub-regions, in which the mean vegetation amount was assessed with the Leaf Area Index (LAI) derived using satellite data. The rainfall and LAI variations were analyzed in terms of anomalies with respect to the climatology to infer the effects of rain excess or droughts on growth, and then on the maximum vegetation cover within the season.

Section 2 details the Ferlo region, the satellite products used for vegetation and rain, and the methodology. The rainfall and SM data are compared at the scale of these homogeneous areas. Mean features, both spatially and temporally, are pointed out in Section 3. In Section 4, rainfall anomalies are correlated to LAI anomalies within the seasonal distribution and year to year to assess the vegetation response. Results from the previous sections are discussed in Section 5, before the concluding remarks in Section 6.

2. Datasets and Methods

2.1. Study Area

The Ferlo basin is located in the north-central part of the Senegalese Sahelian climate zone between latitudes 14°30'N and 16°15'N and longitudes 12°50'W and 16°W (Figure 1a). The Ferlo River is a tributary of the Senegal River; during the rainy season it flows into the Senegal River via the Guiers Lake. According to Tappan *et al.* [14], three eco-regions are represented within the Ferlo basin:

- the northern sandy pastoral region (24,763 km²) where the predominant soils are red-brown sandy soils and ferruginous tropical sandy soils, covered by open shrub steppes and grasslands. On average, tree and shrub canopy cover does not exceed 5% of the total area, and the pseudo-steppe consists of a discontinuous herbaceous cover of annual grasses;
- the ferruginous pastoral region (30,908 km²) where soils are mainly shallow loamy and gravelly ferruginous tropical soils and lithosols on the plateau, and deep, sandy-to-loamy, leached tropical

ferruginous soils in the valleys, the vegetation being characterized by shrub savanna, and bushland, often relatively dense. The herbaceous layer comprises a mix of annual and perennial grasses, leguminous species and other plants;

- the southern sandy pastoral region (10,852 km²) where the predominant soils are ferruginous tropical sandy soils, slightly leached, and covered by shrubs and tree savanna. In the wetter, southern part of the region, species diversity increases and the tree species become more abundant [14]. The herbaceous layer is dominated by leguminous species.

Tables 1 and 2 summarize the soil characteristics and main vegetation species, following [14–16].

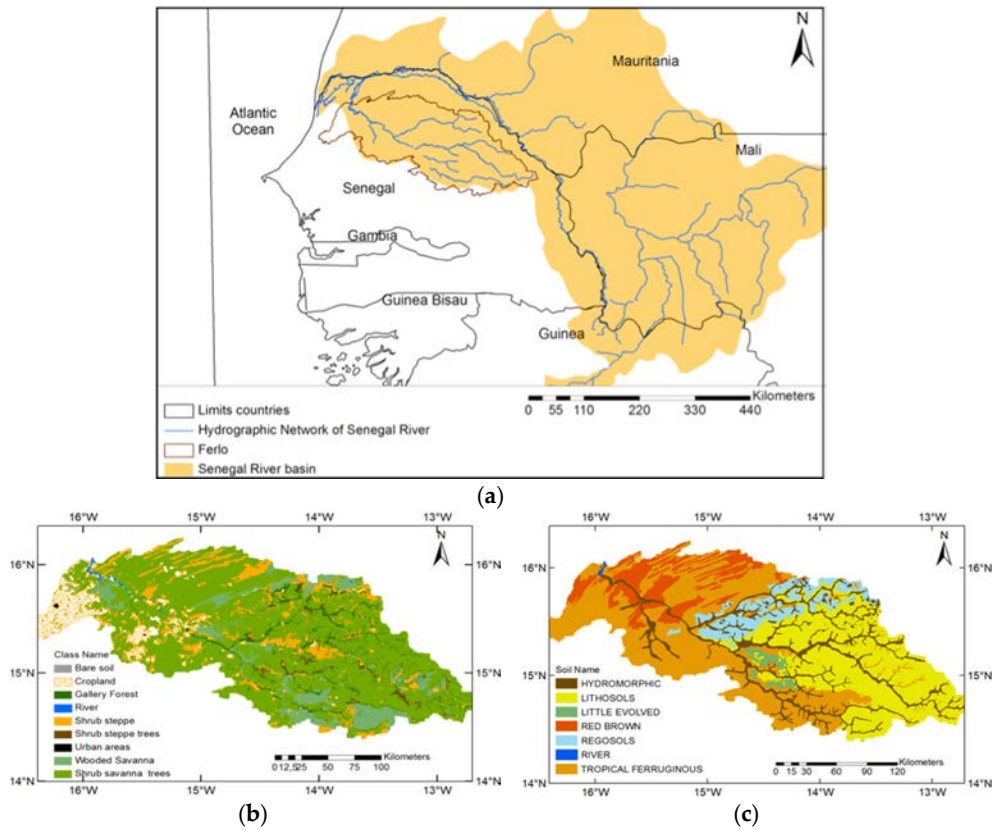


Figure 1. (a) Location of the Ferlo watershed study area; (b) land-cover map obtained from the FAO for 2005 [17] (*Centre de Suivi Écologique (CSE), Dakar*); (c) Soil type map extracted from the Senegalese *Plan National d’Aménagement du Territoire (PNAT)* published in 1986.

Table 1. Description of the five main soil types in the Ferlo watershed derived from the *Plan National d’Aménagement du Territoire (PNAT)* map of Senegal soils in 1986 (*from Centre de Suivi Écologique (CSE), Dakar*).

Soils	Description
Ferruginous Tropical soils	Found on the western and southern part with a sandy and clayey-sandy texture; they have a red color and are poor in organic matter. The soil surface is degraded as a result of exploitation and the absence of fallow periods. They usually have a low level of organic matter.
Hydromorphic soils	Found in the Ferlo valley and its former tributaries, they have variable textural features ranging from sandy silt to clayey silt. Their development is linked to a slight deficiency of drainage, which allows a certain accumulation of organic material.
Regosols soils	Very shallow and little evolved; they generally occupy the lower slopes in association with lithosols. They have low organic matter content.

Table 1. Cont.

Soils	Description
Lithosols soils	Cover practically all of eastern Ferlo, they are raw mineral soils formed by non-climatic erosion of hard rock. They have low organic matter content.
Brown Red soils	Located in northern and western Ferlo on low plateaus and fixed dunes, they are characterized by poor organic matter content and low chemical fertility, they consist mainly of sand and clay. These soils have a red-brown color with low organic matter content uniform over much of the profile.

Table 2. Main vegetation species found in the Ferlo basin.

Vegetation Type	North to Center Ferlo	South Ferlo
Tree and bush species	<i>Acacia seyal</i>	<i>Guiera senegalensis</i>
	<i>Combretum micrathum</i> (kinkéliba)	
	<i>C. glutinosum</i>	
	<i>C. nigricans</i>	
	<i>Pterocarpus lucens</i>	<i>Combretum glutinosum</i>
	<i>Guiera senegalensis</i>	
	<i>Feretia apodanthera</i>	
Herbaceous species	<i>Grewia bicolor</i>	
	<i>Pterocarpus lucens</i>	
	<i>Dactyloctenium aegyptium</i> ,	<i>Zornia glochidiata</i> Reichb
	<i>Aristida mutabilis</i>	<i>Alysicarpus ovalifolius</i>
	<i>Cenchrus biflorus</i>	
	<i>Schoenefeldia gracilis</i>	
	<i>Tribulis terrestris</i>	<i>Indigofera senegalensis</i>
	<i>Cassia obtifolius</i>	
<i>Zornia glochidiata</i> .		

2.2. Satellite Data

The decade beginning in 2000 was selected for this study because the available satellite products are of the highest quality in terms of the number of observations (including time and space sampling) and accuracy. The LAI, rainfall and SM products used in this work are described in the following sections.

2.2.1. LAI

LAI is defined as the green leaf surface area of a canopy per unit of ground surface ($\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$). It can be provided from MODIS (TERRA and AQUA) instruments [18–22] available at [23]. The MODIS LAI composite product [24] is available every eight days with a spatial resolution of 1 km^2 . It is projected onto a 10° sinusoidal grid and is distributed in HDF-EOS format. The product is subjected to extensive quality control and has been found to work well in the Sahel [25], with a minimum uncertainty of about $\pm 0.2 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ during the dry season ([14,24]). Zhang *et al.* [26] also used this product to monitor the vegetation growth. For Fensholt *et al.* [27], MODIS LAI data reproduce "the real world LAI" with R^2 ranging between 0.23 and 0.98 in a semi-arid savanna (in the center and north of Senegal). The product quality has been checked by comparing MODIS LAI and *in situ* measured LAI for semi-arid woodland and savanna in southern Africa [28]. The MODIS LAI data proved to be effective for phenology monitoring [29,30]. The MODIS dataset used in this work covers the period from February 2000 to December 2010.

2.2.2. Rainfall

The TRMM3B42 (Tropical Rainfall Measuring Mission) [31] product is available for the 50°N – 50°S latitude band, at a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and a time-step of three hours. The derived rainfall is based mainly on microwave measurements from the TRMM mission (Microwave Imager

TMI, Precipitation Radar PR), complemented with measurements from other platforms (Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) on the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) satellite series, the Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSR-E) on AQUA, and the Advanced Microwave Sounding Unit-B (AMSU-B) on the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) satellites). In addition, infrared data from geostationary satellites provide information on the precipitation cloud life, obtaining full coverage of the tropical latitudes. Data from the years 2000 to 2010 are used in this study.

The RFE 2.0 (African Rainfall Estimates Version 2.0) product [32] has a spatial resolution of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ and a daily time-step. It covers from 40°S to 40°N and from 20°W to 55°E —the entire African continent. RFE 2.0 data are based on the combination of daily Global Telecommunication System (GTS) rain gauge data that consist of about 1000 rain gauges in Africa, as well as Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU) and Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) satellite rainfall estimates. RFE 2.0 uses additional techniques to better estimate precipitation while continuing the use of cloud top temperature and station rainfall data, which formed the basis of RFE 1.0. Meteosat 7 geostationary satellite infrared data and are acquired at 30-min intervals, and areas depicting cloud top temperatures of less than 235 K are used to estimate convective rainfall. Both estimates are acquired at six-hour intervals and have a resolution of 0.25 degrees. Finally, daily rainfall is estimated by combining all satellite data using a maximum likelihood estimation method. GTS station data are then used to remove bias. Warm cloud precipitation estimates are not included in RFE 2.0. The database starts in October 2000, so all applications of this product in this study are for the period 2001–2010.

Both TRMM3B42 and the RFE 2.0 products can be used to evaluate the quality of the rainy season in the Sahel, as for example by Samimi *et al.* (2012) [33]. The major difference between them is that RFE 2.0 incorporates data from rain gauge measurements [34], whereas TRMM3B42 does not. These two daily products have been used in many previous studies across Africa analyzing precipitation [35], and TRMM3B42 data have been used to study the response of vegetation phenology to rainfall [36]. This product also showed good skill at estimating intense tropical cyclone rainfall [35] and at flood prediction [37]. RFE 2.0 data were also evaluated for Uganda in East Africa using a network of 27 rain gauges [38], showing that RFE 2.0 and two other satellite products (GPCP-1DD and TAMSAT) had similar characteristics and a high level of skill compared to model outputs (ERA-40 and ERA-Interim).

2.2.3. Soil Moisture

SM is defined as the water present in the unsaturated part of the soil profile, *i.e.*, between the soil surface and the water table (e.g., [39,40]). Several studies have stressed the important role of SM in the water cycle (e.g., [41]) and in vegetation development (e.g., [42,43]).

The SM dataset used in this study is derived from microwave measurements, with both active and passive sensors, SMMR, SSM/I, TMI and ASMR-E (for the passive products) and the ERS and ASCAT scatterometers (for the active products) [44–46]. The signals from microwave sensors are related to SM in the upper few centimeters of the soil but the relationships between SM at the surface and in the root zone are well established (e.g., [45]). The SM product, in volumetric ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) units, has a spatial resolution of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and a daily time-step. It is available at [47]. Its validation has benefited from the increasing number of *in situ* datasets, many of them resulting from the initiative of the International Soil Moisture Network (available at [48]) [39], including 596 sites distributed through 28 SM networks worldwide [49].

2.3. Methodology

The challenge in this study is to interpret satellite data at a smaller scale compared to the horizontal resolution of the rainfall and SM data, and to incorporate local surface properties. With this aim, the Ferlo area was divided into homogeneous sub-areas, each with a unique set of parameters (soil-vegetation), in which the variabilities of the rainfall and vegetation growth can be analyzed individually.

2.3.1. Surface Classification

Land Cover

The land-cover classification (Figure 1b) was derived from a set of Landsat 5 images acquired by the TM sensor in November 2010 and geometrically corrected. This month corresponds to the end of the rainy season and to the end of vegetation growth. The data were obtained from [50] and were processed to produce a single mosaic image. A geographic information system (GIS) was then used to classify the Ferlo region into homogeneous zones by visual interpretation. The classification obtained was then compared with the Food Agricultural Organization (FAO) land-cover classification (available at: [17]) that also makes use of aerial photographs and socio-economic data. The two classifications were found to be consistent, although the FAO map includes a larger number of classes. Finally, a three-class classification corresponding to the dominant natural vegetation types, namely: shrub-steppe with trees (SStT), tree-savanna (TSv) and tree-savanna with shrubs (TSvS) was implemented.

Homogeneous-Zone Characterization

A map (Figure 1c) of the main soil types was obtained from the Senegalese *Plan National d'Aménagement du Territoire* (PNAT) [51] (available from *Centre de Suivi Ecologique*, Dakar, Senegal). Using a GIS, soil type and vegetation classification maps were projected onto the same coordinate system. With these maps over-imposed, the polygons in which at least 100 LAI pixels (areas larger or equal to 100 km²) of a nearly single type of vegetation on a unique soil type were identified, following the above classification (Figure 2). These homogeneous vegetation-soil zones (VSZs) are described in Table 3. Their names are based on their vegetation and soil types. Because of these criteria, some non-homogeneous areas (river valleys and small cropland areas mostly found in transition zones) were filtered out, explaining the discontinuous patterns in Figure 2. In particular, the hydromorphic soils were not considered because continuous hydromorphic areas do not reach the threshold of 100 LAI pixels. Note that the soil-type homogeneity was taken as stronger criteria than the vegetation type, because the vegetation-type tree savanna with shrubs dominates most of the Ferlo.

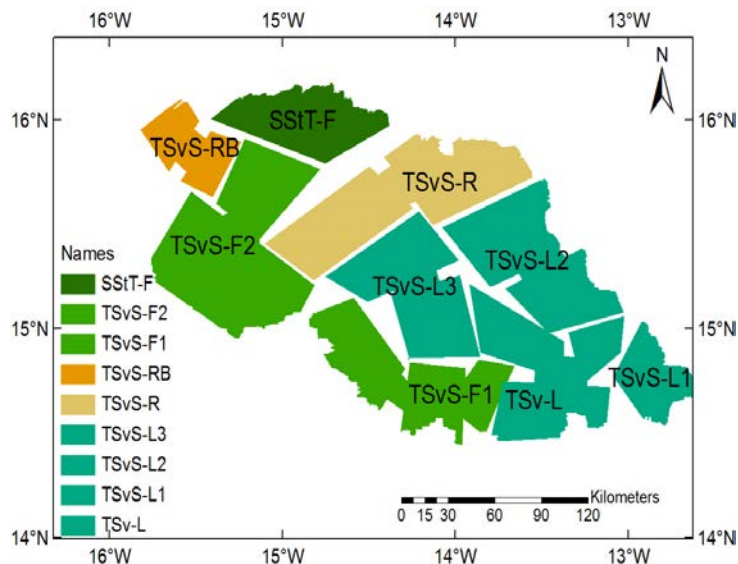


Figure 2. Vegetation-Soil Zones (VSZ) map obtained from the superposition of the land-cover and soil-type maps, the heterogeneous transition zones were masked. The legend items are spelled out in Table 3.

Table 3. Abbreviations for the different vegetation-soil zones (VSZ) obtained from combining maps of vegetation types and maps of soil types.

Abbreviation	Description
TSvS-L1	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on lithosols Soils (L)
TSv-L	Tree-Savannah (TSv) on lithosols Soils (L)
TSvS-L2	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Lithosols soils (L)
TSvS-F1	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Ferruginous tropical soils (F) in southeast sub-region
TSvS-L3	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Lithosols soils (L)
TSvS-R	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Regosol soils (R)
TSvS-F2	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Ferruginous tropical (F) in northwest sub-region
TSvS-RB	Tree-Savanna with Shrubs (TSvS) on Red-Brown soils (RB)
SStT-F	Shrub-Steppe with Trees (SStT) on Ferruginous tropical (F)

2.3.2. Vegetation Phenology Parameters

The phenological cycle in the Sahel is characterized by rapid vegetation growth at the end of June, following the monsoon onset, a maximum biomass (and LAI) in September, and a senescence phase through until the end of December. Even during the period of maximum variation of LAI within a VSZ (as expressed by the standard deviation), the 10% extreme values in the VSZ make a negligible impact on the mean LAI. Therefore, in the following, only the mean LAI values over the total area of each VSZ will be used. However, within-season temporal variations in LAI do result from the monsoon variability: in particular, marked decreases in LAI are observed every year during the growth phase. Phenological indicators such as the dates of the start and end for the growing season, and the maximum of the vegetation growth (date and amplitude) can be used to analyze the vegetation intra-seasonal and inter-annual variations.

Several methods have been proposed for determining these phenological dates, such as the sigmoid [25], the Gaussian Asymmetric (AG), and the Savitzky-Golay (SG) ([22,52]) functions. However, these methods do not allow one to globally adjust the phenological cycle. Chen *et al.* [53] proposed a Locally Adjusted Cubic-spline Capping (LACC) method to smooth the LAI image from the MODIS (MOD15A2) product. Following this approach, a cubic spline weighted by the inverse of the normalized variance was used within the VSZ. As a result, LAI time series were fitted and phenological dates were determined with the first and last curvature maxima corresponding to the start date of the growing season and to senescence, respectively. The maximum of LAI corresponds to the minimum curvature. Variations within the season are evaluated as anomalies with respect to the 11-year climatology, to which a three-point moving window is applied to remove the residual small-scale variability.

2.3.3. Soil Moisture

The dates defining the SM seasonal variations, *i.e.*, start and end day of the wet period, are detected using a cubic-spline fit. As with LAI, the start and end days are estimated as the days with the first (and last) curvature maximum, and dry spells are defined as negative anomalies with respect to the 11-year climatology.

2.3.4. Rainfall Parameters

Three parameters were computed to characterize the rainy season and its intra-seasonal variation, namely: the onset and end dates of the rainy season, and the total rainfall amount during the vegetation growth season (June through September). At the intra-seasonal scale, the most important feature is the occurrence of dry spells.

Several methods have been developed to determine the dates of onset and end of the rainy season. Here, we applied the method of Odekunle [54] that defines the start date of the rainfall as the first positive point of maximum curvature of the cumulative precipitation. The end of the rainy season is defined as the latest date in the year when the daily rainfall is just greater than that which fell on the first rain day of the season. A rainfall threshold is required to detect dry spells during the rainy season, because statistical rainfall retrieval methods are inherently uncertain for low precipitation. This threshold may be defined differently according to the scientific discipline (meteorologist, agronomist or hydrologist) and the data source (local data or satellite data). Here, we define dry spells as occurring when the rainfall is less than or equal to 0.8 mm per day for TRMM3B42 and 0.5 mm per day for RFE 2.0 during a period of at least seven consecutive days.

2.3.5. Comparison of TRMM3B42 and RFE 2.0 Products

Figure 3 presents the average rainfall and SM, and their standard deviations for the 2000–2010 decade. The two satellite products show similar spatial distributions of total rainy season rainfall. Although the mean maps present a picture of overall agreement (Figure 3a,c,e), the spatiotemporal variations (Figures 3b,d,f and 4) show that the TRMM3B42 product displays much higher variation, particularly in the southeast. TRMM3B42 and RFE 2.0 standard deviations differ by a factor of approximately two. Despite an observed intensity difference, with higher maxima in the southern VSZs for TRMM3B42 (Figure 4), the two products are well correlated when comparing the yearly cumulated rainfalls of all VSZs over 10 years (Figure 5b). These results are consistent with previous work [34], which has shown that RFE 2.0 underestimates rainfall amount compared to the TRMM product. In their validation of satellite-based precipitation products, Thiemi *et al.* [55] show that RFE 2.0 and TRMM 3B42 present the best performance when compared to other products such as CMORPH [56], GPROF 6.0 [57].

2.3.6. Use of the Satellite-Derived Soil Moisture for Depicting the Intra-Seasonal Rainfall Variation

Figure 4c shows the mean seasonal evolution of SM over each VSZ for the 2000–2010 time period. Consistent with the rainfall distribution throughout the season, minimum SM is observed in those VSZs found in the north (SStT-F, TSvS-RB, TSvS-F2), while maximum SM is found in the southeast (TSvS-L, TSvS-L1, TSvS-L2). However, the SM spatial variations do not show the same clear NW-SE gradient found for the rainfall. The main reason is that, despite the weak orography, the SM distribution in Ferlo is also constrained by the watershed hydrology, as shown by Tarnavsky *et al.* [9]. At the scale of the VSZs, SM temporal variations are quite similar to those of rainfall (Figure 5), but with smoother variations. The maximum values of SM and rainfall occur between the middle and end of August with SM decreasing more slowly than rainfall in the drying phase.

For both TRMM3B42 and RFE2.0, a good correlation between the mean SM and cumulated rainfall over the growth period, for each year and each VSZ, was found, as shown in Figure 5 ($r = 0.76$ and $r = 0.83$ for TRMM3B42 and RFE 2.0, respectively) and Figure 6a. The major difference between rainfall and SM is that while SM is a continuous time series, rain occurs as a series of discrete events. On average, over all VSZs, the rainy season onset dates agree to within one day (around Day 158). The dates of maximum rain are close for both rain products (difference, on average, of less than three days), but maximum SM occurs 10 days later, after loss through infiltration, runoff and evapotranspiration (Figure 6b). Finally, the number of dry spells longer than one week, estimated from the three datasets, agree to within one spell (between two and three dry spells for RFE 2.0 and SM, between three and four for TRMM3B42), and the duration of the longest dry spell per year is, on average, 11 days (12 days for TRMM3B42). Following the rainfall spatial variations, the dry spells are shorter in the south than in the north.

There is thus good agreement between the seasonal and intra-seasonal characteristics of rain and SM (Figure 6) and the CCI-SM product seems to properly depict the effects of the major rainfall variations within the season.

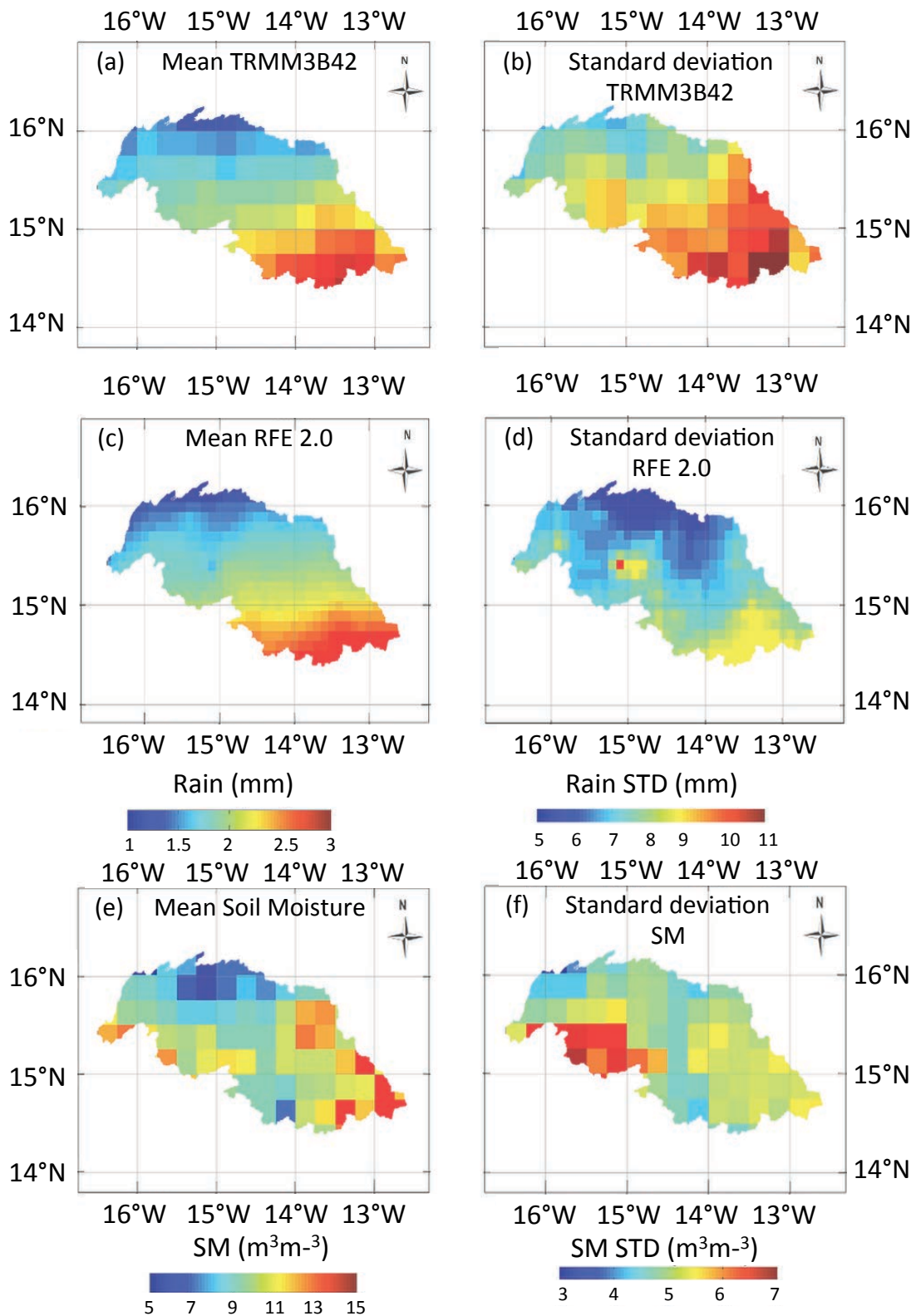


Figure 3. Spatial variations of rainy season rainfall (*i.e.*, for months June through September) from 2000 to 2010, (a) and (b) show 11-year average seasonal rainfall and the variations of the standard deviation (STD) from TRMM3B42, (c) and (d) 10-year average and the STD variations for RFE 2.0, (e) and (f) 11-year average and the STD variations for soil moisture.

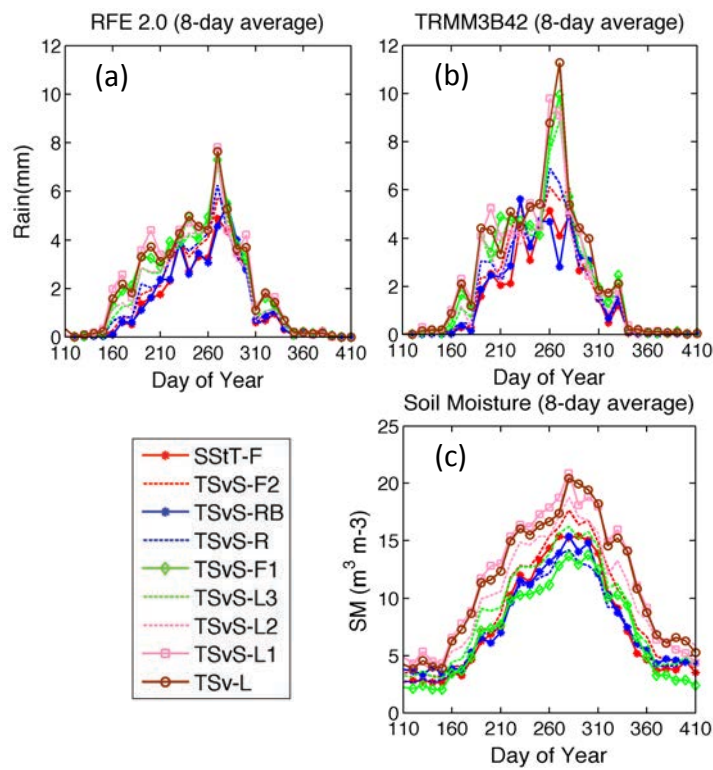


Figure 4. Average rainfall over eight-day intervals from (a) RFE and (b) TRMM; and (c) soil moisture for each Vegetation-Soil Zone (VSZ) averaged over the 2000–2010 decade (see Table 3 for legend items).

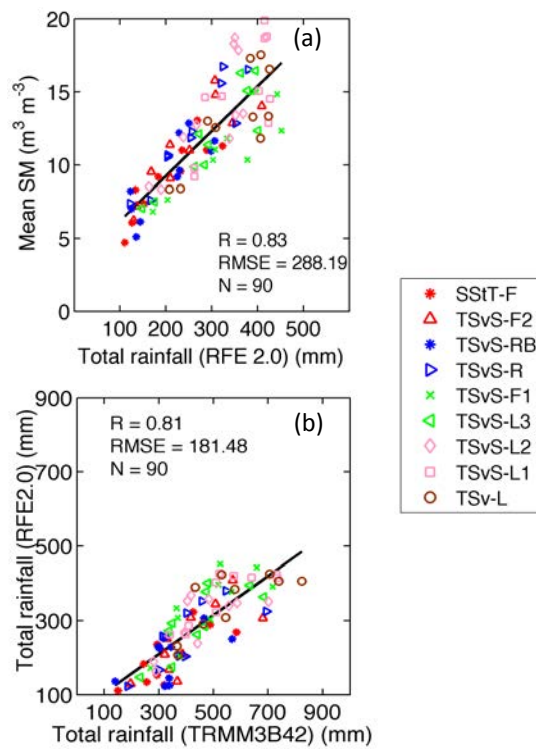


Figure 5. The total amount of rain from June through September averaged for the period 2000–2010 over the area of each vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items): (a) comparison between RFE rainfall and the soil moisture, and (b) comparison between TRMM and RFE.

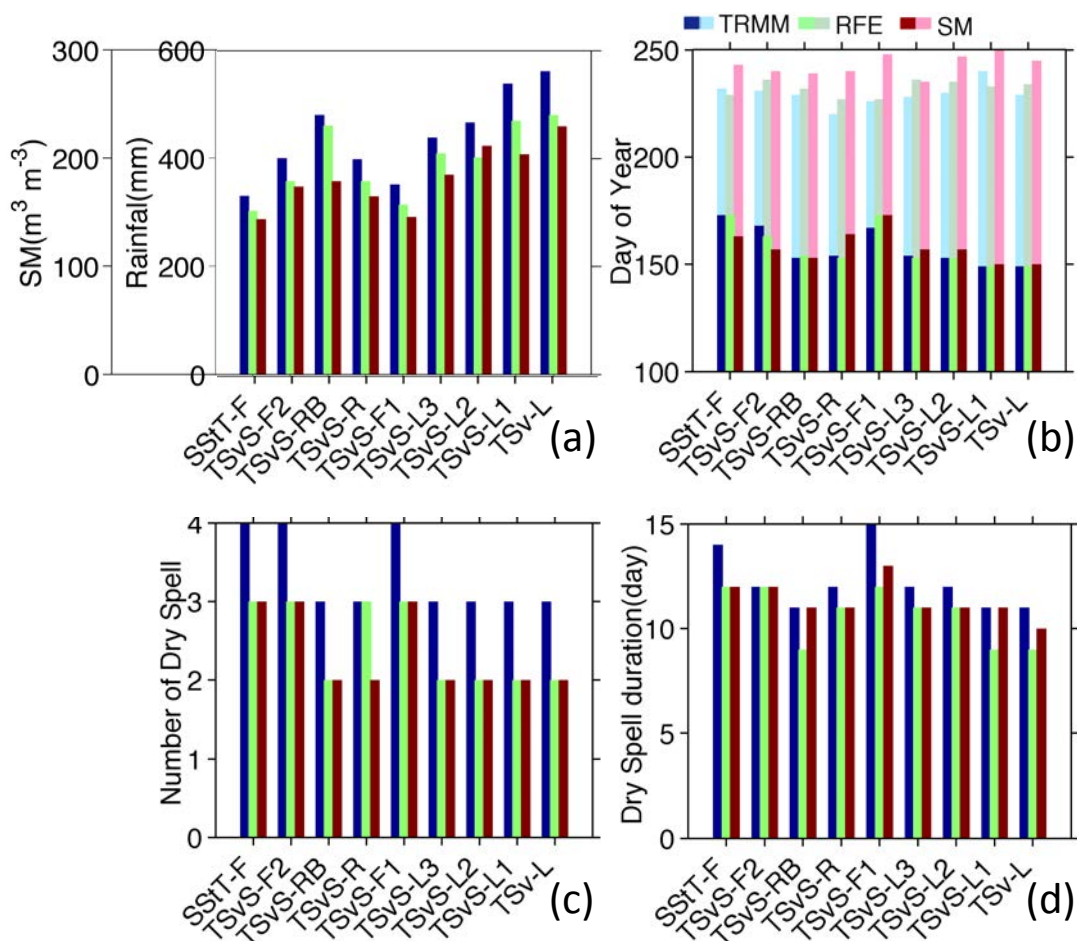


Figure 6. Comparison between some parameters characterizing the rainy season from TRMM3B42, RFE 2.0 and soil moisture (SM) in average on each vegetation soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items) over the 2000–2010 decade: (a) cumulative rainfall and SM; (b) dates of onset and maximum (respectively in dark and clear colors); (c) number of dry spells and (d) the longest dry spells.

3. Mean Patterns of the Rainfall and Vegetation Phenology

The seasonal evolution of rainfall and SM (Figure 4) highlights the differences between those VSZs in the southeast and those in the northwest: the maximum, around day 240, is clearly seen for the TSvS-L (1 to 3) areas, but less obviously for SSiT-F and TSvS-RB. The northern Ferlo (SSiT-F) is the driest, with rather low time variability. This is consistent with the rain climatology of the Sahel, whereby the rainy season is composed of local rainfall events, and mesoscale convective systems, propagating from east to west, linked with African Easterly Waves. In the south of the Sahel, local convection leads to a rather regular frequency of precipitation, but further north, local convective storms are scarce and rainfall only results from the few mesoscale systems which reach that part of the region. The standard deviation maps of seasonal rainfall therefore show a higher interannual variability in the southeast part of the region (Figure 3b,d). The maximum SM standard deviation is observed in the western part of Ferlo, near 15.5°W (Figure 3f), which is the only significant area with arable agriculture (see Figure 1b). However, the local rain and SM variations in the SE of TSvS-F2 are stronger than those expected from the mean rainfall gradient. The proximity of the Ferlo riverbed, with a confluence of three rivers, is possibly the cause: as shown by Tarnavsky *et al.* [9], SM and runoff are locally maximal, and Soti *et al.* [10] showed the sensitivity of ponds in this area to rain perturbations.

As with rainfall and SM, the mean weekly LAIs were computed for every year, and averaged over the decade. The mean vegetation phenological cycles extracted for each VSZ are shown in

Figure 7a. A cubic spline was applied to remove the individual small-scale variability. Figure 7b shows the standard deviation of LAI calculated for each VSZ over the month of September (month of the maximum LAI and maximum variability) and Figure 8 summarizes the spatial variations of some characteristic parameters (start dates, end dates, dates and values of the maximum LAI) in the vegetation cycle. The TSvS-L1 zone presents the maximal values (mean LAI about $2.9 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$) with a strong variability (standard deviation about ± 0.19), as well as the earliest onset date (Figure 8a). The opposite occurs in the TSvS-RB zone which has the lowest maximal LAI (about 0.8) with a low variability (standard deviation lower than ± 0.05) (Figure 8a,b).

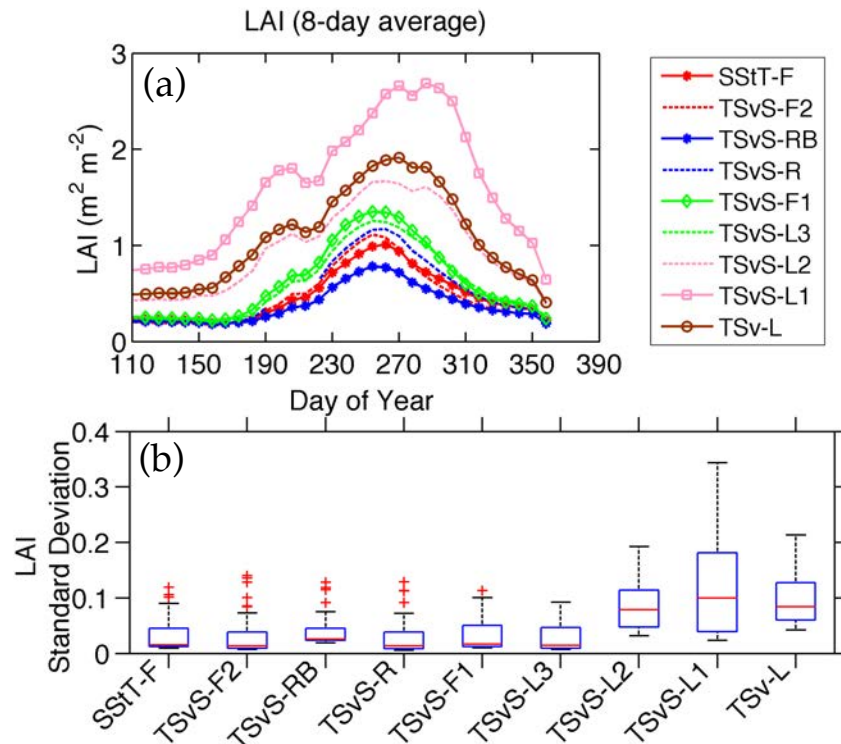


Figure 7. (a) Variations of the mean LAI smoothed with the cubic spline, each color representing a homogeneous vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items); (b) into box plot, the standard deviation of LAI (a red segment inside the rectangle shows the median, the “whiskers (black horizontal dash)” above and below the box show the minimum and maximum standard deviation and the blue box around the median is the lower quartile (median value of the lower half of the data) and the upper quartile (median value of the upper half of the data)) for each zone over the 2000–2010 decade.

Figure 8a shows that LAI follows the same southeast-northwest gradient as rainfall and SM, as observed previously by Justice *et al.* [58]: in the southeast, the growing season starts earlier and the maximum is higher, whereas in the northwest the growth starts later and reaches a lower maximum (Figure 8a). On average, the vegetation season starts in June (on average day 160 in the southeast, but one month later day 180 in the northwest), and finishes in November (around day 329 in the southeast and day 313 in the northwest), *i.e.*, a difference in the length of the phenological cycle of between two and three weeks between the southeast and northwest. The maximum LAI is reached earlier in the northwest than in the southeast (Figure 8c). The phenological cycle is longer (Figure 8b), and LAI is higher in the south, which is consistent with the higher total rainfall amount during the season. The date of maximum vegetation is observed between the end of September in the northwest and the end of October in the southeast. Another feature of the southeast of Ferlo is that LAI is never lower than 0.5 (see Figure 7a), even at the end of the dry season, providing evidence of the presence of evergreen vegetation. This is not observed in the northwest part of the region, as already noted in Section 2.1.

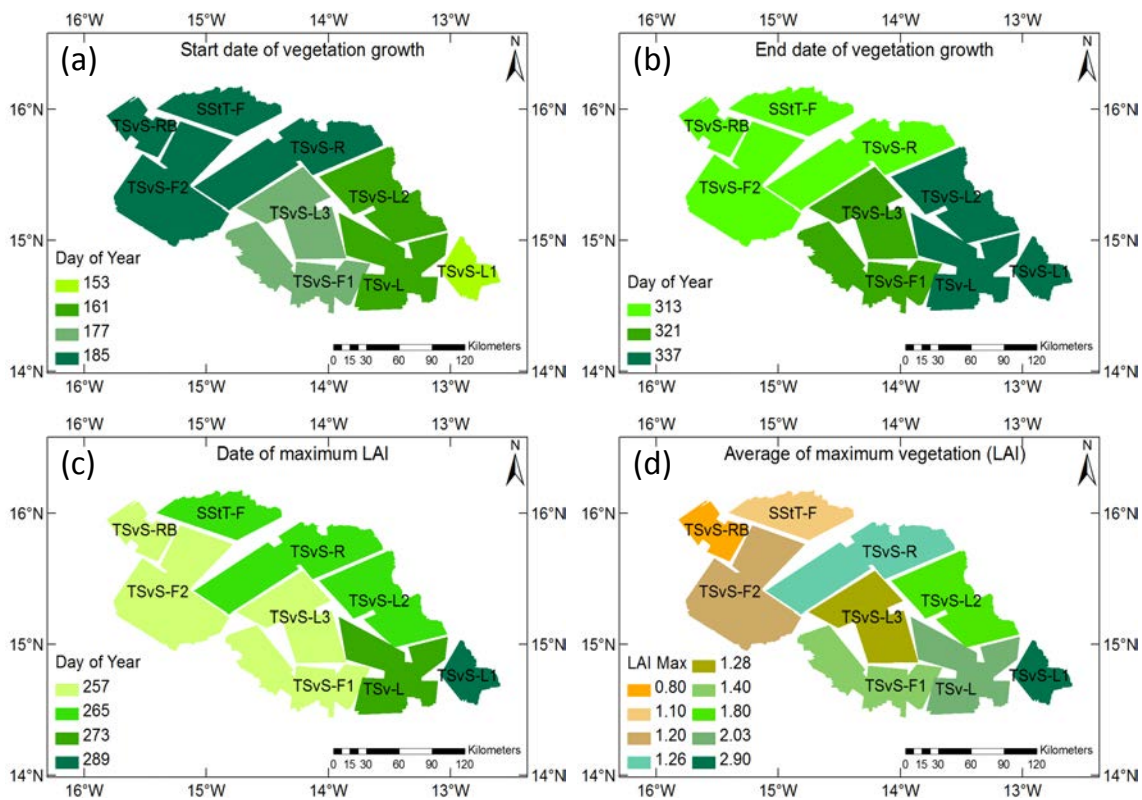


Figure 8. Spatial variations of some characteristic parameters in the vegetation phenological cycle over the period 2000 to 2010: (a) start of the growing season; (b) end of the growing season; (c) date of maximum LAI; and (d) the maximum value of LAI.

4. Intra-Seasonal Analysis of Vegetation Response

The rainfall comprises a succession of wet and dry periods within the season; the pattern of these periods directly affects SM and vegetation growth. Between its onset and end, the West African Monsoon system is driven by these fluctuations that define the active and inactive phases of the monsoon.

In the previous section, the mean effect of variations within the rainy season over the decade was examined. Now, the intra-seasonal variations and anomalies of rainfall, SM, and LAI are analyzed. How breaks in the rainy season impact the vegetation has been widely studied ([2,25,59–62]). However, these general relationships may not apply when plant growth is strongly influenced by very local and specific features (e.g., soil type, species composition).

4.1. Effect of Rainfall Anomalies on LAI Variations through the Season

Rainfall, SM and LAI anomalies were calculated for each VSZ by removing the 11-year average annual cycle from the yearly data. These averages were smoothed to reduce the small-scale variability using a moving window of three weeks. Rainfall and SM anomalies were recalculated at LAI dates (eight-day time-step) by averaging the daily data, then time series of the June–September anomalies were built over the 2000–2010 decade. Finally, lagged correlations with the corresponding LAI time series were calculated.

As rainfall does not have a Gaussian distribution, we evaluated the statistical significance of correlations by applying a Monte Carlo test at 90%. To do this, yearly time series of rainfall (or SM) anomalies were randomly distributed within the 10 years before calculating the correlations with the actual LAI time series. A thousand random changes were performed to evaluate the mean significance

level to which the correlation is compared. Finally, the mean lag between the time series was estimated by averaging the lags with a significant correlation coefficient (larger than a given threshold). In these correlations, anomalies (positive and negative) were separately correlated to distinguish the impacts of wet and dry anomalies on the vegetation.

Figure 9 summarizes the results for all VSZs. The value of the correlation coefficient is given in the left-hand panels, and the mean lag in the right-hand panels. Upper panels are for positive anomalies; bottom panels are for negative ones.

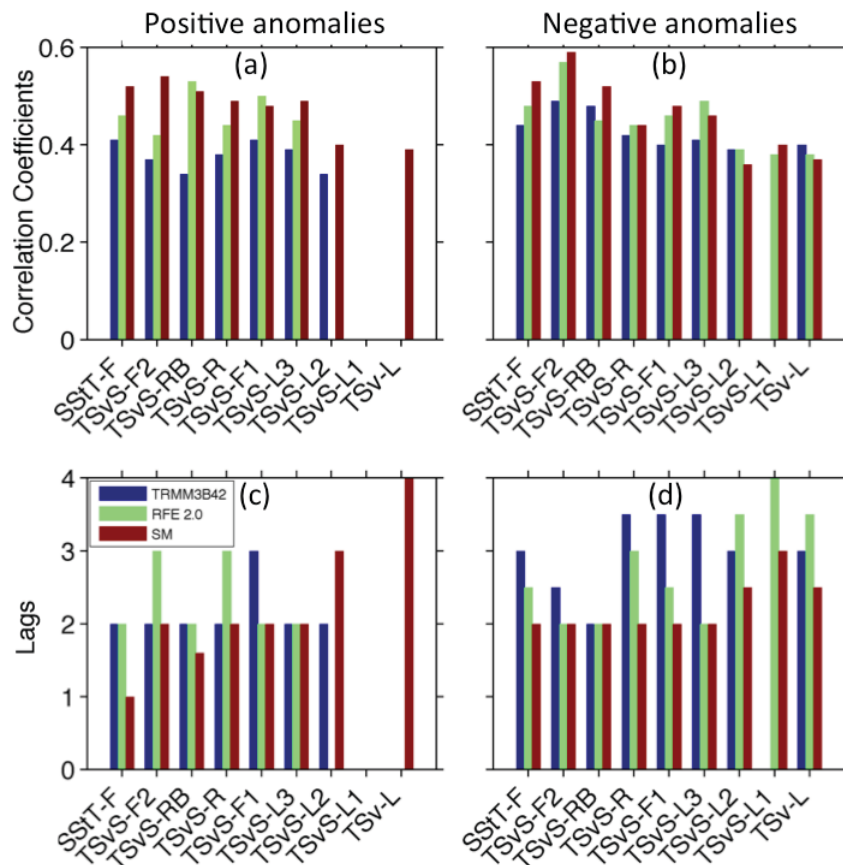


Figure 9. Comparison of correlation coefficients and lags in number of weeks between anomalies of rainfall and SM, and anomalies of LAI (TRMM3B42/LAI (blue) and RFE/LAI (green) and SM/LAI (red)) over the period 2000-2010 and on all the VSZs (see Table 3 for legend items) in the Ferlo watershed; with (a) correlation coefficients between positive anomalies; (b) correlation coefficients between negative anomalies; (c) lags between positive anomalies and (d) lags between negative anomalies.

4.1.1. Positive Anomalies (Rainfall or SM above the Mean)

The positive rainfall and SM anomalies are correlated with LAI anomalies for all VSZs except the TSvS-L1, for which no significant correlation was found. This is also the case in TSv for both TRMM3B42 and RFE 2.0, as well as in TSvS-L2 for RFE 2.0. For all but the lithosols zones, the mean lag is about two weeks. This means that the vegetation growth is increasing two weeks after the positive rainfall anomaly occurs. The longer time lag obtained for SM on these VSZs is doubtful, as it corresponds to a lower correlation coefficient compared to the other VSZs. When looking at the correlation plots, a flat correlation coefficient is observed for all lags. These VSZs are characterized by a larger value of LAI (even significant during the dry season) and higher amounts of incoming/available water (rainfall and SM), as presented in the previous sections.

4.1.2. Negative Anomalies (Rainfall or SM below the Mean)

The negative rainfall or SM anomalies are better correlated to LAI negative anomalies than positive ones: the correlation coefficient is larger with a difference of +0.1, on average, for the two rain datasets and SM. We note that a significant correlation is missing only in TSvS-L1, and only for TRMM3B42. Compared to positive anomalies, negative anomalies have a stronger effect on the vegetation, as they induce water stress. The correlation coefficients between negative anomalies are almost the same when using the two rainfall products but they are higher in the case of SM. For both anomaly types, the correlations with SM are slightly larger than with rainfall on most of the VSZs. The vegetation response is faster for SM compared to rainfall with an average lag of between one to two weeks and two to three weeks, respectively, over all areas. The time lag varies among the homogeneous VSZs. In general, the correlation coefficients calculated for ferruginous soils are greater than 0.5, whereas for lithosols, they are less than 0.50.

4.2. Impacts of Within-Season Rainfall and SM Variability on LAI

At the seasonal scale, the vegetation growth depends on the rainfall amount and its distribution during the rainy season. Water content in the root zone is the factor that most limits vegetation growth (e.g., [63,64]). The results of Section 4.1 indicate that rainfall anomalies impact vegetation growth. We now examine how the year-to-year variation could affect this correlation. To investigate the impact of rainfall anomalies within the season on the vegetation phenology, we examine the statistical relationships between LAI and selected rainfall-related indicators and investigate two questions:

- Is the vegetation phenology (delay, amplitude) sensitive to the rainfall onset date?
- Do the variations in the total rainfall amount have a similarly effect on all VSZs, and do the dry spells have a similar effect on the vegetation growth, whatever their date, number and duration?

To answer these questions, rainfall and SM were compared with LAI averaged over each VSZ, for every year. In these comparisons, rainfall, SM and LAI anomalies are all normalized relative to their maximum in each VSZ, in order to homogenize the overall VSZ variability.

The vegetation response relative to rainfall and SM indicators was analyzed using linear regression. The statistical significance of these relationships was evaluated using Student's *t*-test, with a significance threshold of $\alpha = 5\%$. The anomalies within the season were calculated as the difference between each yearly time series and the smoothed average over the period 2000–2010, for each VSZ. Precipitation and SM time series were re-sampled with the same eight-day time-step as the LAI.

4.2.1. Rainy-Season Onset

To examine the impact of annual onset shifts with respect to the average date, we compared the difference between each season's rainfall onset date and the mean rainfall onset date with the growing season start date and maximum LAI date (shifted with respect to the average date).

In zones with ferruginous soils, there is a fairly good correlation between the rainfall onset date and the start of the growing season ($r = 0.54$ and $r = 0.51$ for TRMM3B42 and RFE, respectively), significant by Student's *t*-test. However, on the lithosols, these correlations are very low and not significant ($r = 0.13$ and $r = 0.14$).

However, the onset date of rainfall or SM does not affect the date of maximum LAI (no significant correlation). Thus, the phenological cycle is not delayed by late onset of the rainy season.

4.2.2. Rainfall Amount

The analysis of positive and negative rainfall anomalies has shown that the vegetation response is not the same for all the VSZs, with no significant coefficients on the lithosols. To investigate these differences, the links between total rainfall, mean SM and negative anomalies (number of dry spells;

intensity of dry spells; duration of maximum dry spell; and intensity of maximum dry spell) and maximum of LAI were analyzed. For this, the lithosol and non-lithosol VSZs were separated. To give the same number of degrees of freedom in the statistical test, three ferruginous and three lithosol VSZs were considered in both cases. Three thresholds on the duration of anomalies were used: ≥ 3 days; ≥ 5 days and ≥ 7 days. Figure 10 summarizes the link between indicators of the rainfall amount variations and the vegetation growth up to the time of maximum LAI.

- Total rainfall over the growing season (June–September):

The interannual correlations between the maximum LAI, total rainfall and SM for June–September (Figure 10a and Table 4) are significant ($p < 0.05$) on the non-lithosols soils with high correlation coefficients ($r > 0.60$ for TRMM; RFE 2.0 and SM), contrary to the lithosols, for which this relationship is not significant ($p > 0.05$ with $r < 0.2$).

- Impact of dry spells

To evaluate the impact of dry spell duration, number and intensity (rainfall anomaly with respect to the 11-year average) as well as SM negative anomalies on the yearly vegetation growth, three dry spell durations were explored: ≥ 3 , ≥ 5 and ≥ 7 days (Figure 10).

A significant relationship was found for all zones other than those with lithosols. The correlations of the maximum LAI with SM anomalies (number and intensity) were all significant whatever the threshold on the duration of the dry spell, whereas the correlations with RFE 2.0 are significant only for the longest dry spell duration (≥ 7 days). Table 5 compares the longest SM anomaly duration and the maximum LAI for the three lithosols and the three ferruginous zones. For the latter, the correlation coefficients vary between -0.50 and -0.70 , whereas they are not significant for the others. Similar results were found when correlating the anomaly intensity (cumulated over all dry spells, or only the longest one) with the maximum LAI. Again, the correlation is the largest with the SM anomaly amplitude compared with the anomalies derived from the two rainfall datasets. However, in addition to the soil type, the spatial distribution of dry spells is different (Figure 6), since the longest dry spells are localized in the northern part of Ferlo and have more impact in this sub-region than in the south.

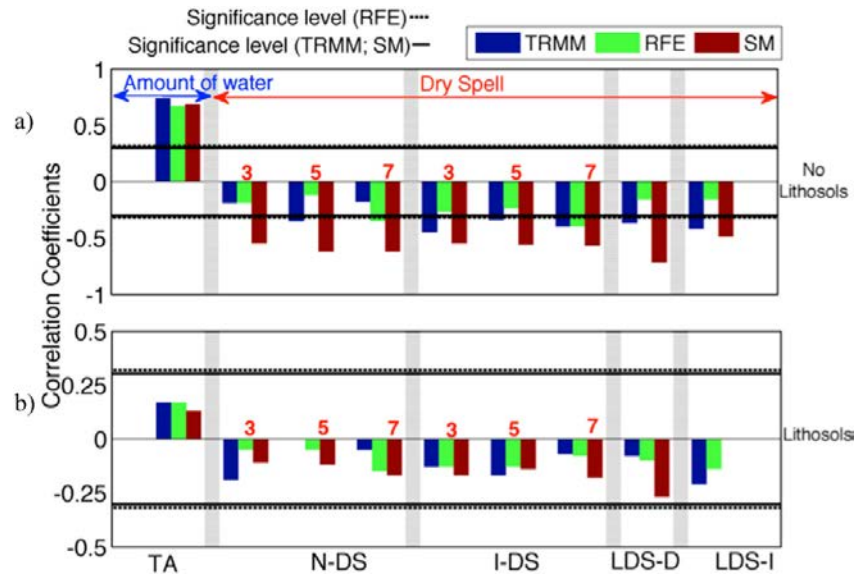


Figure 10. Comparison of correlation coefficients between water availability and the maximum of vegetation growth on the Ferlo VSZs with (a) for non-lithosol VSZs and (b) lithosol VSZs over the period 2000–2010. TA: Total Amount; N-DS: Number of Dry Spells; I-DS: Intensity of Dry Spells; LDS-D: Longest Dry Spell Duration and LDS-I: Longest Dry Spell Intensity. The digits 3, 5 and 7 are the numbers of days corresponding to the thresholds of dry spell duration. The colors are dark blue for TRMM3B42; green for RFE 2.0 and dark red for SM. Horizontal solid and dashed lines correspond to the levels of significance for $p < 5\%$.

Table 4. Inter-comparison of significant correlation coefficients between the total rainfall (TRMM3B42 and RFE 2.0), mean soil moisture (SM) and maximum LAI on each vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for acronyms) over the period 2000 to 2010.

VSZ	Correlation Coefficient		
	With TRMM	With RFE 2.0	With SM
TSvS-L1	–	–	–
TSv-L	–	–	–
TSvS-L2	–	–	–
TSvS-F1	0.61	0.47	0.53
TSvS-L3	0.56	0.30	0.32
TSvS-R	0.84	0.84	0.71
TSvS-F2	0.68	0.55	0.64
TSvS-RB	0.82	0.74	0.79
SStT-F	0.69	0.77	0.78

Table 5. Significant correlation coefficients after application of the Student *t*-test with a 5% threshold between duration of dry spell (with SM) and maximum of LAI from (JJAS) and the corresponding Root Mean Square Error (RMSE) on each VSZ (see Table 3 for the acronyms).

VSZ	Significant Correlation Coefficients	RMSE
SStT-F	–0.71	3.29
TSvS-F2	–0.79	3.23
TSvS-F1	–0.54	4.34
TSvS-L3	–	4.31
TSvS-L2	–	4.63
TSvS-L1	–	4.52

5. Discussion

5.1. Significant Information from Rainfall and SM Products

The analysis shows that rainfall and SM have similar spatial variations, but with less temporal variability for SM. This can be expected since SM is an integrated variable, resulting from the surface partitioning of rainfall into evapotranspiration, surface runoff and infiltration. It has a slow temporal evolution.

Although TRMM3B42 and RFE 2.0 are direct estimates of the daily rainfall, the uncertainty in their variations, as seen when comparing the two databases, results in a similar uncertainty in the rainy season patterns at the scale of each VSZ. Despite the unknown source of these errors, SM properly depicts the overall rainfall seasonal variations and anomalies. An advantage of SM is that its relationship with the microwave radiometer measurement (variations of the surface emission linked to soil dielectric properties) is more direct than that for precipitation (conversion of instantaneous emission from droplets and crystals in the atmosphere into a cumulated surface amount). In addition, the SM variations are smoother than those of rainfall, because SM integrates the effect of sporadic rainfall events, with continuous surface processes. This makes it easier to determine season-to-season and within-season variations.

The correlation between cumulated rainfall over the growth season and the maximum LAI in that season is very similar for the three products: on the non-lithosols, it is larger than 0.6.

The major differences between products occur with the anomalies. The direct correlations of anomalies longer than seven days over the whole time range as well as correlations of yearly integrated indicators show differences between the three products:

- Correlations of both positive and negative anomalies are higher for SM and RFE 2.0 than TRMM3B42, except on lithosols. In addition, the time lag obtained with SM for negative anomalies is slightly smaller than for the two rainfall products.
- Correlations of the cumulated water deficit, as well as the number of dry spells and the duration of the longest one, with maximum LAI were calculated to evaluate the impact of dry spells on the maximum LAI. Again, a significant correlation was found, except for lithosols. However, this correlation becomes significant for SM as soon as the dry anomaly is longer than three days, but is significant for both rainfall products only for anomalies longer than seven days. In general, a better correlation is obtained with TRMM3B42 than RFE 2.0 (for example, see the correlation for the longest dry spell).

In any case, SM appears to be a better indicator for detecting anomalies which impact the LAI. As noted earlier, an important source of uncertainty for rainfall comes from the discontinuous sampling of rainfall events, which are then summed to give a daily value. Thus, it is difficult to assess the significance of a three-day dry spell, which, in addition, depends on the threshold used on the rainfall products (see Section 2.3.3). On the contrary, any SM anomaly means that less water is available for the vegetation at the surface. Thus, SM anomalies are more directly linked to vegetation growth.

The direct correlation of rainfall anomalies with SM anomalies over the 2000–2010 time series shows a slight delay (by about one week). Thus, there is a more rapid response of vegetation to SM anomalies than to rainfall anomalies (on average two days of shift relative to the positive and negative anomalies of SM, between 2.5 to 3.5 days for negative anomalies, and between two to three days for positive anomalies of rain).

These results confirm earlier findings by Nicholson *et al.* [60] that vegetation greenness in semi-arid environments is more strongly related to SM, a function of rainfall accumulated over a period of time, than to instantaneous rainfall. Even if satellite-derived SM is a surface variable, its variations are more consistently related to vegetation growth compared to rainfall, because part of the rainfall will be lost as surface runoff, interception and soil evaporation, making the rainfall unrepresentative of the water transpired by the vegetation during photosynthesis.

5.2. Impact of the Intra-Seasonal Variations in the Rainy Season on the Vegetation Phenology

5.2.1. Impacts of Water Variability Across the Ferlo Basin

The maximum LAI map confirms the climatic gradient observed in rainfall and SM: the southeast has a denser savanna with a significant proportion of ligneous species (shrubs and trees); in contrast, the northwest vegetation is mainly composed of herbaceous species (see Table 1). This difference is linked to the overall water availability in the two sub-regions.

Consequently, the less dense and less watered northwest sub-region is more sensitive to intra-seasonal and seasonal variations. The rainfall and SM seasonal fluctuations strongly affect the northwest, as shown by the correlation coefficients all being greater than 0.50 for northern VSZs, unlike the southern ones (see, for example, the difference between non-lithosols and lithosols in Figure 10). The yearly indicators such as the maximum duration of dry spells strongly affect the vegetation growth in the northwest ($r = -0.57$), contrary to the southeast ($r = -0.11$). This difference can be attributed to the impact of local storms being more frequent in the southeast: SM is therefore greater and the vegetation is less sensitive to dry spells, being better able to cope with rainfall fluctuations (negative or positive).

The correlation between times series confirms the differences between northwest and southeast: correlation coefficients for both positive and negative anomalies are higher for VSZs in the northwest (see, for example, the differences between TSvSF2/TSvS-F1, TSvS-L3/TSvS-L1). In the extreme southeast, no correlation is obtained.

5.2.2. Role of Vegetation Cover and Soil Type

In the same climatic sub-zone, the LAI intensity on lithosols is higher than on ferruginous soils, even during dry spells. Moreover, the TSvS-L zones present two peaks of LAI unlike the others such as SStT-F. However, the observed differences cannot be attributed to the climatic gradient alone, as the vegetation also changes along this gradient, and the soil types are not homogeneously distributed within the Ferlo basin. As already presented, the vegetation is composed of trees, shrubs and herbaceous species. Sahelian vegetation is distinguished from that of other arid zones by the scarcity of perennial grasses [65] and in the northern part of the basin, shallow-rooted annual grasses dominate. In the southeast, ligneous species have a greater presence; these plants have roots that give them access to deep soil water or shallow groundwater.

The features of the woody savanna identified here may come from the presence of species such as *microphyll* for *Acacia* and *sclerophyll* for *Boscia senegalensis*. These species have an inverse phenological cycle of growth during the beginning of the rainy season, keeping their leaves throughout the dry season. They have well-developed mechanisms to reduce water loss through transpiration [65] and therefore perform better than herbaceous vegetation under water deficit conditions. These differences in plant physiology and architecture may explain the double peak in LAI seasonal variation. Thus, it is probable that annual grasses are the most sensitive to water input anomalies, with perennial grasses being more resilient, due to their deeper root system. Finally, the transpiration control and deep roots of shrubs and trees make them the most resilient to dry spell-induced water shortage.

The geographical position of the different soil types mixes the impact of soil properties with the climatic gradient effect. The correlation study confirms the differences between lithosols and ferruginous soils. The correlations between the rainfall onset date and the start of the vegetation-growing season on the ferruginous soils are significant ($r > 0.50$) by Student's *t*-test ($p < 0.05$), whereas on lithosols soils they are lower and not significant ($r = 0.13$). On the ferruginous soils, vegetation responds more rapidly and more strongly. The correlations between rainfall and vegetation anomalies (positive and negative) confirm this difference between the soil types with correlation coefficients always being significant with ferruginous soils, but not with lithosols. To further elucidate the role of the soil type, we compared VSZs located in the same climatic area, mainly TSvS-F1 and TSvS-L3. Their phenological cycles and the response to within-season anomalies were very similar, but

the correlations between the total rainfall and the maximum LAI were significantly lower for TSvS-L3 than TSvS-F1 (Table 4). Contrary to TSvS-F1, there was no significant correlation between the duration of the longest dry spell and the LAI maximum for TSvS-L3 (Table 5). Lithosols thus have a different response to the rainfall variations.

The above results could be explained by differences in infiltration rate between the two soil types. Infiltration through lithosols is slow because these soils are composed of hard rock that allows water to remain at the surface for a longer time, making it available for herbaceous vegetation. In contrast, for the other soils (ferruginous, red-brown, regosols), the faster infiltration makes the vegetation more sensitive to soil water availability. This might explain the weak or null response of lithosol VSZs to intra-seasonal rainfall anomalies. In addition, lithosols are located in the southeast where the flat topography leads to negligible surface runoff. Flat topography is more favorable to vegetation growth, resulting in denser savanna which recovers more strongly. These effects might explain the weak or null response of lithosol VSZs to intra-seasonal rainfall anomalies.

6. Conclusions

In this study, satellite data were used to evaluate the impact of intra-seasonal rainfall variations on the natural vegetation growth of a small region in the Sahel (Ferlo, Senegal). The Ferlo region was subdivided into nine zones, mainly homogeneous in terms of vegetation and soil type. These zones were sufficiently large to allow the use of rainfall, SM and LAI satellite products, but small enough to properly depict the spatial heterogeneity of the soil and vegetation cover.

First, two well-known rainfall products, RFE 2.0 and TRMM3B42, were compared over a 10-year period at the scale of the homogeneous zones. Despite differences in the cumulated rainfall amounts, TRMM3B42 and RFE2.0 were well correlated over the whole region. Both were also well correlated with the ESA CCI.SM product, although the mean variations over the rainy season are smoother than the rainfall ones. The three databases provide intra-seasonal variations, which were found to correlate with the variations in vegetation phenology. However, correlations with RFE 2.0 were found to be higher than with TRMM3B42; SM variations were found to be significantly more correlated to LAI (anomalies and maximum value) than rainfall variations. SM thus appears as the most relevant parameter for evaluating the impact of rainfall anomalies on vegetation growth. The within-season rainfall and SM anomalies are followed three weeks later (on average) by correlated anomalies in LAI. Dry spells are correlated with the maximum LAI. However, a significant response of the LAI is observed only when the absence of rainfall lasts more than seven days, whereas a three-day deficit of SM leads to a significant correlation. These results were validated over all soils except lithosols. In the latter case, most of the correlations failed to be significant.

Our study shows how the combined analysis of satellite-observed rainfall, SM and LAI can help to better understand the vegetation/rainfall relationship and to assess spatiotemporal variability in vegetation growth, in relation to soil type. The significant correlations obtained indicate that LAI is a “good index” of the quality of the monsoon season and that SM data can be used to monitor this indicator. The next step should thus be the building of a statistical prediction tool, which could be used to predict the vegetation biomass before the end of the growing season. To extend this study, the methodology should be incorporated into process-based vegetation growth models for evaluating the impacts of rainy season onset, cumulated rainfall and dry spells on the production of animal grazing and crops.

Acknowledgments: This work was supported by Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Service de Coopération et Action Culturelle (SCAC) of the French Embassy in Senegal and the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS). The authors acknowledge Ecological Monitoring Centre (Centre de Suivi Écologique, CSE) colleagues in Dakar for providing information about the Ferlo vegetation, Gaëlle De Coëtlogon from the Laboratoire Atmosphères, Milieux et Observations spatiales (LATMOS) and Fabienne Maignan from the Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement (LSCE) for their help with data processing.

Author Contributions: Soukèye Cissé and Laurence Eymard conceived, designed the data processing, analyzed the data and wrote the paper; Soukèye Cissé was responsible for the data processing; Catherine Ottlé

proposed the initial design of the study and contributed to the analysis and manuscript improvements; Jacques André Ndione provided tools for vegetation analysis, and helped in interpretation; Amadou Thierno Gaye supervised the study for Dakar University; Françoise Pinsard developed computer tools for remote sensing data.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Lebel, T.; Ali, A. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 52–64. [[CrossRef](#)]
2. Herrmann, M.S.; Anyamba, A.; Tucker, J.C. Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Glob. Environ. Chang.* **2005**, *15*, 394–404. [[CrossRef](#)]
3. Nicholson, S.E.; Farrar, T.J. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall, and soil moisture in semiarid Botswana. I. NDVI response to rainfall. *Remote Sens. Environ.* **1994**, *50*, 107–120. [[CrossRef](#)]
4. Marteau, R.; Moron, V.; Philippon, N. Spatial coherence of monsoon onset over Western and Central Sahel (1950–2000). *J. Clim.* **2009**, *22*, 1313–1324. [[CrossRef](#)]
5. Ibrahim, B.; Polcher, J.; Karambiri, H.; Rockel, B. Characterization of the rainy season in Burkina Faso and its representation by regional climate models. *Clim. Dyn.* **2012**, *39*, 1287–1302. [[CrossRef](#)]
6. Barron, J.; Rockström, J.; Gichuki, F.; Hatibu, N. Dry spell analysis and maize yields for two semi-arid locations in east Africa. *Agric. For. Meteorol.* **2003**, *117*, 23–37. [[CrossRef](#)]
7. Frappart, F.; Hiernaux, P.; Guichard, F.; Mougin, E.; Kergoat, L.; Arjounin, M.; Lavenu, F.; Koité, M.; Paturel, J.E.; Lebel, T. Rainfall regime across the Sahel band in the Gourma region, Mali. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 128–142. [[CrossRef](#)]
8. Karlson, M.; Ostwald, M. Remote sensing of vegetation in the Sudano-Sahelian zone: A literature review from 1975 to 2014. *J. Arid Environ.* **2015**, *124*, 257–269. [[CrossRef](#)]
9. Tarnavsky, E.; Mulligan, M.; Ouessar, M.; Faye, A.; Black, E. Dynamic hydrological modeling in drylands with TRMM based rainfall. *Remote Sens.* **2013**, *5*, 6691–6716. [[CrossRef](#)]
10. Soti, V.; Puech, C.; lo Seen, D.; Bertran, A.; Vignolles, C.; Mondet, B.; Dessay, N.; Tran, A. The potential for remote sensing and hydrologic modelling to assess the spatio-temporal dynamics of ponds in the Ferlo Region (Senegal). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2010**, *14*, 1449–1464. [[CrossRef](#)]
11. Beven, K.J.; Fisher, J. Remote sensing and Scaling in Hydrology, Scaling in Hydrology Using Remote Sensing. In *Scaling Issues in Hydrology*; Stewart, J.B., Engman, E.T., Fedds, A., Kerr, Y., Eds.; Wiley: Chichester, UK, 1996.
12. Gash, J.H.C.; Kabat, P.; Monteny, B.; Amadou, M.; Bessemoulin, P.; Billing, H.; Blyth, E.; DeBruin, H.; Elbers, J.; Friborg, T. The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. *J. Hydrol.* **1997**, *188*, 385–399. [[CrossRef](#)]
13. Zribi, M.; Pardé, M.; de Rosnay, P.; Baup, F.; Boulain, N.; Descroix, L.; Pellarin, T.; Mougin, E.; Otlé, C.; Decharme, B. ERS scatterometer surface soil moisture analysis of two sites in the south and north of the Sahel region of West Africa. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 253–261. [[CrossRef](#)]
14. Tappan, G.G.; Sall, M.; Wood, E.C.; Cushing, M. Ecoregions and land cover trends in Senegal. *J. Arid Environ.* **2004**, *59*, 427–462. [[CrossRef](#)]
15. Martinez, B.; Gilabert, M.A.; Garcia-Haro, F.J.; Faye, A.; Meliá, J. Characterizing land condition variability in Ferlo, Senegal (2001–2009) using multi-temporal 1-km Apparent Green Cover (AGC) SPOT VEGETATION data. *Glob. Planet. Chang.* **2011**, *76*, 152–165. [[CrossRef](#)]
16. Akpo, L.E.; Gaston, A.; Grouzis, M. Structure spécifique d'une végétation sahélienne. Cas de Wiidu Thiengoli (Ferlo, Sénégal). *Bull. Mus. Natl. Hist. Nat. Paris* **1995**, *17*, 39–52.
17. Land-Cover Map from FAO 2005. Available online: http://www.glcnet.org/databases/se_landcover_en.jsp (accessed on 2 September 2015).
18. Myneni, R.B.; Hoffman, S.; Knyazikhin, Y.; Privette, J.L.; Glassy, J.; Tian, Y.; Wang, Y.; Song, X.; Zhang, Y.; Smith, G.R.; et al. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sens. Environ.* **2002**, *83*, 214–231. [[CrossRef](#)]

19. Yang, W.; Shabanov, N.V.; Huang, D.; Dickinson, R.E.; Nemani, R.R.; Knyazikhin, Y.; Myneni, R.B. Analysis of leaf area index products from combination of MODIS TERRA and AQUA data. *Remote Sens. Environ.* **2006**, *104*, 297–312. [[CrossRef](#)]
20. De Kauwe, M.G.; Disney, M.I.; Quaife, T.; Lewis, P.; Williams, M. An assessment of the MODIS collection 5 Leaf Area Index product for a region of mixed coniferous forest. *Remote Sens. Environ.* **2011**, *115*, 767–780. [[CrossRef](#)]
21. Ruhoff, A.L.; Paz, A.R.; Aragao, L.E.O.C.; Mu, Q.; Malhi, Y.; Collischonn, W.; Rocha, H.R.; Running, S.W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrol. Sci. J.* **2013**, *58*, 1–19. [[CrossRef](#)]
22. Yuan, H.; Dai, Y.; Xiao, Z.; Ji, D.; Shangguan, W. Reprocessing the MODIS Leaf Area Index products for land surface and climate modeling. *Remote Sens. Environ.* **2011**, *115*, 1171–1187. [[CrossRef](#)]
23. LAI MODIS Product. Available online: https://lpdaac.usgs.gov/dataset_discovery/modis/modis_products_table/mod15a2 (accessed on 12 May 2015).
24. Knyazikhin, Y.; Martonchik, V.; Diner, D.J.; Myneni, R.B.; Verstraete, M. Estimation of vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from atmosphere-corrected MISR data. *J. Geophys. Res.* **1998**, *103*, 32239–32256. [[CrossRef](#)]
25. Bobée, C.; Ottlé, C.; Maignan, F.; de Noblet-Ducoudré, N.; Maugis, P.; Lézine, A.M.; Ndiaye, M. Analysis of vegetation seasonality in Sahelian environments using MODIS LAI, in association with land cover and rainfall. *J. Arid Environ.* **2012**, *84*, 38–50. [[CrossRef](#)]
26. Zhang, X.; Friedl, M.A.; Schaaf, C.B.; Strahler, A.H.; Liu, Z. Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM3B42 instruments. *J. Geophys. Res.* **2005**, *110*. [[CrossRef](#)]
27. Fensholt, R.; Sandholt, I.; Rasmussen, M.S. Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using *in situ* measurements. *Remote Sens. Environ.* **2004**, *91*, 490–507. [[CrossRef](#)]
28. Privette, J.L.; Myneni, R.B.; Knyazikhin, Y.; Mukelabai, M.; Roberts, G.; Pniel, M.; Wang, Y.; Leblanc, S. Early spatial and temporal validation of MODIS LAI product in Africa. *Remote Sens. Environ.* **2002**, *83*, 232–244. [[CrossRef](#)]
29. White, M.A.; Nemani, R.R.; Thornton, P.E.; Running, S.W. Satellite evidence of phenological differences between urbanized and rural areas of the eastern United States deciduous broadleaf forest. *Ecosystems* **2002**, *5*, 260–277. [[CrossRef](#)]
30. Kang, S.; Running, S.W.; Lim, J.H.; Zhao, M.; Park, C.R.; Loehman, R. A regional phenology model for detecting onset of greenness in temperate mixed forests, Korea: An application of MODIS leaf area index. *Remote Sens. Environ.* **2003**, *86*, 232–242. [[CrossRef](#)]
31. Huffman, G.J.; Adler, R.F.; Bolvin, D.T.; Gu, G.; Nelkin, E.J.; Bowman, K.P.; Hong, Y.; Stocker, E.F.; Wolff, D.B. The TRMM3B42 Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.* **2007**, *8*, 38–55. [[CrossRef](#)]
32. Xie, P.; Arkin, P.A. Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model prediction. *J. Clim.* **1996**, *9*, 840–858. [[CrossRef](#)]
33. Pierre, C.; Bergametti, G.; Marticorena, B.; Mougou, E.; Lebel, T.; Ali, A. Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modeling. *J. Geophys. Res.* **2011**, *116*. [[CrossRef](#)]
34. Samimi, C.; Fink, A.H.; Paeth, H. The 2007 flood in the Sahel: Causes, characteristics and its presentation in the media and FEWS NET. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2012**, *12*, 313–325. [[CrossRef](#)]
35. Leduc-Leballeur, M.; de Coëtlogon, G.; Eymard, L. Air–sea interaction in the Gulf of Guinea at intraseasonal time-scales: wind bursts and coastal precipitation in boreal spring. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2013**, *139*, 387–400. [[CrossRef](#)]
36. Chen, Y.; Ebert, E.E.; Walsh, K.J.E.; Davidson, N.E. Evaluation of TMPA 3B42 daily precipitation estimates of tropical cyclone rainfall over Australia. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2013**, *118*, 1–13. [[CrossRef](#)]
37. Li, L.; Hong, Y.; Wang, J.; Adler, R.F.; Policelli, F.S.; Habib, S.; Korme, T.; Okello, L. Evaluation of the real-time TRMM-based multi-satellite precipitation analysis for an operational flood prediction system in Nzoia Basin, Lake Victoria, Africa. *Nat. Hazards* **2009**, *50*, 109–123. [[CrossRef](#)]

38. Maidment, R.I.; Grimes, D.I.F.; Allan, R.P.; Greatrex, H.; Rojas, O.; Leo, O. Evaluation of satellite-based and model re-analysis rainfall estimates for Uganda. *Meteorol. Appl.* **2013**, *20*, 308–317. [[CrossRef](#)]
39. Dorigo, W.A.; Wagner, W.; Hohensinn, R.; Hahn, S.; Paulik, C.; Xaver, A.; Gruber, A.; Drusch, M.; Mecklenburg, S.; van Oevelen, P.; *et al.* The international soil moisture network: A data hosting facility for global *in situ* soil moisture measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**, *15*, 1675–1698. [[CrossRef](#)]
40. Seneviratne, S.; Corti, T.; Davin, E.L.; Hirschi, M.; Jaeger, E.B.; Lehner, I.; Orlowsky, B.; Teuling, A.J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Sci. Rev.* **2010**, *99*, 125–161. [[CrossRef](#)]
41. Taylor, C.M.; de Jeu, R.A.M.; Guichard, F.; Harris, P.P.; Dorigo, W.A. Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature* **2012**, *489*, 423–426. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
42. 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.; *et al.* Drought and ecosystem carbon cycling. *Agric. For. Meteorol.* **2011**, *151*, 765–773. [[CrossRef](#)]
43. Bolten, J.D.; Crow, W.T. Improved prediction of quasi-global vegetation conditions using remotely-sensed surface soil moisture. *Geophys. Res. Lett.* **2012**, *39*, 1–5. [[CrossRef](#)]
44. Parinussa, R.M.; de Jeu, R.A.M.; Wagner, W.W.; Dorigo, W.A.; Fang, F.; Teng, W.; Liu, Y.Y. Soil Moisture. *Spec. Suppl. Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2013**, *94*, S24–S25.
45. Wagner, W.; Dorigo, W.; de Jeu, R.; Fernandez, D.; Benveniste, J.; Haas, E.; Ertl, M. Fusion of active and passive microwave observations to create an essential climate variable data record on soil moisture. In *Proceeding of the XXII ISPRS Congress on ISPRS Annals of the Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Melbourne, Australia, 25 August–1 September 2012; Volume 1–7*, pp. 315–321.
46. Liu, Y.Y.; Parinussa, R.M.; Dorigo, W.A.; de Jeu, R.A.M.; Wagner, W.; van Dijk, A.I.J.M.; McCabe, M.F.; Evans, J.P. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2011**, *15*, 425–436. [[CrossRef](#)]
47. ESA-CCI Soil Moisture Product Description. Available online: <http://www.esa-soilmoisture-cci.org/> (accessed on 27 September 2015).
48. Soil Moisture Validation from the International Soil Moisture Network. Available online: <https://ismn.geo.tuwien.ac.at/> (accessed on 23 June 2015).
49. Dorigo, W.A.; Gruber, A.; de Jeu, R.A.M.; Wagner, W.; Stacke, T.; Loew, A.; Albergel, C.; Brocca, L.; Chung, D.; Parinussa, R.M.; *et al.* Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations. *Remote Sens. Environ.* **2015**, *162*, 380–395. [[CrossRef](#)]
50. Landsat 5 Images Acquired by the TM Sensor. Available online: https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis/ (accessed on 23 June 2015).
51. Plan National d’Aménagement du Territoire. Cartographie et Télédétection des ressources naturelles du Sénégal. Etude de la Géologie, de l’hydrologie, des sols, de la Végétation et des Potentiels d’utilisation des Sols. Available online: http://library.wur.nl/isric/fulltext/ISRIC_16108.pdf (accessed on 27 September 2015).
52. Jönsson, P.; Eklundh, L. Timesat: A program for analyzing time series of satellite sensor data. *Comput. Geosci.* **2004**, *30*, 833–845. [[CrossRef](#)]
53. Chen, J.M.; Deng, F.; Chen, M. Locally adjusted cubic-spline capping for reconstructing seasonal trajectories of a satellite-derived surface parameter. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2006**, *44*, 2230–2237. [[CrossRef](#)]
54. Odekunle, T.O. Determining rainy season onset and retreat over Nigeria from precipitation amount and number of rainy days. *Theor. Appl. Climatol.* **2005**, *83*, 193–201. [[CrossRef](#)]
55. Thiemi, V.; Rojas, R.; Zambrano-Bigiarini, M.; Levizzani, V.; de Roo, A. Validation of satellite-based precipitation products over sparsely gauged African river basins. *J. Hydrometeorol.* **2012**, *13*, 1760–1783. [[CrossRef](#)]
56. Joyce, R.J.; Janowiak, J.E.; Arkin, P.A.; Xie, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydrometeorol.* **2004**, *5*, 487–503. [[CrossRef](#)]
57. Olson, W.S.; Yang, S.; Stout, J.E.; Grecu, M. Measuring precipitation from space. In *The Goddard Profiling Algorithm (GPROF): Description and Current Applications*; Levizzani, V., Bauer, P., Turk, F.J., Eds.; Springer: Berlin, Germany, 2007; pp. 179–188.

58. Justice, C.O.; Townshend, J.R.G.; Holben, B.N.; Tucker, C.J. Analysis of the phenology of global vegetation using meteorological satellite data. *Int. J. Remote Sens.* **1985**, *6*, 1271–1318. [[CrossRef](#)]
59. Farrar, T.J.; Nicholson, S.E.; Lare, A.R. The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall and soil moisture in semiarid Botswana. II. NDVI response to soil moisture. *Remote Sens. Environ.* **1994**, *50*, 121–133. [[CrossRef](#)]
60. Nicholson, S.E.; Davenport, M.L.; Malo, A.R. A comparison of the vegetation response to rainfall in the Sahel and East Africa, using normalized difference vegetation index from NOAA AVHRR. *Clim. Chang.* **1990**, *17*, 209–241. [[CrossRef](#)]
61. Wang, J.; Rich, P.M.; Price, K.P. Temporal responses of NDV to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. *Int. J. Remote Sens.* **2003**, *24*, 2345–2364. [[CrossRef](#)]
62. Djoufack, M.V.; Brou, T.; Fontaine, B.; Tsalefac, M. Variabilité intrasaisonnière des précipitations et de leur distribution: Impacts sur le développement du couvert végétal dans le Nord du Cameroun (1982–2002). *Sécheresse* **2011**, *22*, 159–170. (In French).
63. Rambal, S.; Cornet, A. Simulation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une phytocénose sahélienne du Sénégal. *Acta Oecologica/OecologiaPlantarum* **1982**, *3*, 381–397.
64. Mougin, E.; Hiernaux, P.; Kergoat, L.; Grippa, M.; de Rosnay, P.; Timouk, F.; le Dantec, V.; Demarez, V.; Lavenu, F.; Arjounin, M.; *et al.* The AMMA-CATCH Gourma observatory site in Mali: Relating climatic variations to changes in vegetation, surface hydrology, fluxes and natural resources. *J. Hydrol.* **2009**, *375*, 14–33. [[CrossRef](#)]
65. Hiernaux, P.; le Houérou, N.H. Les parcours du Sahel. *Sécheresse* **2006**, *17*, 51–71. (In French).



© 2016 by the authors; licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons by Attribution (CC-BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

Chapitre 4.

Modélisation de la croissance de la végétation avec STEP

Introduction

La simulation d'un processus physique est définie comme une représentation du comportement d'un ou des processus physiques au moyen de modèles dont les paramètres et variables sont basés sur ceux du processus étudié. La modélisation du couvert végétal permet de simuler la dynamique de la végétation durant la saison pluvieuse en réponse aux variations pluviométriques. Ces simulations doivent fournir des informations sur les étapes de la phénologie de la végétation tels que le maximum de croissance de la végétation, le démarrage, etc... mais aussi permettre d'élaborer des prévisions sur l'évolution du couvert végétal. Ces derniers seront reliés aux paramètres appropriés de pluie sélectionnés dans la première partie avec les observations pour estimer la cohérence de ces relations.

Ce chapitre se compose de trois parties :

La modélisation de la végétation sera présentée, à partir de quelques modèles parmi les plus utilisés, puis le modèle STEP sera décrit en détails. L'ajustement du modèle STEP et les simulations réalisées sur le Ferlo sont ensuite présentées, et comparées avec le LAI MODIS, avec la même méthodologie que dans le chapitre précédent.

4.1. La modélisation de la végétation

Les modèles de végétation se composent de deux types : les modèles dits globaux avec des résolutions grossières et les modèles régionaux plus spécifique à l'échelle fine d'une région ou d'une parcelle.

4.1.2. Les modèles globaux de végétation

Ils sont conçus pour modéliser les changements de végétation comme réponse aux changements climatiques, le cycle de carbone de la biosphère terrestre, etc... Ces modèles utilisent des séries chronologiques de données météorologiques et prennent en compte des paramètres comme les propriétés du sol, la latitude, etc... Ils sont plus souvent utilisés pour simuler les effets futurs du changement climatique sur la dynamique de la végétation naturelle, les cycles du carbone et de l'eau.

Plusieurs modèles sont utilisés pour simuler les changements globaux et futurs de la dynamique des écosystèmes. Ici, nous décrivons trois d'entre eux représentatifs des modèles utilisés pour les recherches climatiques.

1. ORCHIDEE (*Organising Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms*)

(Krinner *et al.*, 2005): il simule les bilans d'eau et d'énergie des surfaces continentales, ainsi que la phénologie et le cycle du carbone de la biosphère terrestre. Ce modèle peut être utilisé en couplé c'est à dire en interaction continue avec un modèle d'atmosphère pour étudier l'évolution du climat passé, présent et futur. ORCHIDEE est basé sur le concept de *Plant Functional Types* (PFTs) pour décrire toute la distribution de la végétation en un nombre réduit d'éléments. 13 PFTs existent dans ORCHIDEE pour représenter cultures agricoles, herbacées, arbres tropicaux, tempérées et boréales (De Weirdt *et al.*, 2012). Il est basé sur 3 modules:

- Le module biophysique SECHIBA (Schématisation des EChanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère) (Ducoudré *et al.*, 1993; de Rosnay and Polcher 1998) avec un pas de temps demi horaire. Il simule les échanges biophysiques d'eau et d'énergie entre les surfaces continentales et l'atmosphère à l'échelle de la demi-heure. Il résout également les mécanismes de photosynthèse, de respiration, de croissance et maintenance, et de transpiration de la végétation.
- La composante biogéochimique d'ORCHIDEE est le module STOMATE (Saclay Toulouse Orsay *Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems*) (Viovy 1997). STOMATE calcule sur une base quotidienne des processus tels que la phénologie, l'allocation du carbone au sein de la plante, la décomposition de la litière et la respiration du sol. STOMATE fournit à SECHIBA la description physique de la végétation nécessaire pour calculer les flux (ex. l'indice foliaire (LAI)). En retour il reçoit les facteurs environnementaux et climatiques qui affectent le développement de la végétation (ex. Le stress hydrique et thermique). Le pas de temps de ce module est journalier.
- Un module de la dynamique de la végétation naturelle potentielle, c'est à dire l'évolution à long terme d'un type de végétation par rapport à un autre provenant du modèle LPJ (Lund Postdam Jena) (Sitch *et al.*, 2003). Il inclut l'apparition et la disparition de plantes en fonction de critères climatiques, la compétition pour

la lumière, le rôle des feux. Le pas de temps de ce module, plus long que SECHIBA et STOMATE, est de un an.

2. Le modèle LPJ (Lund-Postdam-Jena model) (Cramer *et al.*, 2001; McGuire *et al.*, 2001; Sitch *et al.*, 2003) est un modèle global de végétation qui combine des représentations à grande échelle de la dynamique de la végétation terrestre et des échanges surface-atmosphère de carbone et d'eau. Le modèle provient de la famille de modèle BIOME (Prentice *et al.*, 1992). Le LPJ couple les processus hydrologiques et physiologiques rapides avec les processus lents de l'écosystème en utilisant le pas de temps journalier pour l'eau du sol, la température du sol, la neige, le couvert physiologie et la phénologie, mensuel pour les processus microbiennes du sol et annuelle pour la dynamique de la végétation. LPJ considère explicitement les processus clés de l'écosystème tels que la croissance de la végétation, la mortalité, la répartition du carbone, et la concurrence des ressources. Pour tenir compte de la diversité de la structure et de fonctionnement entre les plantes, 10 *plant functional types* (PFTs) sont distingués (Gerten *et al.*, 2004). La végétation est définie en termes PFT, chaque PFT est représenté par une plante individuelle avec sa biomasse moyenne, sa surface de la couronne, sa hauteur et le diamètre des tiges (avec les arbres seulement) de sa population, par le nombre d'individus dans la population, et par la couverture fractionnaire dans la cellule de grille. Dans ce modèle, l'indice de surface foliaire est mis à jour quotidiennement en fonction des conditions environnementales en vigueur, mais la valeur maximale dépend de la dynamique de la végétation annuelle. Le modèle simule la biogéographie globale, la production primaire nette, et la dynamique de la toundra, de la forêt boréale, de la forêt tropicale, et les écosystèmes de savane, qui sont compatibles avec les observations (Bonan *et al.*, 2003). Le modèle est appliqué pour des évaluations de l'équilibre du carbone de la biosphère terrestre. (Prentice *et al.*, 2000; Cramer *et al.*, 2001), (Joos *et al.*, 2001; Lucht *et al.*, 2002) l'ont utilisé pour des simulations de réponses transitoires au réchauffement climatique. Le ruissellement et l'évapotranspiration calculée par LPJ concordent bien avec les résultats respectifs de certains modèles hydrologiques globaux, tandis que dans certaines régions, les eaux de ruissellement sont significativement sur ou sous-estimées par rapport aux observations (Gerten *et al.*, 2004).

3. Le CLM (Community Land Model) est un modèle terrestre faisant partie du CESM ([Community Earth System Model](#)). Le modèle formalise et quantifie les concepts de la climatologie écologique. Ce modèle est basé sur un cadre interdisciplinaire pour comprendre comment les changements naturels et humains dans la végétation affectent le climat. Le CLM est constitué de plusieurs composants (Oleson *et al.*, 2004). Il prend en compte les processus physiques, chimiques et biologiques par lesquels les écosystèmes terrestres affectent et sont affectés par le climat à travers des échelles spatiales et temporelles variées. Le modèle représente plusieurs aspects de la surface terrestre, y compris l'hétérogénéité de la surface, il se compose de sous-modèles liés à la biogéophysique terrestre, le cycle hydrologique, la biogéochimie, et la dynamique de la végétation. La simulation du cycle biogéochimique représente les échanges de carbone, composés organiques volatils (COV) biogènes, la poussière et d'autres particules de la terre avec l'atmosphère. Les processus biogéophysiques sont également représentés dans CLM, y compris les flux d'énergie, de l'eau, les flux radiatif, physiologiques et les paramètres hydrologiques. Le CLM simule en outre le cycle hydrologique sur la terre, qui est affecté par l'interception de l'eau par la végétation, les taux d'infiltration du sol et les quantités d'eau dans le sol, les eaux de ruissellement de surface et la présence de la couverture neigeuse. Enfin, le CLM représente de multiples aspects de la dynamique de la végétation, y compris les cycles du carbone et de l'azote, la succession écologique après un incendie, ainsi que la composition de la végétation et ses modifications au fil des siècles provoquées par le changement climatique.

Les simulations CLM-DGVM de Bonan *et al.*, (2003) dans le Sahel africain illustrent l'impact des variations du climat sur les écosystèmes de savane et la dynamique du feu sur plus de deux siècles. Les simulations avec le CLM-DGVM ont montré que la modélisation biogéographique était cohérente avec les observations ainsi que celle de la dynamique des écosystèmes multiples.

Les modèles globaux de végétation avec leurs échelles spatiales et temporelles élevées sont efficaces pour prédire les impacts futurs du climat sur les écosystèmes ou décrire ces impacts dans le passé à l'échelle globale. Cependant même s'ils peuvent être utilisés à des échelles locales, leur robustesse pour bien reproduire des écosystèmes spécifiques, notamment en zone semi-aride, n'a pas encore suffisamment été étayée (e.g. Brender *et al.*, 2009; Pierre, 2010). Ainsi pour être plus proche de la

réalité à des échelles locales, des modèles régionaux peuvent être plus efficaces avec les mêmes concepts de base que les globaux.

4.1.3. Les modèles régionaux de végétation

Plusieurs modèles de végétation ont été élaborés pour tenir compte de la spécificité de la dynamique de la végétation à l'échelle locale. Dans cette partie nous ne parlerons que de modèles décrivant la végétation naturelle.

Pour analyser l'influence du climat local et du type de végétation sur l'activité photosynthétique, (Bégué *et al.*, 1994) ont utilisé un modèle de conductance stomatique qui simule la conductance stomatique de couverts végétaux sahéliens. Ce modèle relie la conductance stomatique réelle à une valeur "non stressée" contrôlée par le rayonnement photosynthétiquement actif incident, limitée par une série de fonctions de stress multiplicatives des effets de la température, de l'humidité de l'air et du sol.

Le Roux *et al.* (1994) ont modélisé les interactions surface-atmosphère en savane humide sur l'Afrique de l'ouest (Lamto, Côte d'Ivoire) avec un modèle basé sur les relations fonctionnelles existant entre la production et la phénologie de la savane d'une part, et les bilans d'énergie et d'eau de ce type de surface d'autre part. Ce modèle est issu du couplage de deux sous-modèles fonctionnant au pas de temps journalier et utilisant des variables climatiques standard en entrée : le modèle de bilan d'énergie et bilan hydrique du sol développé par la chaire de bioclimatologie de l'Institut National Agronomique (Tuzet *et al.*, 1992); et un modèle de production primaire (modèle de Monteith modifié). Ce modèle rend compte des variations saisonnières du stock en eau du sol et de la phénologie de la végétation. L'évapotranspiration est aussi simulée avec ce modèle.

Lo Seen *et al.* (1995) ont développé un modèle pour simuler les principaux processus de la surface terrestre qui se produisent dans les zones herbacées arides et semi-arides. Ce modèle est composé d'une part d'un sous-modèle hydrologique qui décrit les bilans en eau et d'énergie, et d'autre part d'un sous-modèle de croissance de la végétation qui regroupe les processus associés à la production de la biomasse.

Le modèle STEP (Sahelian Transpiration, Evaporation and Productivity) est dédié à la simulation de la croissance de la végétation naturelle en zone Sahélienne (Mougin *et al.*, 1995). La végétation simulée est une strate herbacée composée d'espèces

annuelles. Dans STEP les données d'entrée sont les paramètres météorologiques, le type de sol et l'albédo de la surface. Tracol *et al.* (2005) ont testé la performance des processus du modèle de STEP dans la variation de masse herbeuse au fil du temps et le rendement d'herbacée le long d'un gradient bioclimatique nord-sud dans le Sahel. STEP a été également couplé à un modèle SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere-scheme*) pour une meilleure prise en compte de la dynamique de végétation dans les processus simulant les flux d'eau et d'énergie (Lo Seen *et al.*, 1997). STEP a été couplé avec des modèles de transfert radiatif (Lo Seen *et al.*, 1995) et micro-ondes actif / passif (Frison *et al.*, 1998). Ces modèles couplés ont été utilisés avec succès pour interpréter les variations temporelles d'observations par satellite sur le Sahel, fournissant ainsi une validation indirecte du modèle de croissance (par exemple Jarlan *et al.*, 2002).

Tous ces modèles ont la capacité de simuler les états de surface sur le Sahel mais seul le modèle STEP est capable de reproduire la dynamique des herbacées naturelles au cours de la saison des pluies sur le Sahel en étant forcé avec des données de satellite et aussi simple à mettre en œuvre. C'est pourquoi nous l'avons choisi dans cette étude.

4.2. Description du Modèle STEP

Le modèle STEP est un modèle de végétation simple de processus herbacés pour le Sahel. Il est basé sur un modèle développé pour les zones semi-arides tunisiennes (Rambal, 1980) et adapté aux régions sahéliennes dans le but d'un couplage avec la télédétection (Lo Seen *et al.*, 1995) et de micro-ondes (Frison *et al.*, 1998). Ce modèle a été conçu initialement pour l'utilisation de données de satellite (Sahelian Transpiration Evaporation and Production model) (Mougin *et al.*, 1995). Il est optimisé pour simuler la variation temporelle des paramètres principaux et processus associés au développement de la végétation en zone Sahélienne aux échelles locale ou régionale. Le modèle décrit les principaux processus liés au fonctionnement des herbacées et de la dynamique de l'eau du sol en milieu sahélien. Le modèle STEP est un modèle à une dimension et il est composé de deux sous modèles : un sous-modèle de bilan du carbone ou de croissance qui simule les processus de développement dans le cycle phénologique de la végétation comme la photosynthèse, la respiration, la répartition et la sénescence ; et un sous-modèle de bilan hydrique qui simule à la fois

les processus de la dynamique de l'eau dans le sol tels que les infiltrations, le ruissellement et le drainage mais aussi les échanges d'eau avec l'atmosphère (Jarlan *et al.*, 2005) par les phénomènes d'évaporation et de transpiration utilisant les équations de Penman-Monteith (Monteith, 1965). Ces échanges d'eau à travers le cercle Sol-Plante-Atmosphère et la disponibilité en eau dans le sol contrôlent dans ces régions semi-arides la croissance et la mortalité de la végétation. Ce modèle fonctionne au pas de temps journalier avec comme données d'entrée journalières météorologiques les températures maximale et minimale de l'air, le rayonnement global, la pluie, la vitesse du vent et l'humidité relative. Il est initialisé aussi par des caractéristiques du sol comme la texture et de la biomasse avec des paramètres initiaux d'entrée tels que la biomasse verte initiale (bg_0), la proportion C3/C4 plantes (Jarlan *et al.*, 2008; Hiernaux *et al.*, 2009), le rendement de conversion maximal (ϵ_c) (Mougin *et al.*, 1995), et la surface foliaire spécifique à l'émergence (SLA0). Ainsi à partir de la biomasse simulée, des paramètres de la végétation tels que l'indice foliaire (LAI), la couverture végétale Fraction (f_v), hauteur de la végétation (h) et l'humidité du sol (w) sont estimés. La modélisation avec STEP se présente en deux parties distinctes en interaction : la croissance du couvert végétal et le bilan hydrique. La biomasse totale herbacée est divisée en trois parties : la fraction verte, une fraction sèche et la litière. Chaque fraction est calculée avec une équation différentielle obtenue en faisant le bilan des apports et des pertes. Par exemple la biomasse verte résulte du bilan de la photosynthèse brute moins la respiration et la sénescence. Pour mieux prendre en compte la dynamique de la végétation au Sahel dans les processus simulant les flux d'eau et d'énergie, STEP a été couplé avec un SVAT (Soil-Vegetation-Atmosphere-Scheme) (Lo Seen *et al.*, 1997).

Les paramètres comme l'efficacité maximum de conversion d'énergie lumineuse en matière végétale (notée ϵ_{max} en g ms/mJ PARa) et la biomasse initiale en début de saison en g MS/m² permettent l'ajustement du modèle. Celui-ci consiste à réduire l'écart entre les mesures de la phytomasse réalisées in situ au cours de la saison de croissance et les simulations. Le schéma suivant décrit les différents processus qui composent le modèle STEP.

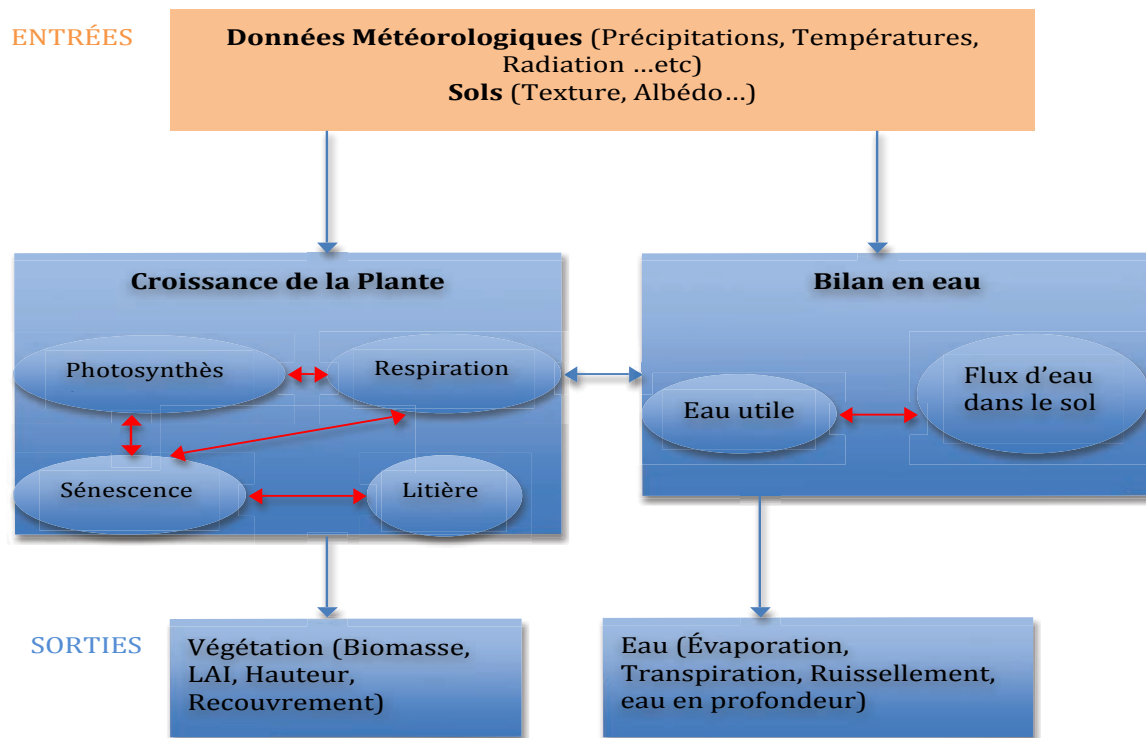


Figure 4.1. Schéma résumant les interactions entre les modules de la croissance de la plante et du bilan en eau dans le modèle STEP et interactions des différents processus dans chaque module (source: Jarlan *et al.*, 2008).

Les calculs des différents processus dans chacun des modules composant le modèle STEP (Mougin *et al.*, 1995) se présentent comme suit :

4.2.1. Module de croissance ou bilan de carbone

Le bilan entre la production de matière venant de la photosynthèse, les pertes par respiration, la sénescence et la litière (chute des pailles) définit la dynamique de la croissance des végétaux annuelle. Cette biomasse totale des herbacées au-dessus du sol est la somme de trois composantes : la biomasse verte B_g , la biomasse morte B_d et la biomasse litière B_l , qui sont décrites par les trois équations suivantes :

$$\frac{dB_g}{dt} = P_g - R_t - S \quad (E1)$$

$$\frac{dB_l}{dt} = S - L \quad (E2)$$

$$\frac{dB_t}{dt} = L - D \quad (E3)$$

Avec P_g la photosynthèse brute, R_t les pertes de respiration et S la sénescence, L la chute de litière au sol et D la décomposition de la litière.

La biomasse initiale correspond au début de croissance de la végétation, elle apparaît lorsque l'humidité dépasse le point de flétrissement pendant en moyenne 5 jours (Thèse Tracol, 2004 ; Mougin *et al.*, 1995; Grouzis, 1988; Elberse et Breman, 1989).

4.2.1.1. La photosynthèse

Dans la quantification de la production de matière végétale, le calcul de la photosynthèse est nécessaire car sur la canopée la photosynthèse brute est donnée comme le taux de photosynthèse maximale pondérée par les effets liés à la diffusion de CO_2 entre l'air, les tissus foliaires et la température (Mougin *et al.*, 1995).

Un modèle simple de feuille décrit le taux d'assimilation du CO_2 dans lequel la photosynthèse est fonction de la pression partielle ambiante (Ca), intercellulaire (Ci) et de la résistance totale au transfert de CO_2 (Mougin *et al.*, 1995). Elle s'exprime comme suit:

$$P_g = \frac{(Ca - Ci)}{(1.64r_s + r_m + 1.39r_a)} \quad (E4)$$

Où r_s , r_m et r_a sont les résistances stomatique du couvert, du mésophylle et aérodynamique de la couche limite. Quand les besoins de la plante en eau sont satisfaits, la résistance stomatique atteint sa valeur minimale alors P_g devient maximale P_{max} . Ainsi en considérant $(Ca - Ci)$ comme constante (Mougin *et al.*, 1995 ; Werk *et al.*, 1983), P_g devient :

$$P_g = P_{max} \frac{(1.64r_{smin} + r_m + 1.39r_a)}{(1.64r_s + r_m + 1.39r_a)} \quad (E5)$$

L'effet de l'eau sur la photosynthèse ou fonction de potentiel hydrique foliaire

En considérant r_a très inférieur devant les autres résistances donc négligeable (Jones, 1976), l'effet des variations hydriques sur la photosynthèse se traduit par la fermeture des stomates qui limite les pertes d'eau par transpiration mais aussi l'assimilation du gaz carbonique. La fermeture des stomates est directement contrôlée par le potentiel hydrique foliaire ϕ_l (Lo Seen *et al.*, 1994). Ainsi l'impact de la disponibilité en eau

sur la photosynthèse s'exprime alors en fonction de la résistance stomatique r_s et du potentiel hydrique de la feuille φ_l comme suit :

$$r_s = r_{s\min} \left(1 + \left(\frac{\varphi_l}{\varphi_{l/2}}\right)^n\right) \quad (\text{E6})$$

Avec $\varphi_{l/2}$, le potentiel d'eau de la feuille quand 50 % des stomates sont fermés et n un paramètre empirique (Fisher *et al.*, 1981 ; Rambal et Cornet, 1982).

Cependant, la relation entre la température moyenne journalière de la feuille T_l qui s'exprime à partir de la température moyenne journalière de l'air et la photosynthèse journalière est supposée linéaire (Andgus et Wilson, 1976) et s'exprime ainsi :

$$f(T_l) = 1 - (T_{\max_p} - T_l) \cdot c \quad (\text{E7})$$

T_{\max_p} : la température de la feuille au maximum de photosynthèse ; c une constante.

Le maximum de photosynthèse de la canopée quant à lui s'exprime grâce au produit entre PAR_a (en Kg DM ha⁻¹) et le paramètre de conversion de PAR_a absorbé au dessus du sol de matière sèche ε_g (Kg DM MJ⁻¹).

$$P_{\max} = I_o \cdot \varepsilon_c \cdot \varepsilon_i \cdot \varepsilon_g = PAR_a \cdot \varepsilon_g \quad (\text{E8})$$

Avec I_o le rayonnement global incident ; ε_c l'efficacité climatique ; ε_i l'efficacité d'interception de la végétation. ε_i s'exprime en fonction de la quantité de matière verte par rapport à la valeur du LAI (*Leaf Area Index*) de la végétation verte LAI_g

$$\varepsilon_i = K_{PAR} \cdot \text{Log}(1 + 9.808 \cdot LAI_g) \quad (\text{E9})$$

Enfin, la photosynthèse nette exprime ainsi :

$$P_g = P_{\max} \cdot f(\varphi_l) \cdot f(T_l) = PAR_a \cdot \varepsilon_g \cdot f(\varphi_l) \cdot f(T_l) \quad (\text{E10})$$

$f(\varphi)$ et $f(T_l)$ représentent les effets de la disponibilité en eau et de la température de la feuille ; PAR_a le rayonnement photosynthétiquement absorbé entre 400 et 700 μm par la végétation

4.2.1.2. La respiration

La respiration correspond à l'addition de la photorespiration (R_p) avec la respiration (R_d). La photorespiration serait une fraction constante (pr) de la photosynthèse brute pour les espèces de type C3 et est négligeable pour les C4 (Ludlow et Wilson, 1972).

La respiration est composée d'une composante de maintenance (R_m) et d'une composante de construction (R_c). R_c est le coût du carbone pour la construction de nouveaux tissus et il est fonction de l'efficacité de conversion de la croissance Y_G qui est le rapport de la masse carbone incorporée dans les nouveaux tissus à la masse totale de carbone utilisée ainsi que l'énergie consommée pour la synthèse (Farrar, 1985 ; Amthor, 1986). La respiration de la croissance s'exprime ainsi :

$$R_c = (1 - Y_G) \cdot PSN \cdot (1 - pr) \quad (E11)$$

Cependant une certaine consommation d'énergie correspondant à la respiration de maintenance venant de la synthèse des protéines, la réparation des membranes et le maintien des gradients ioniques, est nécessaire pour la maintenance des tissus de la plante (Penning de Vries, 1975). Elle s'exprime comme suit :

$$R_m = ms \cdot Y_G \cdot BM_G \quad (E12)$$

Avec ms le coefficient de maintenance (d^{-1}); BM_G biomasse vivante

La respiration totale (en Kg DM ha^{-1}) devient alors :

$$R_t = R_d + pr \cdot PSN = PSN [1 - Y_G(1 - pr)] + ms \cdot Y_G BM_G \quad (E13)$$

4.2.1.3. La sénescence

La sénescence dépend fortement de la disponibilité en eau, elle est aussi liée à l'âge de la plante, du taux d'apparition de nouvelles feuilles et des conditions environnementales (Fischer et Turner, 1978).

La sénescence est contrôlée ici par le stress hydrique Q_{10} en relation avec le potentiel hydrique de la feuille ϕ_l . Le taux de sénescence est supposé constant jusqu'à la phase de maturation des graines. Elle évolue considérablement après une certaine période de bilan carboné négatif. La sénescence se calcule de la manière suivante :

$$S = s \cdot BM_G \quad (E14)$$

Où s est le taux de sénescence

4.2.2 Module du bilan hydrique

Ce module dépend essentiellement de la pluie journalière et ses différents composants depuis l'atmosphère jusqu'au sol tels que le ruissellement, le drainage, la percolation, l'évaporation et la transpiration. Pour connaître le flux d'eau dans le sol, le profil du

sol est divisé en 4 couches caractérisées par leur texture et leur épaisseur : 3; 28 ; 70 et 200 cm. Dans chaque couche, le potentiel hydrique du sol s'exprime ainsi :

$$\varphi_{s,i} = a_i W_i^{-b_i} \quad (\text{E15})$$

Avec W_i la quantité d'eau dans la couche i (m^3/m^3), a_i et b_i des constantes liées à la texture du sol.

Sur une couche donnée, le potentiel hydrique du sol W_i varie en fonction du bilan entre les pertes à l'intérieur de la couche et les apports de la couche supérieure par le drainage (D_i), l'évaporation (E_i) et la transpiration (Tr_i) (Tracol, 2004). Ces variations s'expriment ainsi :

$$\frac{dW_1}{dt} = P - R - E_1 - D_1 \quad (\text{E16})$$

Avec P les précipitations, R le ruissellement, E l'évaporation et D le drainage

$$\frac{dW_i}{dt} = D_{i-1} - E_i - Tr_i - D_i \quad (\text{E17})$$

si $W_i > FC$, on obtient :

$$D_i = \frac{(D_{i-1} - FC_i)}{Ak_i} \quad \text{Avec } Ak_i = e_i/K_i \quad (\text{E18})$$

Où e_i est l'épaisseur de la couche i , K_i la vitesse d'infiltration dans la couche i

D'une couche à l'autre, le transfert d'eau suit un modèle de type réservoir. Quand la capacité au champ (FC) est atteinte pour la couche i , elle se vide dans la couche située au dessous d'elle.

La transpiration de la plante (Tr) et l'évaporation du sol (E) sont liées aux potentiels d'évaporation (PE) et de transpiration (PTr) qui sont estimées par l'Évapo-Transpiration potentielle (PET) et des résistances aux transferts d'eau. L'évaporation et la transpiration sont calculées en fonction de la résistance de la surface du sol ($rsol$) et de la résistance de la canopée de la végétation ($rcov$) des transferts d'eau. La résistance de la canopée est estimée par la résistance stomatique de la feuille (Van Bavel, 1967), qui dépend du potentiel hydrique journalière de la feuille ϕ_l .

L'évapotranspiration devient alors l'évapotranspiration potentielle pondérée par la fraction de sols nus (fs) de la fraction verte du couvert (fg) :

$$E + Tr = \left(\left(\frac{1}{r_{sol}} \right) fs + \left(\frac{1}{r_{cov}} \right) fg \right) \cdot ETP \quad (E19)$$

4.3. L'ajustement du modèle STEP

L'ajustement du STEP se fait par un choix de deux paramètres de calage en minimisant la fonction « Coût » qui s'écrit comme suit :

$$Coût(BMg0, \varepsilon_{max}) = \left[\frac{1}{N} \sum_1^N (BMsim(i) - BMobs(i))^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (E20)$$

Avec $BMsim$ la phytomasse simulée ; $BMobs$ la phytomasse mesurée, N le nombre de mesures effectuées durant la saison pluvieuse et i le jour de la mesure. Les valeurs de $BMg0$ et ε_c comprises respectivement entre 0.5 et 2.5 g/m², et 2.45 et 6.95 g/MJ (Tracol, 2004).

4.4. Les indicateurs du fonctionnement du couvert végétal dans le modèle

- *l'efficacité de conversion de l'énergie lumineuse en matière végétale (Light Use Efficiency)*

Elle s'exprime en (g,MS/MJ PARa), et correspond à la relation de proportionnalité entre la production primaire aérienne nette simulée (PPNa : phytomasse simulée maximale) et la portion de rayonnement absorbée par le couvert depuis le début de la croissance des herbacées jusqu'à leur sénescence (PARa).

$$LUE = \frac{PPNa}{\sum_{germination}^{senescence} PARa} \quad (E21)$$

- *l'efficacité d'utilisation d'eau du couvert (Water Use Efficiency)*

Elle s'exprime en fonction de la production aérienne herbacée et de la quantité d'eau transpirée et simulée (en gMS/mm H₂O transpirée) :

$$WUE = \frac{PPNa}{\sum_{germination}^{senescence} Tr_j} \quad (E22)$$

Avec Tr_j la transpiration journalière intégrée de la germination à la sénescence

- l'efficience d'utilisation de la pluie (Rainfall Use Efficiency)

Elle est définie comme étant le rapport entre la production aérienne herbacée et le cumul annuel de la pluie (Thèse Tracol 2004 ; Le Houérou, 1984). Cependant, la réserve utile du couvert correspond à la différence entre le RUE et le WUE.

4.5. Mode de fonctionnement et paramétrage de STEP

Le modèle fonctionne au pas de temps journalier en un point géographique. Pour fonctionner, STEP utilise plusieurs entrées parmi lesquelles les données météorologiques (précipitation, températures minimale et maximale de l'air, le vent, l'humidité de l'air ou l'évapotranspiration potentielle et le rayonnement global), les propriétés du sol (teneur en sable, argile) et l'albédo, ainsi que des paramètres de végétation (la proportion de C3/C4 et la répartition des racines par couche de sol). D'après Mougin *et al.* (1995), lorsque les données mesurées ne sont pas disponibles, l'ETP et le rayonnement global moyen journalier peuvent être estimés à partir des températures maximales et minimales journalières de l'air en utilisant l'approximation de Linacre (Linacre, 1977). Le seul paramètre inconnu du modèle est le facteur de conversion. Il se traduit par le rapport entre l'accroissement de la matière sèche optimale produite pendant un laps de temps et l'énergie photosynthétiquement active absorbée pendant ce même laps de temps. Ce facteur de conversion peut être considéré comme une efficacité de croissance en l'absence de limitation à l'eau et pour une température de feuille de 20 ° C (Mougin *et al.*, 1995). Ce paramètre dépend de plusieurs facteurs tels que le type de plante, la phénologie des plantes, et la fertilité des sols.

Pour le calage du modèle, seulement deux paramètres du modèle de croissance de la plante sont retenus : le maximum de l'efficacité de conversion ϵ_c (g DM/MJ) et la masse verte initiale BMg0 (g MS/m²). Le BMg0 est la première valeur non nulle prise par la biomasse lorsque la végétation commence à pousser dans la maille considérée. Les valeurs pour BMg0 sont comprises entre 0.5 et 2.5 g DM/m² et entre 2.45 et 6.95 g DM/MJ pour ϵ_c (Tracol *et al.*, 2005) et entre 4.5 – 7.6 g DM/MJ (selon Mougin *et al.*, 1995). On trouve après l'optimisation des deux paramètres BMg0 et ϵ_c , par site et par année, une bonne concordance entre simulations et des mesures. Cependant, la bonne cohérence entre simulations et observations trouvées par Tracol *et al.* (2005)

après ajustement démontre la nécessité d'ajuster le modèle pour chaque site et par année.

La validation du modèle STEP a été réalisée sur le Ferlo (Sénégal) et un site du Mali le Gourma (Mougin *et al.*, 1995) par comparaison de la biomasse simulée et de la biomasse observée. Les couplages de STEP avec des modèles de transfert radiatif et micro-ondes actif/passif, ont été utilisés pour interpréter les variations temporelles d'observations par satellite sur le Sahel, permettant ainsi une validation indirecte du modèle de croissance (Jarlan *et al.*, 2002). Un bon accord a été trouvé entre la biomasse totale simulée et mesurée au sol, ce qui indique que le modèle est capable de fournir une estimation régionale fiable de la biomasse sous différentes conditions climatiques. La comparaison entre observations MODIS et simulations a montré des corrélations nettement significatives en début de pousse comme au maximum de végétation avec un maximum simulé atteint plus étalé dans le temps (selon Pierre, 2010). Ce modèle a l'avantage de donner l'évolution temporelle des paramètres de la canopée et des variables à l'échelle temporelle journalière. Le modèle STEP a été initialement conçu pour une utilisation avec les données de la télédétection spatiale (Lo Seen *et al.*, 1995).

4.6. Données utilisées et application du modèle STEP sur le Ferlo

Quatre entités homogènes sont sélectionnées pour cette étude : SStT-F, TSvS-F2, TSvS-F1 et TSvS-L3 (correspondant en français à STAAF, SAA-F2, SAA-F1 et SAA-L3) (Figure 4.2). Elles sont choisies par rapport à leur localisation sur le bassin versant du Ferlo, et le type de sol. Les entités SAA-F1, SAA-F2 et STAAF sont trois sous-zones sur des sols ferrugineux (sableux) réparties selon le gradient climatique (voir Chapitre 3). L'entité SAA-L3 est choisie pour comparer les simulations de STEP sur des sols différents mais avec des conditions pluviométriques identiques à celle de SAA-F1. Sur ces zones différentes, les simulations sont effectuées avec en entrée des données météorologiques et de propriété du sol. Les variations du LAI déduites de ces simulations sont analysées et comparées à celles des observations MODIS. Pour réduire l'écart entre le LAI simulé et observé, des ajustements ont été effectués sur le paramètre ε_c : pour chaque entité homogène, la valeur du paramètre ε_c qui permettait d'avoir un cycle saisonnier de LAI simulé proche de celui du LAI MODIS a été choisie.

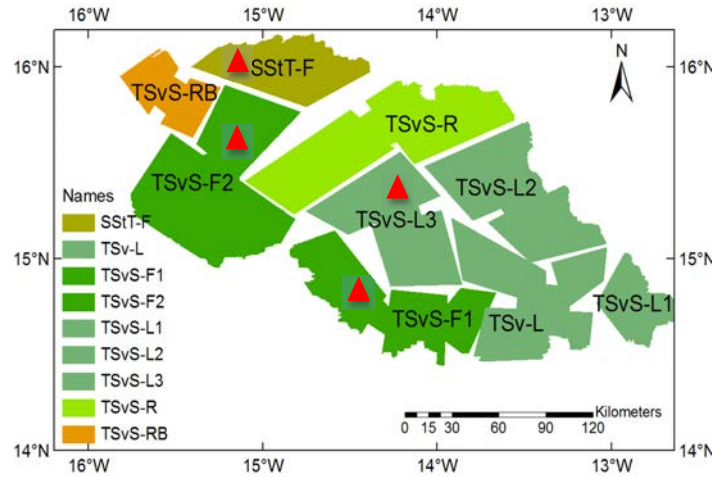


Figure 4.2. Carte des entités homogènes indiquant celles choisies pour les simulations par un triangle rouge. Ces entités sont SSiT-F, TSvS-F2, TSvS-F1 et TSvS-L3 les noms anglais qui correspond en français à STAA-F (Steppe Arbustive Arborée/Ferrugineux tropicaux), SAA-F2 (Savane Arbustive Arborée/Ferrugineux tropicaux n°2), SAA-F1 (Savane Arbustive Arborée/Ferrugineux tropicaux n°1), SAA-L3 (Savane Arbustive Arborée/Lithosols n°3)

4.6.1. Données d'entrée météorologiques utilisées

Pour réaliser des simulations de la croissance de la végétation avec STEP, un jeu de données journalières météorologiques issues de la télédétection spatiale et de la modélisation météorologique opérationnelle est utilisé comme entrée sur la période 2000-2010 :

- Les précipitations : les bases de données TRMM3B42 et RFE 2.0 avec des résolutions respectives 0.25° et 0.10°,
- Les variables météorologiques : les températures, le vent, le rayonnement global, l'humidité relative de l'air, issus des ré-analyses de ERA-interim du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) avec une résolution spatiale de 0.75° et au pas de temps de 6 heures sont utilisées.

Avant leur intégration dans le modèle, ces données ont subi un traitement de calcul et aussi elles ont été spatialement interpolées sur la grille du produit de pluie qui présentait la résolution la plus fine. Ainsi pour s'assurer de leur fiabilité, l'évolution temporelle et spatiale de ces variables est évaluée (figure 4.3). Les simulations sont effectuées sur un point de latitude et longitude sur chacune des entités considérées.

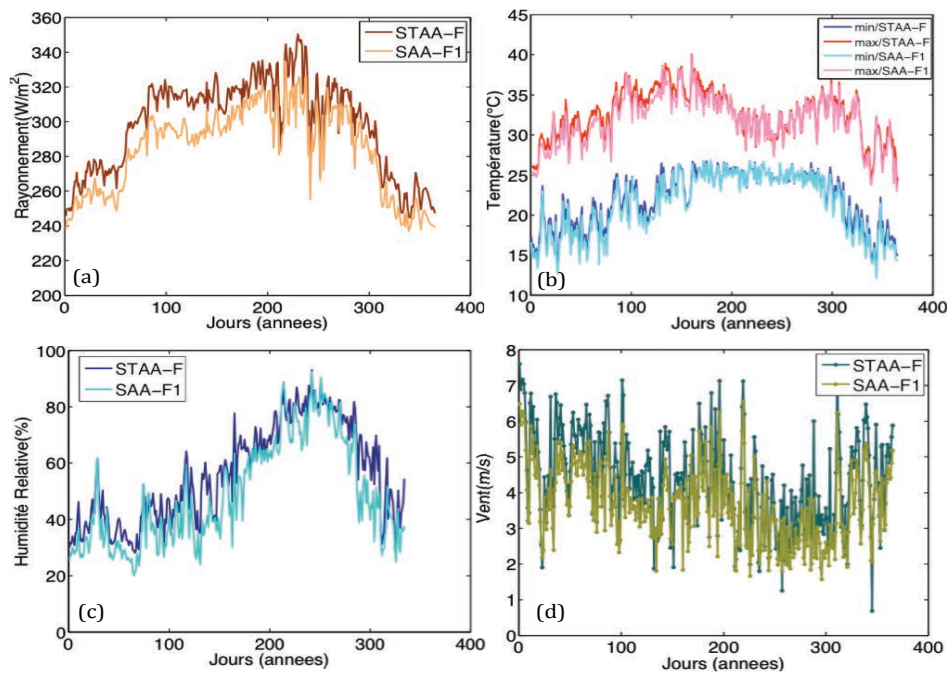


Figure 4.3. Variations saisonnières des variables météorologiques d'entrée du modèle durant l'année 2007 sur les sous-zones STAA-F et SAA-F1.

La figure 4.3 montre une évolution assez cohérente des différentes variables sur l'entité STAA-F et SAA-F1 avec une augmentation de l'humidité relative et une baisse des températures maximales après le jour 200 (au mois d'Aout) correspondant à la période de forts cumuls de pluie. Le rayonnement global compris entre 240 et 350 W/m^2 , l'humidité relative entre 30 et 85 %, les températures minimales entre 13 et 25 °C et maximales entre 25 et 40 °C et le vent à 10 m entre 1 et 7.5 m/s.

4.6.2. Données d'entrée de sol

Le modèle prend en compte l'albédo et la texture du sol. Les données de texture du sol concernant les pourcentages en sable, argile, et limon sur le Ferlo utilisées ici dans chacune des quatre couches dont les épaisseurs sont définies dans le paragraphe 2.2 de ce chapitre, ont été obtenues avec la collaboration du CSE.

Par rapport aux données d'entrée, STEP présente une sensibilité spécifique par rapport à chacune de ces variables.

4.6.3. Ajustement du modèle

La sensibilité du modèle est testée en le forçant avec chaque produit de pluie (TRMM3B42 et RFE 2.0). Dans le chapitre précédent ces deux produits ont été comparés, montrant des différences dans leurs variations spatiales et temporelles.

4.6.3.1. Choix du produit de pluie

Sur les 4 entités, des simulations ont été réalisées sur les 10 ans avec TRMM et RFE en entrée. La figure 4.4 montre les cycles saisonniers du LAI simulé en gardant les paramètres d'ajustement à la valeur 3.5 sur les 4 entités.

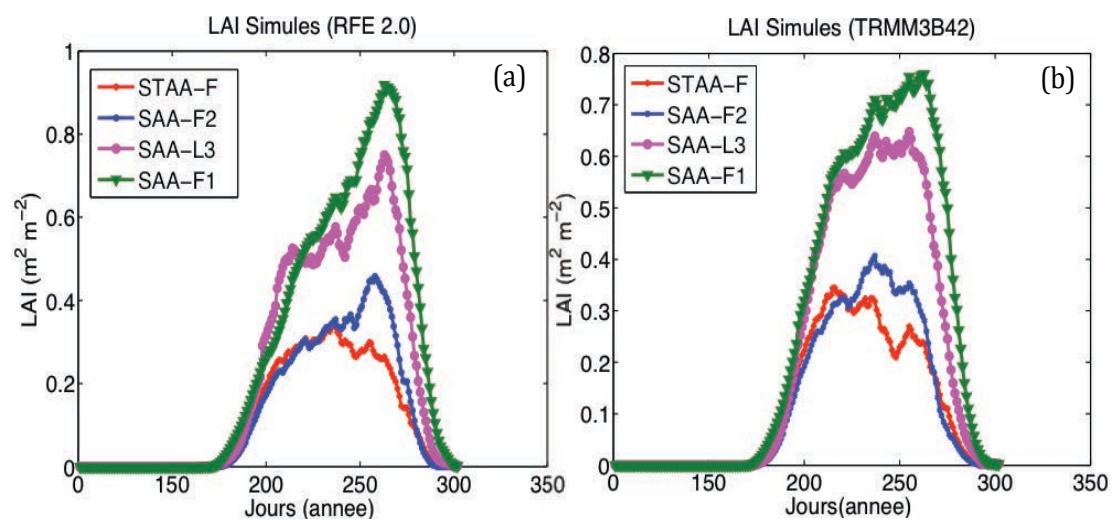


Figure 4.4. Variations climatologiques du LAI simulé avec (a) RFE 2.0 et (b) TRMM3B42 sur 4 entités choisies sur la période 2000 à 2010.

La Figure 4.4 montre que le cycle saisonnier du LAI simulé sur l'ensemble des entités considérées varie selon le produit de pluie. Le démarrage et la fin de la croissance de la végétation sont presque identiques pour les deux produits avec un début fin Juin - début Juillet et une sénescence à la fin du mois d'octobre (le jour 280 en moyenne). Cependant avec TRMM3B42 (figure 4.4b) pour lequel l'intensité des précipitations est plus forte, le maximum de LAI simulé arrive plus tôt, avant le jour 250 en moyenne pour les 4 entités, alors qu'avec RFE 2.0 (figure 4.4a) ce maximum est atteint après le jour 250 ce qui est plus proche des observations (voir figure 4.4 chapitre 3). Dans les deux cas les cycles saisonniers de LAI simulés montrent des variations dans la première partie de la saison avant le maximum alors qu'après celui-ci c'est une évolution rapide vers la sénescence pour toutes les entités qui est obtenue.

4.6.3.2. Ajustement du modèle STEP

a) Paramétrage

Pour l'ajustement, le modèle dispose de 4 paramètres principaux : l'efficacité ϵ_c comprise entre 2.5 et 7 g/MJ (Mougin *et al.*, 1995 et Tracol *et al.*, 2006), la biomasse initiale Bg_0 avec une valeur comprise entre 0.5 et 2.5 g/m² (Mougin *et al.*, 1995 et Tracol *et al.*, 2006), la proportion de plantes en C3 et en C4 respectivement entre 30 - 60 % et 40 - 70 % (Jarlan *et al.*, 2008; Hiernaux *et al.*, 2009) et l'indice liant la surface des feuilles à leur masse, le *Specific Leaf Area* SLAg₀ entre 180 et 280 cm²/g (Jarlan *et al.*, 2008).

Dans son analyse de la dynamique du LAI simulé pour des valeurs extrêmes des paramètres ϵ_c , Bg_0 , C3C4 et SLAg₀ et des variables T_{min}, Pierre (2010) a montré la sensibilité très prononcée à la valeur de l'efficacité (un maximum de LAI atteint qui passe de 0.6 à 1 m²m⁻²) contrairement à la sensibilité très faible à celle de la biomasse initiale (avec un maximum de LAI de 0.6 à 0.4 m²m⁻²). Pour cette raison, dans nos simulations réalisées sur le Ferlo, seule l'efficacité maximale de conversion « ϵ_c » est utilisée pour l'ajustement. En effet l'efficacité ϵ_c dans STEP est l'un des facteurs permettant de calculer la production quotidienne de matière végétale. Il représente le rapport entre l'accroissement de la matière sèche optimale produite pendant un laps de temps et l'énergie photosynthétiquement active absorbée pendant ce même laps de temps. Ce paramètre est très sensible au type de photosynthèse (C3, C4) qui a été pris en compte dans le modèle mais aussi aux étapes de la phénologie de la plante. Dans le domaine de la modélisation de la végétation sur le Sahel, une forte sensibilité à ce paramètre est établie (Hanan *et al.*, 1997 ; Le Roux *et al.*, 1997). En l'absence de facteurs météorologiques limitant la croissance des végétaux, seuls les facteurs comme le type de métabolisme photosynthétique (plantes C3, C4) et le stade phénologique peuvent faire varier ce paramètre (Bégué, 1991).

Suivant Mougin *et al.* (1995) et Tracol *et al.* (2005), les valeurs de ϵ_c ont été testées dans l'intervalle 2.5 à 7 g/MJ. Le modèle doit être ajusté sur chaque entité homogène. Ici sur toute la période de l'étude 2000 à 2010, on a ajusté le paramètre sur chaque entité en moyenne sur toute la période considérée, bien que sur le Ferlo, le type de végétation et les propriétés du couvert varient fortement à cause de la distribution des précipitations et parfois de la pression de pâture (Cissé, 1986; Tracol, 2004). De plus

la distribution des nutriments, qui est fonction des apports de litière et de la quantité d'eau disponible dans le sol, affecte la croissance des herbacées qui varie d'une année à l'autre (Penning de Vries et Djitéye 1982; Tracol, 2004). Le coefficient est choisi identique pour les deux bases de données.

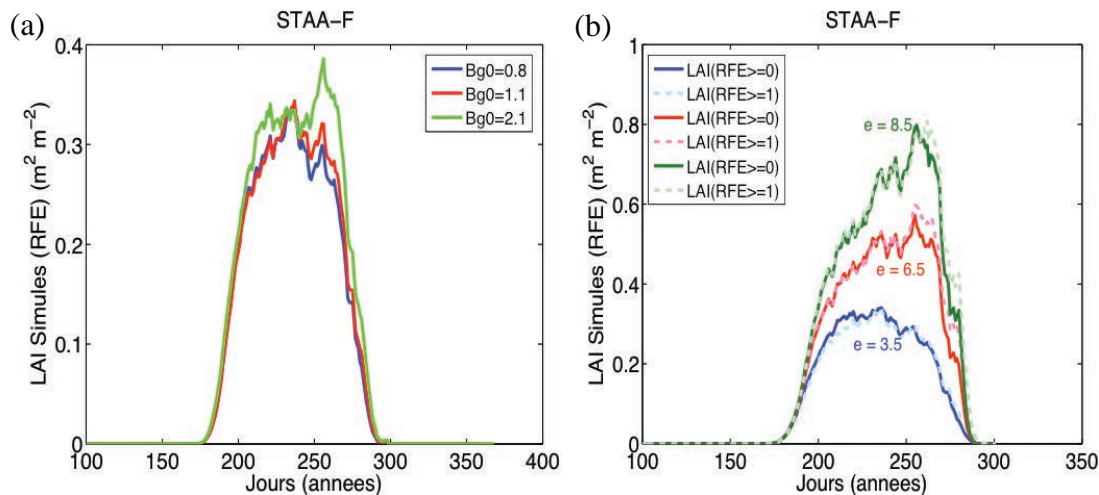


Figure 4-5. (a) Cycle saisonnier du LAI simulé (RFE) avec ajustement du paramètre Bg0 (biomasse initiale) (pour Bg0=0.8; 1.1 et 2.1); (b) Cycle saisonnier du LAI simulé avec le produit RFE 2.0 sans seuil de pluie $s = 0$ (pointillés couleur claire) et avec seuil de pluie $s = 1$ (en traits pleins couleur foncée) et pour 2 valeurs de l'efficacité $\epsilon_c = 3.5$ (rouge) et $\epsilon_c = 6.5$ (bleu) sur l'entité STAA-F.

La figure 4.5 confirme la plus forte sensibilité au paramètre ϵ_c (figure 4.5 b) qu'au paramètre Bg0 (figure 4.5 a). L'ajustement de Bg0 n'influence pas beaucoup l'amplitude du LAI simulé mais peut cependant modifier la distribution temporelle du LAI simulé avec un léger décalage du maximum de croissance mais aussi du cycle phénologique. La figure 4.5 montre l'impact du choix de ce coefficient sur l'entité STAA-F avec le passage de $\epsilon_c = 3.5$ à $\epsilon_c = 6.5$ correspondant respectivement aux maxima de LAI simulé $0.36 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ au jour 237 et $0.6 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ au jour 256. Ce paramètre ϵ_c impacte fortement sur la phénologie LAI. Quelle que soit la valeur du paramètre ϵ_c , la durée du cycle phénologique ne varie pas. Dans les simulations présentées dans la suite, seul le paramètre ϵ_c est ajusté.

b) Le seuil de pluie

Un autre ajustement testé est le seuil de pluie, sachant que les données de satellite ne sont pas comparables directement entre elles, ni avec les données de pluviomètres.

Dans le chapitre 3, nous avons vu qu'un seuil de 1 mm/jour pouvait modifier de manière significative la répartition des pluies surtout dans la partie sud du bassin Ferlo. Avec ce seuil appliqué aux données de RFE, le LAI simulé obtenu sur l'entité STAAF est comparé au LAI simulé quand aucun seuil n'est appliqué à la pluie (Figure 4.5, comparaison entre couleurs foncées et claires), montrant qu'il n'y a pas de changements significatifs sur la valeur du maximum de LAI simulé ni sur sa date. En revanche, le cycle phénologique est modifié avec un léger retard sur la date de sénescence du LAI simulé quand le seuil de 1 mm/jour est appliqué, passant du jour 290 au jour 298. Ce choix du seuil de pluie allonge ainsi la saison de la végétation simulée.

4.7. Validation du modèle STEP

4.7.1. Comparaison entre observations et simulations sur la saison

Nous avons effectué des comparaisons entre les LAIs simulés, après ajustement avec le paramètre ϵ_c et seuil 1 mm sur la pluie, et LAIs observés MODIS. Dans ces comparaisons, pour chaque entité et chaque produit de pluie, nous avons attribué une valeur de ϵ_c choisie pour s'approcher au mieux des observations. Avec RFE (ou TRMM), les valeurs de l'efficacité sont respectivement les suivantes : $\epsilon_c = 6.5$ (7) pour STAA-F ; 6.5 (6.5) pour SAA-F2 ; 4.5 (5) pour SAA-L3 et 4.2 (5) pour SAA-F1. Ces valeurs sont choisies tout en restant dans les intervalles proposés par Mougin *et al.*, 1995 et Tracol *et al.*, 2005, alors qu'il aurait fallu dépasser ces limites pour STAA-F en particulier ($\epsilon_c = 8.5$) pour atteindre exactement le maximum de LAI observé correspondant (figure 4.7).

Avant toute comparaison nous avons soustrait du LAI observé MODIS la valeur du LAI en saison sèche, afin de comparer la dynamique de la végétation non-pérenne mesurée et simulée. Dans un premier temps nous avons confronté directement les cycles saisonniers observé et simulé (avec TRMM et RFE). Puis cette comparaison est effectuée en calculant le coefficient de corrélation et l'écart quadratique moyen (rmse) entre les maxima annuels. Dans cette partie avec les corrélations, seules les simulations avec RFE 2.0 sont utilisées et discutées, vu que les comparaisons moyennes ont montré une meilleure représentation du cycle annuel avec cette base de pluie.

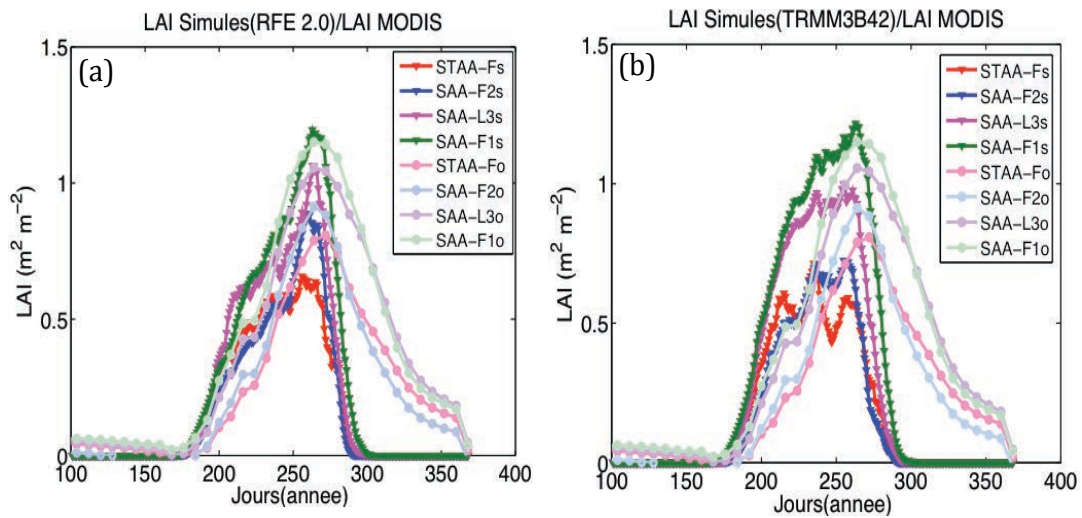


Figure 4.6. (a) Comparaison entre les climatologies de LAI simulés (couleur foncé) (a) avec RFE, (b) avec TRMM et LAI observés (couleur clair) sur les 4 entités considérées. Les indices « s » pour les simulés et « o » pour les observés.

Sur les 4 entités considérées, sont comparés les cycles saisonniers des LAIs simulés (en couleur foncée) et observés (en couleur claire) (figures 4.6 (a) et (b)). Avec les LAIs simulés le démarrage de la croissance est plus précoce avec un cycle phénologique plus court et un maximum atteint aussi plus petit ne dépassant pas $1 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$. Les variations des LAIs observés dans la première phase de la croissance avant le maximum sont bien décrites par le modèle STEP avec des variations similaires sur le LAI simulé. Le gradient nord-sud pour LAI simulé est décrit par modèle avec la même distribution et la différence d'amplitude entre les différentes entités que pour le LAI observé. Cependant, les climatologies simulées avec le produit RFE sont plus proches de celles du LAI observé MODIS.

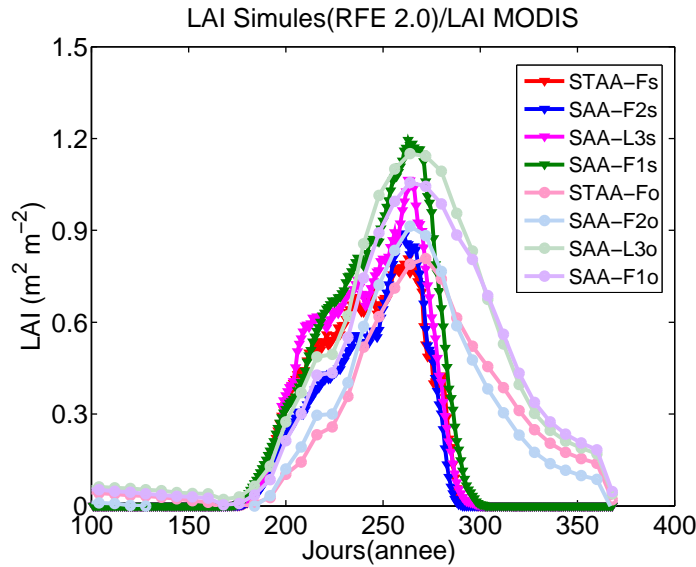


Figure 4.7. Comparaison entre les cycles saisonniers de LAI simulé après ajustement sur chaque entité et LAI observé MODIS. Les indices « s » et « o » sur la légende correspondent respectivement aux simulations et observations.

La figure 4.7 montre que pour le LAI simulé peut atteindre ou être très proche du LAI observé après ajustement du modèle avec des valeurs ϵ_c élevées. Le cycle phénologique du LAI simulé reste inchangé. Sur toutes les entités constituées de savane avec des sols différents, le LAI simulé a atteint le maximum très proche de celui des observés après ajustement avec des paramètres compris dans les intervalles définis. Sur l'entité de type de végétation steppe, ce paramètre devait être très grand pour que le maximum devienne élevé. Ici on note l'impact du type de végétation qui car en plus de la phénologie et de la fertilité du sol ce paramètre ϵ_c dépendant en partie du type de plante.

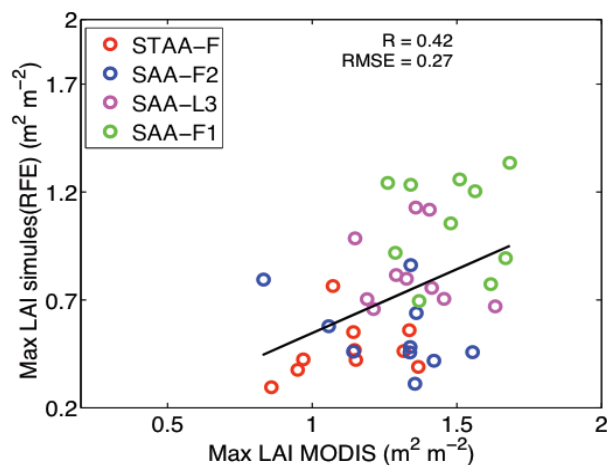


Figure 4.8. Régression linéaire entre les maxima de LAI simulé (avec RFE) et observé MODIS

Dans la figure 4.8, la comparaison entre les maxima de LAI atteint au cours de la saison montre que malgré les faibles valeurs de LAI simulé, les valeurs maximales de LAI simulé sont corrélées aux maxima observés avec un coefficient de corrélation de l'ordre de $r = 0.42$ assez significatif car $p < 0.05$ et un $RMSE = 0.27$. Cette différence d'amplitude entre les simulés et observés est notamment liée au fait que STEP simule seulement la croissance des herbacées. La corrélation entre maximum simulé et maximum observé confirme que la dynamique de la végétation de cette région observée avec MODIS est dominée par les herbacées. Par rapport à la position des entités, les écarts entre maximum simulé et maximum observé sont plus faibles pour celles situées au nord (STAA-F; SAA-F2) que pour celles situées au sud (SAA-L3 ; SAA-F1) sur lesquelles les valeurs du LAI sont plus fortes, et où les espèces arbustives et arborées sont plus présentes.

Au cours de la saison de végétation (de Juin à Octobre), les valeurs de LAI simulées avec les deux produits de pluie sont corrélées à celles des observations MODIS moyennes sur les 10 ou 11 années (figure 4.9). Cette relation entre les simulations et observations est examinée pour savoir si le modèle peut décrire l'évolution du couvert végétal pendant toute la saison végétative quelque soit le produit de pluie.

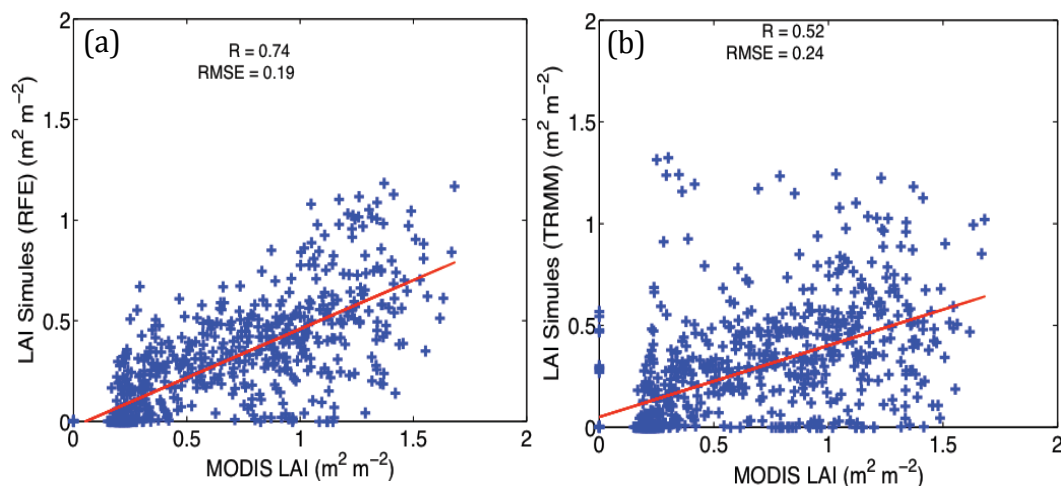


Figure 4.9. Régression linéaire entre LAIs simulés (a) avec RFE; (b) avec TRMM et LAIs MODIS observés.

D'après la figure 4.9 entre le LAI simulé (TRMM et RFE) et LAI MODIS, on observe une forte dispersion, mais avec un coefficient de corrélation significatif $r = 0.52$ et un $RMSE = 0.24$ et $p < 0.05$ selon le test de Student appliqué pour la significativité.

Avec moins de dispersion entre LAI simulés et LAI observés, la liaison reste plus forte entre LAI simulé (RFE) et LAI MODIS avec un coefficient de corrélation $r = 0.74$ avec $p < 0.05$ et un RMSE = 0.19 donc plus petit. La relation linéaire entre les LAIs simulés et observés montre que le modèle décrit la croissance de la végétation de façon cohérente avec les mesures MODIS LAI jusqu'au maximum.

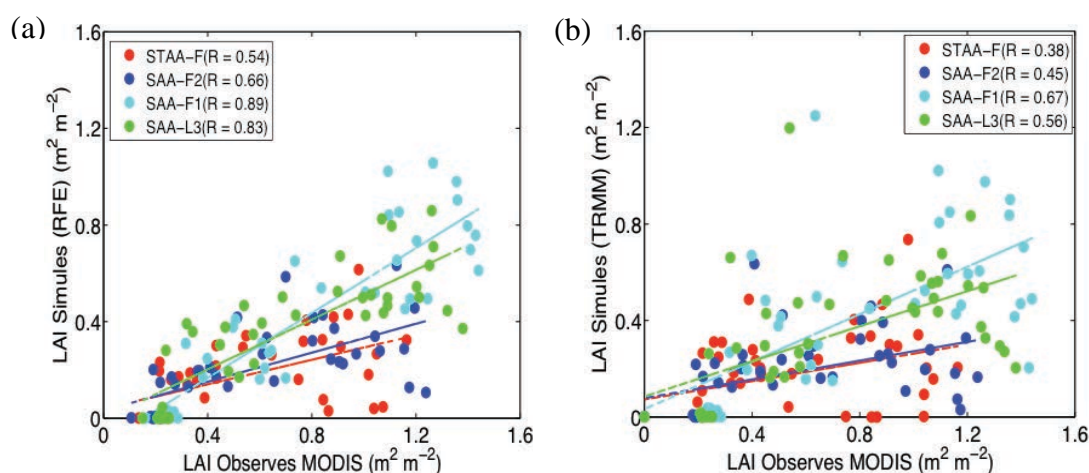


Figure 4.10. Régression linéaire entre les moyennes mensuelles de LAIs simulés (a) avec RFE; (b) avec TRMM et LAIs MODIS observés sur chacune des entités (en couleur claire vert (SAA-L3) et cyan (SAA-F1) et en couleur sombre rouge (STAA-F) et bleu (SAA-F2).

Sur les entités considérées, les écarts entre le LAI simulé et observé sont différents. Ces différences sont observées en fonction de la position des entités. Les coefficients de corrélation entre LAI simulé et LAI observé sur les différentes entités (figure 4.10) montrent que sur les entités localisées au sud les LAIs simulé et observé sont plus proches que sur celles situées vers nord. Le LAI observé étant plus fort que celui simulé et dans la région sud sont enregistrés les plus fortes valeurs de LAI simulé comme observé d'où la plus forte liaison entre ces derniers dans cette partie.

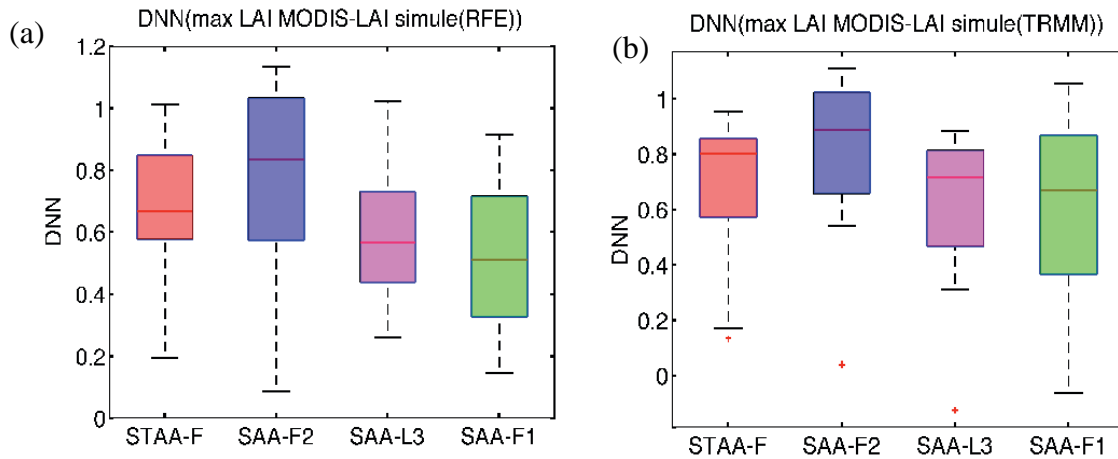


Figure 4.11. Variations de la différence non normalisée (DNN) entre les maxima de LAI simulé (avec RFE (a) et avec TRMM (b)) et observé dans chacune des 4 entités homogènes. Les différents boxplots : la boîte en couleur avec tirets horizontaux en haut (maximum) et en bas (minimum) correspond à l'amplitude de la dispersion, le trait rouge à l'intérieur de la boîte représente la médiane.

La figure 4.11 montre une dispersion de la différence entre les maxima de LAI observé MODIS et simulé très variée mais des médianes assez différentes entre les entités. Les différences entre les maxima de LAIs observé et simulé avec RFE (figure 4.11a) sont caractérisées par une distribution symétrique autour de la médiane pour SAA-F2, SAA-L3, SAA-F1 et dissymétrique sur STAA-F alors qu'avec TRMM (figure 4.11 b) cette distribution est nettement dissymétrique sur la plupart des entités. Cette distribution symétrique montre l'écart plus faible entre LAI MODIS et LAI simulé avec RFE. En moyenne avec les deux simulations la distribution est plus large sur SAA-F1 située plus au sud.

Vu que les simulations avec RFE sont plus proches des LAIs MODIS, nous nous limiterons à l'analyse des LAI simulés avec RFE dans la suite.

4.7.2. Impacts des variations de pluie sur le maximum de LAI simulé

Pour évaluer les relations entre les paramètres de pluie et le maximum de LAI MODIS, les relations linéaires entre le maximum de LAI simulé et ces paramètres spécifiques de la pluie sont analysées, de la même façon que dans le chapitre 3 pour les observations. Comme précédemment la significativité est vérifiée avec le test de Student pour $\alpha = 5\%$. Les paramètres testés sont le cumul de pluie, le nombre de pauses pluviométriques, l'intensité de ces pauses, la durée de la pause de pluie la plus longue et son intensité au cours de la saison des pluies de Juin à Octobre pour toute la période de l'étude de 2000 à 2010 et sur les différentes entités considérées. Comme dans le chapitre 3, nous avons considéré les pauses avec un seuil de durée de 3, 5, et 7 jours. L'objectif ici est de tester comment le modèle simule la réponse de la végétation au maximum de croissance.

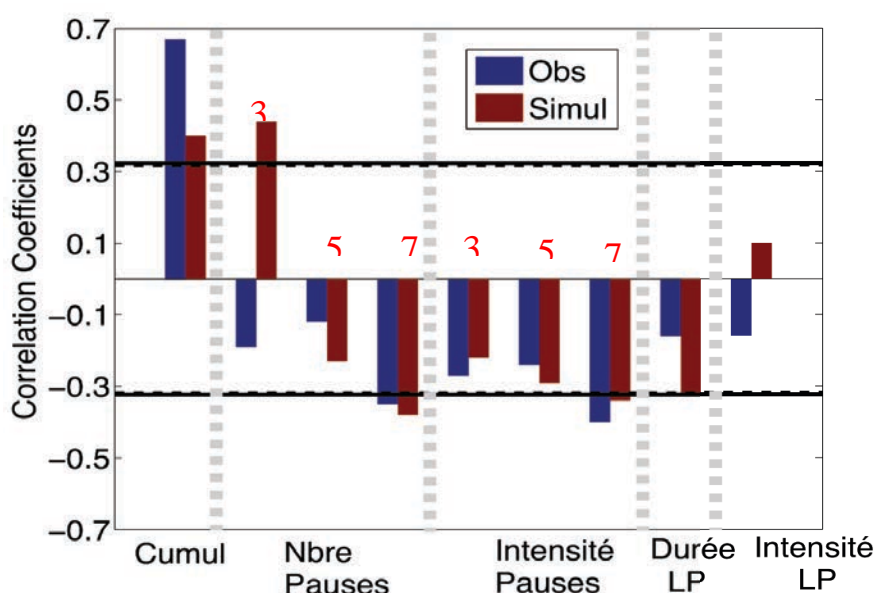


Figure 4.12. Comparaison des coefficients de corrélation entre les variations dans la disponibilité en eau et le maximum de croissance du LAI simulé (en rouge) et du LAI observé (en bleu). En trait et pointillé noir, le niveau de significativité des coefficients pour $\alpha = 5\%$.

La figure 4.12 montre les corrélations entre la disponibilité ou manque en eau et le maximum de LAI simulé et observé au cours de la saison, en moyenne sur les 4 entités. Concernant le cumul de pluie et les pauses de 7 jours au moins, le LAI simulé répond de la même manière que les observations avec des coefficients de corrélation moins élevés mais significatifs. Comme pour les observations sur ces 4 entités, à savoir la corrélation entre l'intensité ou la durée de la pause la plus longue, et les maxima de LAI simulé, on ne trouve pas de corrélation significative. Pour ces

derniers paramètres, l'analyse effectuée sur seulement 4 entités est peut être la cause de l'absence de significativité (les résultats trouvés dans le chapitre 3 sur l'ensemble des entités « non-lithosols » avec les observations étant différents). Le nombre d'entités pourrait aussi être à l'origine de cette absence de significativité.

Cependant, la réponse du LAI simulé montre globalement une bonne cohérence avec les observations.

Nous avons également effectué des corrélations entre les anomalies de LAI simulé quand le modèle est forcé avec le produit RFE 2.0, avec les anomalies de pluie RFE. Ces anomalies sont calculées par rapport à la climatologie sur toute la série (cf chapitre 3). Ici pour encore évaluer les capacités et limites du modèle, les coefficients de corrélation et les délais de réponse entre les simulations (avec RFE) et observations sont comparés sur les différentes entités (figure 4.13). De même que pour les observations, la significativité des coefficients de corrélation est testée en appliquant le test le Monte Carlo décrit dans le Chapitre 3.

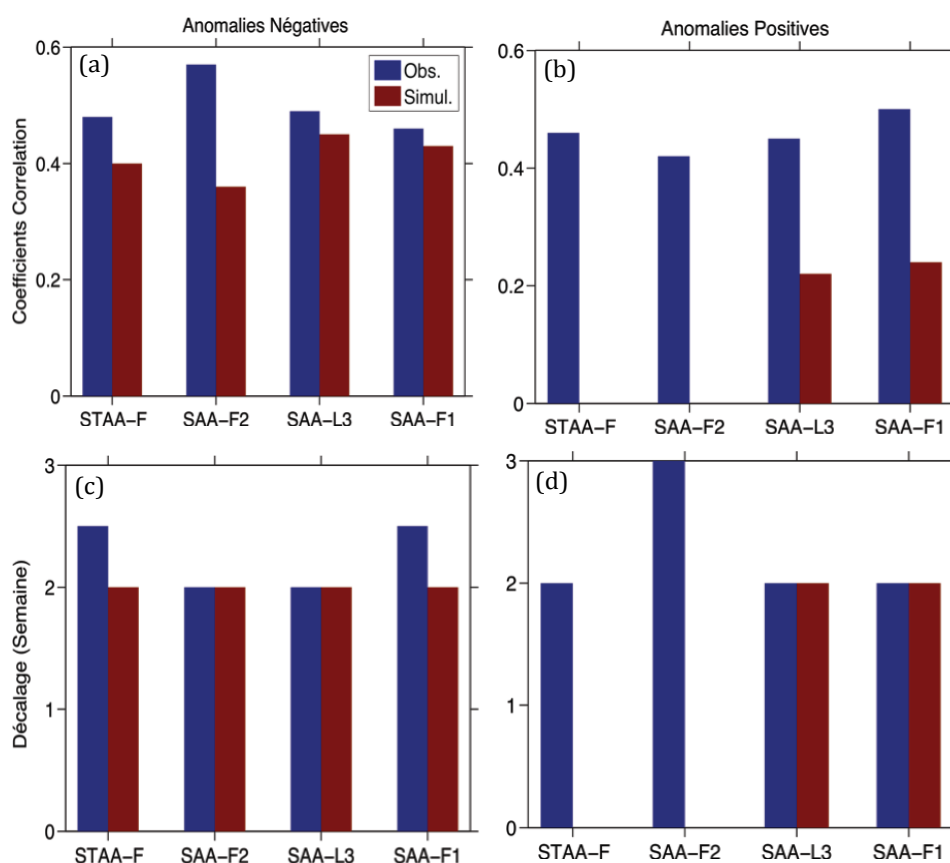


Figure 4.13. Comparaisons (a; b) des coefficients de corrélation entre les anomalies positives (ou négatives) de pluie (RFE) et les anomalies positives (ou négatives) de LAI simulé (en rouge) et LAI observé (en bleu) ; (c; d) entre les décalages correspondants.

La figure 4.13 montre une cohérence entre les réponses pour les anomalies négatives avec des coefficients de corrélation significatifs et similaires pour les simulations et les observations. A l'exception de SAA-F2, la valeur de ces coefficients dépasse 0.40 dans les deux cas. La réponse à ces anomalies négatives arrive en moyenne après 2 semaines pour les LAIs simulés et observés. En revanche, pour les anomalies positives de pluies, contrairement aux observations, la réponse du LAI simulé n'est pas significative en moyenne, avec des coefficients faiblement significatifs sur les entités sud et non significatifs au nord.

Le modèle prend donc en compte les périodes de stress hydrique mais pas les accumulations supérieures à la moyenne. Le fait que la réponse ne soit significative que dans les entités les plus au sud pose question : sachant que les herbacées dominent plus nettement au nord du Ferlo que dans le sud, on s'attendrait à obtenir à l'inverse une réponse plus claire des simulations dans ces zones comme c'est le cas pour les observations.

4.8. Conclusion

Nous pouvons retenir que le modèle reproduit mieux la phase de la croissance de la végétation après calage du paramètre ϵ_c . Ce paramètre d'ajustement du modèle est défini dans chaque sous-zone. Par rapport aux produits de pluie, un seuil de 1 mm/jour de pluie modifie légèrement la phénologie de la végétation, dans un sens de plus grande cohérence avec les observations. Les faibles pluies dans les produits de satellite qui raccourcissent la saison de la végétation simulée sont entachées d'une plus grande incertitude. De plus l'effet de réelles faibles précipitations sur la croissance de la végétation est réduit par l'évaporation.

Avec la même méthodologie que pour les observations satellite, des analyses comparatives ont été effectuées pour estimer l'impact des variations intra saisonnières de la pluie sur la dynamique du LAI simulé.

La confrontation directe des valeurs de LAI simulé et observé montre des similarités avec des coefficients significatifs, mais avec des écarts entre les maxima simulés et observés.

Ces écarts qui pourraient être dus à la présence des steppes avec lesquels l'ajustement du modèle n'est pas facile comme dans le cas des savanes.

La réponse aux pauses pluviométriques du LAI simulé est presque similaire à celle des observations. Les périodes sèches de longue durée affectent le maximum de LAI simulé de façon cohérente avec les observations, confirmant l'impact des sécheresses à l'intérieur de la saison des pluies sur la biomasse (Le Houérou, 1989 ; Nicholson *et al.*, 1990; Fontaine *et al.*, 1999; Le Barbé *et al.*, 2002; Camberlin *et al.*, 2007; Ndiaye *et al.*, 2015).

Les anomalies de pluie en période de sécheresse sont presque bien corrélées avec celles du LAI simulé. Par rapport à la disponibilité en eau avec les anomalies positives, seules les 2 entités du sud sont faiblement affectées. Cette faible ou non-réponse des entités pourrait être liée à un problème de représentation dans les autres variables climatiques dans la région. La faible pente dans les régressions linéaires résulte de la forte dispersion notée dans certaines entités (particulièrement sud).

Cependant, la phase de sénescence rapide (Pierre, 2010) qui arrive juste après que le maximum de LAI est atteint, constitue la limite principale du modèle.

La différence entre les simulations et les observations est partiellement due au fait que le type de végétation mais aussi la fertilité des sols sont très importants dans le modèle.

Par ailleurs, il serait intéressant de refaire ces simulations en poussant plus loin les ajustements du modèle d'une part, et d'autre part en utilisant des données météorologiques plus précises mesurées au sol ou même des données satellite, en sélectionnant seulement les entités sur les sols les plus fertiles.

Conclusion et Perspectives

Nous avons étudié les impacts de la variabilité intra-saisonnière des précipitations sur la dynamique de la végétation à l'échelle du bassin versant (le Ferlo) sur la période 2000-2010. La dynamique de la végétation dépend en plus de la pluviométrie, de facteurs tels que le type de sol, et la composition floristique des végétaux. Les principaux types de sol pris en compte et une classification de l'occupation du sol ont conduit à définir des « zones homogènes ». Les classes sont des types de végétation regroupant plusieurs espèces végétales. Ainsi comme pour le sol, chaque type de végétation a été considéré de manière individuelle.

Pour étudier ces variations intra saisonnières, nous avons utilisé deux approches : une première qui a consisté à une analyse des données d'observations satellite ; et une seconde dans laquelle la croissance de la végétation est simulée avec le modèle STEP.

- Variations intra saisonnières des précipitations

À partir de données d'observations de satellite, nous avons analysé les variations intra saisonnières des précipitations. D'abord les distributions entre les données de pluie (TRMM et RFE) et de SM (*soil moisture*) ont été analysées, montrant une cohérence dans les variations temporelles intra-saisonnières, et spatiales dans les différentes zones climatiques du Ferlo. Les principales différences entre les deux bases de données de pluie concernent l'amplitude de la pluie journalière, ainsi que la sensibilité aux pluies locales / faibles, représentées différemment. L'humidité du sol apparaît comme un signal intégrateur de l'eau disponible rapidement pour la végétation : le cycle global de l'humidité du sol est cohérent avec celui de la pluie, mais de façon plus lissée dans le temps, et avec des variations locales dues aux caractéristiques de la région (fond de vallée vs plateau).

Pour évaluer l'impact des variations de pluie sur la croissance de la végétation, nous avons déterminé les différents paramètres spécifiques dans les cycles saisonniers de ces variables (tels que la date de début, le cumul pour pluie, la moyenne de SM, les

pauses pluviométriques ou anomalies négatives de pluie et de SM). Les variations par rapport à la moyenne (sur les 10 ans) pour évaluer leurs impacts sur le maximum de LAI et les anomalies positives ou négatives de LAI au cours de la saison. Ainsi, nous avons trouvé que par rapport aux produits de pluie et de SM, la réponse du LAI était plus significative respectivement avec SM et RFE qu'avec TRMM. Entre pluie et SM, la réponse plus forte de la végétation avec SM s'explique par la relation de cette variable avec l'humidité dans la zone racinaire. Le type de sol intervient fortement dans ces relations, la végétation sur des sols ferrugineux étant plus sensible aux fluctuations de pluie comme de SM. La réponse sur des sols lithosols est globalement peu significative, car dans ces sols très minces sur roche quasi affleurante, l'infiltration est lente et ils accumulent en surface plus longtemps l'humidité.

Les paramètres de pluie ou SM qui affectent plus le maximum de LAI sont le cumul de pluie ou la moyenne de SM, les pauses de pluie (ou anomalies par rapport à la moyenne) dont la durée est comprise entre 5 et 7 jours (en nombre et en intensité).

En revanche la date de début de la saison des pluies n'a pas d'impact sur le maximum de croissance de la végétation.

La corrélation temporelle entre les anomalies de pluie et de LAI sur les 10 ans montre une forte influence des anomalies négatives (phases de sécheresse) avec des corrélations élevées et une réponse plus rapide sur les sols ferrugineux (2 semaines en moyenne) que sur les lithosols (réponse après 3 semaines en moyenne). Concernant les anomalies positives, la réponse sur les lithosols n'est pas significative, alors que les ferrugineux et autres sols ont répondu de façon significative en moyenne après 2 semaines.

Ainsi, le type de sols joue un rôle important dans l'étude des relations intra saisonnières entre les précipitations et la végétation, les pauses à partir d'une semaine ont une forte influence sur la dynamique du couvert végétal, mais aussi la quantité de pluie tombée ou d'humidité en surface contribuent significativement à la croissance des végétaux dans le Ferlo.

- Variations intra saisonnières des précipitations avec simulations

Les simulations effectuées avec le modèle de végétation STEP forcé avec les mêmes produits de pluie (TRMM et RFE) et des champs météorologiques issus des

réanalyses ERA_Interim ont permis de simuler le LAI au cours des années de 2000 à 2010 sur plusieurs entités. Les résultats obtenus avec les observations nous ont conduit à sélectionner des entités homogènes sur sols ferrugineux et lithosols qui permettent de comparer les différences en lien avec le gradient climatique et l'impact du type de sol avec les observations. Sur ces entités qui sont STAA-F, SAA-F2, SAA-F1 et SAA-L3 sont effectuées l'ensemble des simulations.

D'abord, une comparaison des cycles saisonniers moyens du LAI simulé avec les deux produits de pluie a été effectuée. Il est apparu qu'avec RFE le cycle de LAI simulé est plus proche des observations MODIS qu'avec TRMM.

L'ajustement du modèle avec le paramètre ϵ_c a montré que sur le STAA-F il faudrait dépasser les valeurs limites pour atteindre l'amplitude des observations, bien que la végétation herbacée soit très dominante sur cette entité. Il est possible que l'insuffisante résolution des paramètres météorologiques et rayonnement soit la cause de cette difficulté d'ajustement, qui n'est pas apparue sur les autres entités.

Comme dans les observations, le cumul en période de croissance et les pauses supérieures ou égales à 7 jours influent significativement sur le maximum de LAI simulé. Les anomalies négatives de LAI simulé sont bien corrélées avec celles des précipitations (RFE) avec un délai de 2 semaines en moyenne comme pour les observations. Par contre la réponse des anomalies positives n'est pas significative même pour les entités situées dans le nord.

Cependant ces différentes comparaisons entre les simulations et les observations montrent la capacité du modèle à reproduire de façon réaliste la dynamique de la végétation durant la période de croissance. La simulation de la phase de sénescence est en revanche très différente des observations, avec une décroissance trop rapide.

Cette étude montre que les variations intra-saisonnières de la pluie ont une forte influence sur la croissance de la végétation herbacée, au delà du cumul de pluie. Nous avons montré qu'à l'échelle d'une petite région, il est possible d'utiliser des observations satellite pour caractériser cet impact, et le produit d'humidité du sol apparaît comme le plus pertinent. Ainsi l'analyse des anomalies intra-saisonnières de SM par rapport à la climatologie permet de « qualifier » aisément la qualité de la saison des pluies à l'échelle de petites zones suffisamment homogènes.

Nous proposons comme perspectives :

Tout d'abord, approfondir l'utilisation du modèle STEP sur le Ferlo :

- Refaire les simulations avec un ajustement du paramètre ε_c qui tiendra compte en plus du type de végétation, des différentes espèces. En effet, ce paramètre est fortement dépendant du type de végétation de par la photosynthèse qui peut être différente d'une espèce à l'autre. Pour effectuer ces simulations, des données de végétation de la FAO et mesures de terrain seront utilisées pour identifier les différentes espèces sur les différents sols afin de pouvoir ajuster ce paramètre ε_c en fonction de la combinaison des espèces végétales et de leur type de photosynthèse tout en tenant compte du type de sol.
- Refaire les mêmes simulations sur le Ferlo avec des données de pluie et météorologiques mesurées ou analysées avec une meilleure résolution spatiale. En effet, les simulations sur l'entité STAAF (NO du Ferlo) sont moins cohérentes avec les observations que sur les zones plus au sud. Il est possible que les paramètres météorologiques et de rayonnement des réanalyses ERA-Interim ne soient pas assez précis pour caractériser les différences. Il s'agira donc d'effectuer des comparaisons entre les simulations avec des données in situ et simulations avec réanalyses, et comparer l'impact sur les simulations des différentes réanalyses disponibles.

Les observations satellite ont montré leur intérêt pour l'analyse d'une petite région agro-pastorale comme le Ferlo. Il serait intéressant de :

- analyser l'influence de la transhumance (car le Ferlo est une région à élevage intensif), ainsi que l'impact des feux de brousse sur les résultats dans les relations pluie végétation ;
- De refaire cette analyse sur une région plus fortement anthropisée par l'occupation humaine telle que la petite côte sénégalaise, en incluant l'évolution temporelle de l'occupation du sol. La pertinence des données satellite, les critères d'homogénéité des entités, la façon de rechercher les impacts devraient être approfondis pour tenir compte des évolutions locales. C'est à dire prendre en compte l'activité humaine telle que la déforestation.
- Faire la même étude sur le bassin arachidier du Sénégal qui est une région agro-écologique. Seules les cultures seront considérées pour définir des

indicateurs permettant de prévoir le rendement dans cette région. Ces résultats pourront être comparés avec des sorties de modèle et des mesures de terrain (en collaboration avec l'ISRA). Cette étude consistera dans un premier temps à identifier les paramètres définissant les différentes étapes dans le cycle phénologique de chaque type de culture mais aussi les anomalies au cours de leur croissance. Il s'agira dans un second temps établir des comparaisons entre ces paramètres et les paramètres dans le cycle saisonnier des précipitations (et de l'humidité du sol), et enfin établir une relation entre les anomalies de pluie et la taille des cultures ou les dates de maturation. Cette étude s'effectuera en tenant compte du type de sol. Prévoir le rendement dans cette région pourrait permettre à contribuer à l'élaboration d'un plan assurant une meilleure production.

- Appliquer cette étude sur une région plus large du Sahel, voire une autre partie de l'Afrique non sahélienne puis confronter les résultats. Ceci permettrait de compléter les travaux antérieurs qui pour beaucoup ne prennent en compte que le cumul saisonnier à l'échelle du Sahel.

Références

- Adeyewa, Z.D., Nakamura, K., 2003. Validation of TRMM radar rainfall data over major climatic regions in Africa. *Journal of Applied Meteorology* 42, 331–347.
- Ali A. et Lebel T., 2008. The Sahelian standardized rainfall index revisited. *Int. J. Climatol.*, DOI: 10.1002/joc.1832
- Amthor, J. S., 1986. Evolution and applicability of a whole plant respiration model, *J. Theor. Biol.*, 122, 473-490.
- Andrus J. F., et Wilson J. H., 1976. Photosynthesis of barley and wheat leaves to canopy models. *Photosynthetica*, 10, 367-377.
- Anyamba A., Tucher C. J., 2005. Analysis of Sahelian vegetation dynamics using NOAA-AVHRR NDVI data from 1981–2003. *Journal of Arid Environments*, 63, 596–614, doi:10.1016/j.jaridenv.2005.03.007
- Arvor D., Dubreuil V., Ronchail J., Simoes Penello Meirelles M., 2008. Apport des données TRMM3B42 dans l'étude des précipitations au Mato Grosso. *Climatol.*, 5, 49-69.
- Audibert M., 1970. Delta du fleuve Sénégal: étude hydrogéologique. *Rapport Inédit, O.E.R.S., PNUD-FAO*, 1-2, 68 p. St Louis (Sénégal).
- Ba M., 2008. Etude des propriétés biomécaniques et de la capacité de vie symbiotique des racines d'arbres d'*Acacia senegal* Willd et de *Prosopis juliflora* DC. Thèse de Doct. Univ. Bordeaux II/Cheikh Anta Diop Dakar, 122p.
- Bacour C., Bréon, F. M., Maignan F., 2006b. Normalization of the directional effects in NOAA- AVHRR reflectance measurements for an improved monitoring of vegetation cycles. *Remote Sens. Environ.*, 102, 402-413.

- Balme M., Galle S., Lebel T., 2005. Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, 16(1), 15-22.
- Baup F., Mougin E., de Rosnay P., Timouk F., Chênerie I., 2007. Surface soil moisture estimation over the AMMA Sahelian site in Mali using ENVISAT/ASAR data. *Remote Sensing of Environment*, 109, 473–481, doi:10.1016/j.rse.2007.01.015
- Bégué A., Hanan N. P., Prince S. D., 1994. Modélisation de la conductance stomatique de couverts végétaux sahéliens: site central-ouest, HAPEX-Sahel 1992. X^{ème} Journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994, 79-90.
- Bobée C., Otlé C., Maignan F., de Noblet-Ducoudré N., Maugis P., Lézine A.M., Ndiaye M., 2012. Analysis of vegetation seasonality in Sahelian environments using MODIS LAI, in association with land cover and rainfall. *J. Arid Environ.*, 84, 38–50.
- Bonan G. B., Levis S., Sitch S., Vertenstein M., Oleson K. W., 2003. A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. *Global Change Biology*, 9, 1543–1566, doi: 10.1046/j.1529-8817.2003.00681.x
- Bradley B. A., Jacob R. W., Hermance J. F., Mustard J. F., 2007. A curve fitting procedure to derive inter-annual phenologies from time series of noisy satellite NDVI data. *Remote Sensing of Environment*, 106, 137–145
- Brender, P., P. Ciais, P. Hiernaux, E. Mougin, C. Otlé, F. Chevallier, P. Peylin, L. Kergoat, N. Boulain, D. Ramier, B. Cappelaere and J. Demarty, 2009. Evaluation and improvement of the representation of sahelian savannah in the vegetation model ORCHIDEE, *Geophys. Res. Abstracts*, 11, EGU2009-11895-5.
- Brocca L., Hasenauer S., Lacava T., Melone F., Moramarco T., Wagner W., Dorigo W., Martinez-Fernandez J., Llorens P., Latron J., Martin C., Bittelli M., 2011. Soil moisture estimation through ASCAT and AMSR-E sensors: An intercomparison and validation study across Europe, *Remote Sensing of Environment*, 115, 3390-3408
- Camberlin P., Martiny N., Philippon N., Richard Y., 2007. Determinants of the interannual relationships between remote sensed photosynthetic activity and rainfall in tropical Africa. *Remote Sensing of Environment*, 106, 199-216.

- Charney, J. G., Stone, P. H., and Quirk, W. J., 1975. Drought in Sahara-Biogeophysical feedback mechanism, *Science*, 187, 434–435.
- Chen Y., Ebert E. E., Walsh K. J. E., Davidson N. E., 2013. Evaluation of TRMM 3B42 precipitation estimates of tropical cyclone rainfall using PACRAIN data. *J. of Geoph. Research: Atmospheres*, 118, 2184–2196, doi:10.1002/jgrd.50250.
- Chen J. Jonsson P., Tamura M., Gu ZH. Matsushita B. Eklundh L., 2004. A simple method for reconstructing a high-quality NDVI time-series data set based on the Savitzky-Golay filter. *REMOTE SENSING OF ENVIRONMENT*, 91, 332-344.
- Chen J.M., Deng F., Chen M., 2006. Locally adjusted cubic-spline capping for reconstructing seasonal trajectories of a satellite-derived surface parameter. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 2230–2237.
- Clanet J.C. et Gillet H., 1980. *Commiphora africana*, browse tree of the Sahel, pp. 443-445. In: *Browse in Africa: The Current State of Knowledge*. H. N. Le Houerou (Ed.). International Livestock Centre for Africa (ILCA), Addis Ababa.
- Cornet A. (1981). Le bilan hydrique et son rôle dans la production de la strate herbacée de quelques phytocénoses sahéliennes au Sénégal. Thèse Doct. Sc., Univ. Du Languedoc, Montpellier, 353 p.
- Cornet A. et Poupon H., 1977. Description des facteurs du milieu et de la végétation dans cinq parcelles situées le long d'un gradient climatique en zoen sahélienne du Sénégal. *Bull. IEAM*, 39, (2), 243-302.
- Cramer W., Bondeau A., Woodward, F. I., Prentice I. C., Betts R. A., Brovkin V., Cox P. M., Fisher V., Foley J. A., Friend A. D., Kucharik C., Lomas M. R., Ramankutty N., Sitch S., Smith B., White A. et Young-Molling C., 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO₂ and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *Global Change Biology*, 7: 357–373. doi:10.1046/j.1365-2486.2001.00383.x
- CSE, ROSEL T/OSS., 2002. Synthèse des études diagnostiques des sites de l'observatoire du Ferlo. Dakar, 10 p.
- De Jeu R. A. M., Wagner W., Holmes T. R. H., Dolman A. J., van de Giesen N. C. Friesen J., 2008. Global Soil Moisture Patterns Observed by Space Borne Microwave Radiometers and Scatterometers, *Surveys in Geophysics*, DOI 10.1007/s10712-008-9044-0, 29, 399–420

- De Kauwe M.G., Disney M.I., Quaife T., Lewis P., Williams M., 2011. An assessment of the MODIS collection 5 Leaf Area Index product for a region of mixed coniferous forest. *Remote Sensing of Environment*, 115, 767-780.
- De Rosnay P., et Polcher J., 1998. Modeling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2, 239–256.
- M., Verbeeck H., Maignan F., Peylin P., Poulter B., Bonal D., Ciais P., Steppe K. 2012. Seasonal leaf dynamics for tropical evergreen forests in a process-based global ecosystem mode. *Geosci. Model Dev.*, 5, 1091–1108, doi:10.5194/gmd-5-1091-2012
- Diello P., Mahé G., Patrel J. E., Dezetter A., Delclaux F., Servat E., Ouattara F., 2005. Relations indices de végétation-pluie au Burkina Faso: cas du bassin versant du Nakambé. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 207-221.
- Diongue A., Lafore J. P., Redelsperger J. L. et Roca R., 2002. Numerical study of a Sahelian synoptic weather system: Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, pp. 1899–1927.
- Diop A. T., Sané F. C., Diéne M., Ndiaye O., Toure I., 2002. La remise en eau de la basse vallée du Ferlo : stratégie de lutte contre la sécheresse dans la région sylvo pastorale du Sénégal. *Science et Changements planétaires, Sécheresse*, Volume 13 Numéro 3, 165-173 pp.
- Djoufack M. V., Fontaine B., Tsalefac M., Brou T., 2009. Variations de la phénologie végétale et les relations avec la variabilité pluviométrique et la croissance démographique dans le nord du Cameroun. *Geographia Technica, Numéro Spécial*, 131-138.
- Djoufack, M.V.; Brou, T.; Fontaine, B., Tsalefac, M., 2011. Variabilité intrasaisonnaire des précipitations et de leur distribution: Impacts sur le développement du couvert végétal dans le Nord du Cameroun (1982–2002). *Sécheresse*, 22, 159–170.
- Dolman A., Gash J., Goutorbe J., Kerr Y., Lebel T., Prince S. et Stricker J., 1997. The role of the land surface in Sahelian climate : HAPEX-Sahel results and future research needs, *Journal of Hydrology* 188, 1067–1079.

- Dorigo W. A., Gruber A., De Jeu R. A. M., Wagner W., Stacke T., Loew A., Albergel C., Brocca L., Chung D., Parinussa R; M., Kidd R., 2014. Evaluation of the ESA CCI soil moisture product using ground-based observations. *Remote Sensing of Environment*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.07.023>.
- Dorigo W. A., Wagner W., Hohensinn R., Hahn S. Paulik C. Xaver A. Gruber A., Drusch M., Mecklenburg S. van Oevelen P., Robock A. et Jackson T., 2011. The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1675- 1698.
- Ducoudré N., Laval K., Perrier A., 1993. Sechiba, a new set of parametrizations of the hydrologic exchanges at the land/atmosphère interface within the LMD atmospheric général circulation model. *J. Clim.*, 6(2), 248-273.
- Eilers, P. H. C., 2003. A Perfect Smoother, *Analytical. Chemistry*, 75, 3631 pp.
- Eklundh, L., Olsson, L., 2003. Vegetation index trends for the African Sahel 1982–1999. *Geophysical Research Letters* 30, 1430, doi:10.1029/ 2002GL016772
- Elberse, W. Th., and Breman, H., 1989. Germination and establishment of sahelian rangeland species. I. Seed proper- ties, *Oecologia* 80:477-484.
- FAO (*Food Agricultural Organization*) 2005. Disponible n ligne: http://www.glcn.org/databases/se_landcover_en.jsp.
- Farrar T. J., Nicholson S.E., Lare A. R., 1994. The influence of the soil type in the relationships between NDVI, rainfall and soil moisture in semi-arid Botswana. II NDVI response to soil moisture. *Remote Sens. Environ.* 50, 121-133.
- Farrar, J. F., 1985. The respiratory source of CO₂, *Plant Cell Environ.*, 8, 427-438.
- Fensholt r, Sandholt I., Rasmussen M. S. 2004 : Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements. *Remote Sensing of Environment*, 91, 490–507, doi:10.1016/j.rse.2004.04.009
- Fensholt R., Rasmussen K., 2011. Analysis of trends in the Sahelian “rain-use efficiency” using GIMMS NDVI, RFE and GPCP rainfall data. *Remote Sens. Environ.*, 115, 438–451.
- fields. Submitted to *Journal of Climate*.

- Fischer R. A., Turner N. C., 1978. Plant productivity in the arid and semiarid zones. *Ann. Rev. Plant Physiol.* 29, 277–317.
- Fisher M. J., Charles-Edwards D. A., Ludlow M. M., 1981. An analysis of the effects of repeated short-term soil water deficits on stomatal conductance to carbon dioxide and leaf photosynthesis by the legume *Manoptilium atropurpureum* cv. Siratro, *Aust.J.Plant Physiol.*, 8, 347-357.
- Fontaine B., Janicot S., Roucou P., 1999. Coupled ocean-atmosphere variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. Springer-Verlag, *Climate Dynamics*, 15, 451-473.
- Fournier C. 1995. Fonctionnement hydrique de six espèces ligneuses coexistant dans une savane sahélienne (region du Ferlo, Nord Sénégal). TOM, Paris, ORSTOM, p. 130
- Frison, P.L., Mougou E. et Hiernaux P., 1998. Observations and Interpretation of Seasonal ERS-1 Wind Scatterometer Data over Northern Sahel (Mali), *Remote Sens. Environ.*, 63, 233-242.
- Garrigues S., Lacaze R., Baret F., Morisette J. T., Weiss M., Nickeson J. E., Fernandes R., Plummer S., Shabanov N. V., Myneni R. B., Knyazikhin Y., et Yang W., 2008. Validation and intercomparison of global Leaf Area Index products derived from remote sensing data, *Journal of Geophysical Research* 113, G02028, doi: 10.1029/2007JG000635.
- Gerten D., Schaphoff S., Haberlandt U., Lucht W., Sitch S., 2004: Terrestrial vegetation and water balance—hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*, 286, 249-270, doi:10.1016/j.jhydrol.2003.09.029
- GEWEX-News (WCRP), 2006. Global Energy and Water Cycle Experiment (*World Climate Research Programme*), 16(1)
- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, ..., 103 pages.. <http://www.ipcc.ch>
- Grouzis M., Nizinski J., Fournier C., 1991. Interactions entre arbres et herbe au Sahel : effets sur la composition floristique et sur l'efficience de l'utilisation de

l'eau. In : Physiologie des Arbres et Arbustes en zones arides et semi-arides, Groupe d'Etude de l'Arbre, Paris, France. 131-144.

Grouzis M., 1988. Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (Mare d'Oursi, Burkina Faso), *Coll. Etudes et Thèses, ORSTOM, Paris*, 336 pp.

Gruhier C., de Rosnay P., Hasenauer S., Holmes T., de Jeu R., Kerr Y., Mougin E., Njku E., Timouk F., Wagner W., Zribi M., 2010. Soil moisture active and passive microwave products: intercomparison and evaluation over a Sahelian site, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 141–156

Hall, N. M. J., Kiladis, G. N., Thorncroft, C. D., 2006. Three dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part II : Dynamical modes. *J. Atmos. Sci.* 63, 2231– 2245.

Hermance J. F., Jacob R. W., Bradley B. A., Mustard J. F., 2007. Extracting Phenological Signals From Multiyear AVHRR NDVI Time Series: Framework for Applying High-Order Annual Splines With Roughness Damping. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(10), 3264-3276, doi:10.1109/TGRS.2007.903044.

Herrmann S. M., Anyamba A., Tucker C. J., 2005. Recent trends in vegetation dynamics in the African Sahel and their relationship to climate. *Global Environmental Change* 15 (2005) 394-404.

Hiernaux P., Mougin E., Diarra L., Soumaguel N., Lavenu F., Tracol Y., et Diawara M., 2009. Rangeland response to rainfall and grazing pressure over two decades: Herbaceous growth pattern, production and species composition in the Gourma, Mali, *J. Hydrol.*, 375(1–2), 114–127.

Huffman G. J. David Bolvin T., 2015. TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation. 44 pp. disponible sur http://pmm.nasa.gov/sites/default/files/document_files/3B42_3B43_doc_V7.pdf

Huffman G. J., Adler R. F., Bolvin D. T., Nelkin E. J., 2010: The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA). M. Gebremichael, F. Hossain (eds.), *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*, 3-22, DOI 10.1007/978-90-481-2915-7_1. Springer Dordrecht Heidelberg London New York

- Huffman, G. J., and D. T. Bolvin, 2013: TRMM and other data precipitation data set documentation. Global Change Master Directory, NASA, 40 pp. Disponible sur ftp://precip.gsfc.nasa.gov/pub/trmmdocs/3B42_3B43_doc.pdf.
- Huffman G. J., Adler R. F., Bolvin D. T., Gu G. Nelkin E. J., Bowman K. P., Hong Y., Stocker E. F., Wolff D. B., 2007. The TRMM3B42 Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeorol.* , 8, 38–55.
- ISRA, 1996. La remise en eau de la vallée fossile du Ferlo : En jeux et impacts sur les activités des populations de la zone sylvo-pastorale. Diagnostic participatif: le CRZ et ses partenaires, URRZS-CRZ, 39 p.
- Janicot S, Mounier F, Gervois S, Sultan B, Kiladis G. 2010. The dynamics of the West African monsoon. Part V: The role of convectively coupled equatorial Rossby waves. *Journal of Climate* DOI: 10.1175/2010JCLI3221.1.
- Janicot S., 1992. Spatio-temporal variability of West African rainfall. *J Climate*, 5, 489-511 ;
- Janicot S., 2012. État des recherches sur l’attribution de la variabilité décennale récente en Afrique de l’Ouest *Les Cahiers d’Outre-Mer*, 2012, n° 260, p. 463-477.
- Jarlan L., Mangiarotti S., Mougin E., Mazzega P., Hiernaux P., Le Dantec V., 2008. Assimilation of spot/vegetation NDVI data into a sahelian vegetation dynamics model. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1381–1394, doi:10.1016/j.rse.2007.02.041
- Jarlan L., Tourre Y. M., Mougin E., Philippon N., Mazzega P., 2005. Dominant patterns of AVHRR NDVI interannual variability over the Shael and linkages with key climate signals (1982-2003), *Geophysical Research Letters*, 32, L04701, doi:10.1029/2004GL021841
- Jarlan L., Mougin E., Frison P.L., Mazzega P., et Hiernaux P., 2002. Analysis of ERS wind scatterometer time series over Sahel (Mali), *Remote Sens. Environ.*, 81, 404 – 415.
- Javanmard S., Yatagai A., Nodzu M. I., BodaghJamali J., Kawamoto H., 2010. Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall estimates of TRMM 3B42 over Iran. *Adv. Geosci.*, 25, 119–125, doi:10.5194/adgeo-25-119-2010.

- Jones, H. G. (1976). Crop characteristics and the ratio between assimilation and transpiration, *J. Appl. Ecol.* 13:605-622.
- Jönsson P., Eklundh L., 2004. Timesat-a program for analyzing time_series of satellite sensor data. *Computers & Geosciences* 30, 833-845.
- Jonsson P., et Eklundh L., 2002. Seasonality extraction by function fitting to time-series of satellite sensor data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40, 1824-1832.
- Joos F., Prentice I.C., Sitch S., Meyer R., Hooss G., Plattner G. K., Gerber S., Hasselmann, K., 2001. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Glob. Biogeochem. Cycles* 15, 891–907.
- Justice C., Belward A., Morisette J., Lewis P., Privette J., and Baret F., 2000. Developments in the ‘validation’ of satellite sensor products for the study of the land surface, *int. Journal of Remote Sensing* 21, 3383-3390.
- Kandasamy S., Baret S., Verger A., Neveux P., Weiss M., 2012a. A comparison of methods for smoothing and gap filling time series of remote sensing observations: application to MODIS LAI products. *Biogeosciences Discuss.*, 9, 17053–17097, doi:10.5194/bgd-9-17053-2012
- Kiladis G., Thorncroft C., Hall N., 2006. Three dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part I : Observations. *J. Atmos. Sci.* 63, 2212–2230.
- Knyazikhin Y., Martonchik V., Diner D. J., Myneni R. B., Verstraete M., 1998. Estimation of vegetation canopy leaf area index and fraction of absorbed photosynthetically active radiation from atmosphere-corrected MISR data. *Journal of Geophysical Research*, 103, 32239-32256.
- Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Fridelingsstein, P. Ciais, S. Sitch and I.C. Prentice, 2005: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere- biosphere system, *Global Biogeochem. Cycles*, 19, doi: 10.129/2003GB002199.
- Le Barbé et Lebel T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950–90. *J. Hydrol.*, 188–189, 43–73

- Le Barbé L., Lebel T. et Tapsoba D., 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90. *Journal of Climate*, 15, 187-202.
- Le Borgne J. 1988. La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Faculte des Lettres et Sciences Humaines. Dakar, 94p.
- Le Houérou H. N., 1984 : Rain-Use Efficiency : a unifying concept in arid-land ecology. *J. of Arid Lands*, 7, 213-247.
- Le Houérou, H.N. (1989c). La variabilité de la pluviosité annuelle dans quelques régions arides du monde; ses conséquences écologiques. In: Bret, B. (Ed.), *Les Hommes face aux Sécheresses: Nordeste Brésilien et Sahel Africain*, Travaux et Mémoires, no. 42, pp. 127–137. Paris: Institut d’Hautes Etudes de l’Amérique Latine. 422 pp.
- Le Roux X., Tuzet A., Zurfluh O., Gignoux J., Perrier A., Monteny B. A., 1994. Modélisation des interactions surface-atmosphère en zone de savane humide. X^{ème} Journées hydrologiques - Orstom - Septembre 1994, 303-317.
- Lebel T. et Ali A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.*, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.11.030 xxx-xxx
- Lebel T., Cappelaere B., Galle S., Hanan N., Kergoat L., Levis S., Vieux B., Descroix L., Gosset Marielle, Mougin E., Peugeot C., Seguis L., 2009: AMMA-CATCH studies in the doi:10.1016/j.jhydrol.2009.03.020
- Lebel T., Amani A. et Taupin D., 1998. Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles. 2. Modélisation. in: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (00. by E. Servat, D. HUGHES, J.-M. FrilSch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conf., November 1998). IAHS Publ. no. 252.
- Lebel, T., Diedhiou A., et Laurent H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales, *J. Geophys. Res.*, 108(D8), 8389, doi:10.1029/2001JD001580.
- Leroux M., 1995. La dynamique de la grande sécheresse sahélienne / Dynamics of the Great Sahelian Drought. In: *Revue de géographie de Lyon*, 70 3-4. Sahel, la grande secheresse. pp. 223-232.
- Li L., Hong Y., Wang J., Adler R.F., Policelli F.S., Habib S., Korme T., Okello L., 2009. Evaluation of the real-time TRMM-based multi-satellite precipitation analysis for an operational flood prediction system in Nzoia Basin, Lake Victoria, Africa. *Nat. Hazards*, 50, 109–123.

- Liebmann B. and Marengo J. A., 2001. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin, *Journal of Climate* 14, 4308-4318.
- Linacre, E.T., 1977: A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone, *Agric. Meteorol.*, 18, 409-424.
- Liu Y.Y., Parinussa R.M., Dorigo W.A., de Jeu R.A.M., Wagner W., van Dijk A.I.J.M., McCabe M.F., Evans J.P., 2011. Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 425–436.
- Lo Seen D., A. Chehbouni, E. Njoku, S. Saatchi, E. Mougin and B. Monteny, 1997. An approach to couple vegetation functioning and soil-vegetation-atmosphere-transfer models for semiarid grasslands during the HAPEX-Sahel experiment, *Agric. For. Meteorol.*, 83, 49-74.
- Lo Seen D., Mougin E. Rambal S., Gaston A. et Hiernaux P., 1995. A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. II: Toward the control of its simulations by remotely sensed indices, *Remote Sens. Environ.*, 52, 194-206.
- Lucht W., Prentice I.C., Myneni R.B., Sitch S., Friedlingstein P., Cramer W., Bousquet P., Buermann W., Smith B., 2002. Climatic control of the high-latitude vegetation greening trend and Pinatubo effect. *Science* 296, 1687–1689.
- Ludlow M. M., et Wilson G. L., 1972. Photosynthesis of tropical pasture plants. IV. Basis and consequences of differences between grasses and legumes, *Aust. J. Biol. Sci.* 25:1133-1145.
- Marengo J. A., Liebmann B., Kousky V. E., Filizola N. P., Wainer I. C., 2001. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin, *Journal of Climate* 14, 833-852.
- Martiny N, Philippon N, Camberlin P, Richard Y. 2008. Predictability of NDVI in semi-arid regions of Africa from oceano-atmospheric
- Martiny, N., Richard Y., and Camberlin P., 2005. Interannual persistence effects in vegetation dynamics of semi- arid Africa, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24403, doi:10.1029/ 2005GL024634.
- McGuire AD, Sitch S, Clein JS et al., (2001). Carbon balance of the terrestrial biosphere in the twentieth century: analyses of CO₂, climate and land use

effects with four process-based ecosystem models. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 183–206.

Michel, P. 1973: Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie: Etude Géomorphologique. ORSTOM, Paris, Mém. N° 63, 752 p.

Monteith J.L., 1965. Evaporation and environment. In: The state and movement of water in living organism. 19th Symp. Soc. Exptl. Biol., 205-234.

Moody A., et Johnson D. M., 2001. Land-surface phenologies from AVHRR using the discrete Fourier transform. *Remote Sensing of Environment*, 75, 305-323.

Morisette J., Privette J., et Justice C., 2002. A framework for the validation of MODIS Land products. *Remote Sensing of Environment*, 83, 77–96.

Mougin, E., Lo Seen D., Rambal S., Gaston A., et Hiernaux P., 1995. A regional sahelian grassland model to be coupled with multispectral satellite data. I: Model description and validation, *Remote Sens. Environ.*, 52, 181-193.

Myneni R. B., Nemani R. R., et Running S. W., 1997. Estimation of global Leaf Area Index and absorbed par using radiative transfer models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* , 35, 1380-1393.

Myneni R.B., Hoffman S., Knyazikhin Y., Privette J.L., Glassy J., Tian Y., Wang Y., Song X., Zhang Y., Smith G.R., Lotsch A., Friedl M., Morisette J.T., Votava P., Nemani R.R., Running S.W., 2002. Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 83, 214-231.

Ndiaye C., Guèye E. F., Ngom S., Traoré E. H. et Akpo L. E., 2015. Impact de la pluviométrie sur la production de biomasse herbagère en milieu sahélien: un cas en Région de Matam, Nord du Sénégal. *Livestock Research for Rural Development*. Volume 27 (3). <http://www.lrrd.org/lrrd27/3/ndia27055.htm>

Ndiaye M., 2007 : Systèmes de production et mutations des paysages ruraux dans la basse vallée du Ferlo au Sénégal. Thèse de Doct.

Ndione J. A., Lacaux J. P., Tourre Y., Vignolles C., Fontanaz D. Lafaye M., 2009. Mares temporaires et risques sanitaires au Ferlo : contribution de la télédétection pour l'étude de la fièvre de la vallée du Rift entre août 2003 et janvier 2004. *Sécheresse*, 20 (1), 153-160.

- Nicholson S. E. et Grist J. P., 2001. A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *Intern. Journ. Of Climatol.*, 21, 1733-1757, DOI: 10.1002/joc.648.
- Nicholson S., Davenport M. L. et Malo A. R., 1990. Acomparision of the végétation response to rainfall in the Sahel end East Africa, using normalized différence végétation index from NOAA AVHRR. *Climatic Change*, 17, 209-241.
- Nicholson S.E., et Farrar T. J., 1994. The influence of the soil type in the relationships between NDVI, rainfall and soil moisture in semi-arid Botswana. II NDVI response to rainfall. *Remote Sens. Environ.* 50, 107-120.
- Nicholson, S. 2000. Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys*, 38, 117-139.
- Nicholson, S.E., Some, B., McCollum, J., Nelkin, E., Klotter, D., Berte, Y., Diallo, B.M., Gaye, I., Kpabeba, G., Ndiaye, O., Noukpozoun- kou, J.N., Tanu, M.M., Thiam, A., Toure, A.A., Traore, A.K., 2003a. Validation of TRMM and other rainfall estimates with a high-density gauge dataset for west Africa. Part I: Validation of GPCP rainfall product and pre-TRMM satellite and blended products. *Journal of Applied Meteorology* 42, 1337–1354.
- Nicholson, S.E., Tucker, C.J. et Ba, M.B. 1998. Desertification, drought, and surface vegetation: An example from the West African Sahel. *Bulletin of the American Meteorological Society* 79: 815-829.
- Odekunle T. O., 2005: Determining rainy season onset and retreat over Nigeria from precipitation amount and number of rainy days, *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 193-201.
- Oleson, K. W., et al. (2004), Technical description of the Community Land Model (CLM), NCAR Tech. Note NCAR/TN-461+STR, 173 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colorado.
- Parinussa, R.M.; de Jeu, R.A.M.; Wagner, W.W.; Dorigo, W.A.; Fang, F.; Teng, W.; Liu, Y.Y. Soil Moisture. *Spec. Suppl. Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2013, 94, S24–S25.
- Penning de Vries, F. W. T. (1975), The cost of maintenance processes in plant cells, *Ann. Bot.*, 39, 77-92.

- Penning de Vries, F.W.T., Djitèye, M. A., 1982. La productivité des pâturages sahéliens: Etude des sols, végétations et de l'exploitation de cette ressource naturelle. Centre for Agricultural Publishing and Documentation.
- Philippon, N., Jarlan L., Martiny N., Camberlin P., Mougins E. 2007: Characterization of the Interannual and Intraseasonal Variability of West African Vegetation between 1982 and 2002 by Means of NOAA AVHRR NDVI Data. *Journal of Climate*, 20, 1202-1218, DOI: 10.1175/JCLI4067.1
- Pierre C., 2010. Variabilité interannuelle des émissions d'aérosols minéraux en zone semi-aride sahélienne. (Thèse), 215p.
- Pierre C., Bergametti G., Marticorena B., Mougins E., Lebel T., Ali A., 2011: Pluriannual comparisons of satellite-based rainfall products over the Sahelian belt for seasonal vegetation modelling. *Journal of Geophysical Research* 116, D18201, doi: 10.1029/2011JD016115
- PNAT, 1985 : Plan National d'Aménagement du Territoire. Cartographie et Télédétection des ressources naturelles du Sénégal. Etude de la Géologie, de l'hydrologie, des sols, de la Végétation et des Potentiels d'utilisation des Sols. Available online: http://library.wur.nl/isric/fulltext/ISRIC_16108.pdf (accessed on 27 September 2015).
- Poupon H., 1979. Étude de la phénologie de la strate ligneuse à Fété-Olé (Sénégal septentrional) de 1971 à 1977. *Bull. IFAN, sér. A*, 41(I), 44-85.
- Poupon H., 1980: Structure et dynamique de la strate ligneuse d'une steppe sahélienne du Nord-Sénégal. Paris, ORSTOM, Travaux et Documents, n° 115, p. 351.
- Prentice, I.C., Cramer, W., Harrison, S.P., Leemans, R., Monserud, R.A., Solomon, A.M., 1992. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography* 19: 117-134.
- Prentice, I.C., Jolly, D., BIOME 6000 Participants (2000): Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography* 27: 507-519.
- Prince, S.D., Brown de Colstoun, E., Kravitz, L.L., 1998. Evidence from rain-use efficiencies does not indicate extensive Sahelian desertification. *Global Change Biology* 4, 359-374.

- Privette J.L., Morisette J., Baret F., Gower S. T., and Myneni R. B., 2001. Summary of the international workshop on LAI product validation, EOS Earth Observing System 13, 18–22, http://eospsso.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/eo_pdfs/may_jun01.pdf.
- Privette J.L., Myneni R.B., Knyazikhin Y., Mukelabai M., Roberts G., Pniel M., Wang Y., Leblanc S., 2002: Early spatial and temporal validation of MODIS LAI product in Africa. *Remote Sens. Environ.*, 83, 232–244.
- Rambal S., 1980. Modélisation de l'utilisation de l'eau et de la végétation d'une steppe de *Ranthérium suaveleons* Desf de la zone aride sud tunisienne. Thèse Doct. Univ. du Languedoc, Montpellier, 188p.
- Rambal S., and Cornet A., 1982. Simulation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une phytocénose sahélienne du Sénégal, *Acta Oecologica Oecol. Plant* 3(17), 4, 381-397.
- Redelsperger J., Diongue A., Diedhiou A., Ceron J., Diop M., Gueremy J. et Lafore J., 2002. Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 128(582), 1229-1257.
- Reed B.C., Brown J.F., Van der Zee D., Loveland T.R., Merchant J.W., et Ohlen D. O., 1994. Measuring Phenological Variability from Satellite Imagery. *Journal of Vegetation Science*, 5, 703-714
- Richard Y., et Pocard I., 1998. A statistical study of NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in southern Africa, *Int. J. Remote Sens.*, 19, 2907–2920.
- Roca R., Champon P., Jobard I., Kirstetter P. E., Gosset M., Bergès J. C., 2010. Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates. *American Meteorological Society*, 49, 715-731.
- Roerink, G. J., Menenti, M., Verhoef, W., 2000: Reconstructing cloudfree NDVI composites using Fourier analysis of time series, *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1911-1917, 10.1080/014311600209814.
- Ruhoff A. L., Paz A. R., Aragao L. E. O. C., Mu Q., Malhi Y., Collischonn W., Rocha H. R. and Running S. W., 2013. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, 58 (8), 1-19.

- Sakamoto T., Yokozawa M., Toritani H., Shibayama M., Ishitsuka N., Ohno H., 2005). A crop phenology detection method using time-series MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 96, 366-374
- Sakamoto T., Wardlow B. D., Gitelson A. A., Verma S. B., Suyker A. E., et Arkebauer, T. J., 2010. A Two-Step Filtering approach for detecting maize and soybean phenology with time-series MODIS data, *Remote Sensing of Environment*, 114, 2146- 2159, DOI: 10.1016/j.rse.2010.04.019.
- Samimi C., Fink A. H., Paeth H., 2012. The 2007 flood in the Sahel: Causes, characteristics and its presentation in the media and FEWS NET. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 313–325.
- Sarr M. A., 2008. Variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest: Dynamique des espaces végétaux à partir des images satellitales. Exemple du bassin versant de Ferlo (Sénégal). *Journées de Climatologie – Nantes* 13-14 mars 2008.
- Sarr M. A., 2009. Évolution récente du climat et de la vegetation au Sénégal (cas du bassin versant du Ferlo). Thèse, 390 p.
- Seneviratne S., Corti T., Davin E. L., Hirschi M., Jaeger E. B., Lehner I., Orlowsky B., Teuling A. J. (2010). Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99, 125_161.
- Sitch S., Smith B., Prentice I. C., Arneth A., Bondeau A., Cramer W., Kaplan J.O., Levis S., Lucht W., Sykes M.T., Thonicke K., et Venevsky S. 2003: Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ Dynamic Global Vegetation Model. *Global Change Biology*, 9, 161–185, doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00569.x
- Sultan B., Janicot S., Diedhiou A., 2003. The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate* 16: 3407–3427.
- Taylor C. M., et Lebel T., 1998. Observational Evidence of Persistent Convective-Scale Rainfall Patterns. *American Meteorological Society*, 126, 1597-1607.
- Tian Y., Wang Y., Zhang Y., Knyazikhin Y., Bogaert J., et Myneni, R. B. (2002a). Radiative transfer based scaling of LAI/FPAR retrievals from reflectance data of different resolutions. *Remote Sensing of Environment*, 84, 143–159.

- Tinley, K. L. (1982), The influence of soil moisture balance on ecosystem patterns in southern Africa, in *Ecology of Tropical Savannas* (B. J. Huntley and B. H. Walker, Eds.), Springer-Verlag, New York.
- Tracol Y., 2004. Étude des variations interannuelles de la production herbacée des pâturages sahéliennes : Gourma Malien. Thèse de Doct. Univ. Paul Sabatier.
- Tracol Y., Mougin E., Hiernaux P., Jarlan L., 2005. Testing a sahelian grassland functioning model against herbage mass measurements. *Ecological Modelling*, 193, 437–446, doi:10.1016/j.ecolmodel.2005.08.033
- Tucker, C.J., Nicholson, S.E., 1999. Variations in the size of the sahara desert from 1980 to 1997. *Ambio* 28, 587–591.
- Tuzet A., Perrier A., Masaad C. - 1992 - Crop water budget: estimation of irrigation requirement. In: "Cropwater models", Pereira L.S., Perrier A., Ait Kadi M., Kabat P. (eds.), I.C.I.D. Bulletin, 41(2) 1-17.
- Van Bavel, C. H. M., 1967. Changes in canopy resistance to water loss from alfalfa induced by soil water depletion, *Agric. Meteorol.* 4:165-176.
- Vergier A., Baret F., Weiss M., 2011. A multisensor fusion approach to improve LAI time series. *Remote Sensing of Environment*, 115, 2460-2470.
- Viovy, N., 1997. Interannuality and CO₂ sensitivity of the SECHIBA-BGC coupled SVAT-BGC model, *Physics and Chemistry of The Earth*, 21, 489– 497
- Von Maydell H. J., 1990. Arbres et arbustes du Sahel, leurs caractéristiques et leurs utilisations. GTZ-Joset Margaf Scientific Book Verlag. D-Weikersheim, p. 531.
- Wagner W., Dorigo W., de Jeu R., Fernandez D., Benveniste J., Haas E., Ertl M., 2012. Fusion of active and passive microwave observations to create an essential climate variable data record on soil moisture, *ISPRS Annals of the Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 315-321.
- Wagner W., Naeimi V., Scipal K., De Jeu R., Martinez-Fernandez J., 2007. Soil moisture from operational meteorological satellites, *Hydrogeology Journal*, 15, 121–131.
- Wang X., Xie H., Guan H., Zhou X., 2007. Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semi-arid and humid regions. *Journal of Hydrology*, 340, 12-24.

- Wang, J., Price, K.P., Rich, P.M., 2001. Spatial patterns of NDVI in response to precipitation and temperature in the central Great Plains. *International Journal of Remote Sensing* 22 (18), 3827–3844.
- Wang J., Rich P. M., Price K. P., 2003. Temporal responses of NDV to precipitation and temperature in the central Great Plains, USA. *Int. J. Remote Sens.*, 24, 2345–2364.
- Werk K. S., Ehleringer J., Forseth I. N., et Cook C. S., 1983. Photosynthetic characteristics of Sonoran Desert winter annuals, *Oecologia (Berlin)* 59:101-105.
- Xie P., Arkin P.A., 1996. Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model prediction. *J. Clim.*, 9, 840–858.
- Yuan H., Dai Y., Xiao Z., Ji D., Shangguan W., 2011. Reprocessing the MODIS Leaf Area Index products for land surface and climate modeling, *Remote Sensing of Environment* 115, 1171-1187.
- Zhang X., Friedl M.A., Schaaf C.B., Strahler A.H., Liu Z. 2005. Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM3B42 instruments. *J. Geophys. Res.*, 110, D12103, doi:10.1029/2004JD005263.
- Zhao, L., Ferraro R., Moore D., 2000. Validation of NOAA-15 AMSU A Rain Rate Algorithms. *10th Conf. on Satellite Metr.* 192-195.

Liste des tableaux

1. La pluviométrie au Sahel, impacts sur la végétation et la région d'étude (Ferlo)

Tableau 1.1. Répartition des espèces végétales dans la partie Ferlo sableux sur le bassin versant du Ferlo

Tableau 1.2. Répartition des espèces végétales dans la partie Ferlo cuirassé sur le bassin versant du Ferlo

2. Présentation des données et méthodes utilisées

Tableau 2.1. Caractéristiques de Landsat5 TM

Tableau 2.2. Description des noms affectés aux différentes entités homogènes

3. *Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)*

Table 3.1. *Description of the five main soil types in the Ferlo watershed derived from the Plan National d'aménagement du Territoire (PNAT) map of Senegal soils in 1985 (from Centre de Suivi Écologique (CSE), Dakar).*

Table 3.2. *Main vegetation species found in the Ferlo basin*

Table 3.3. *Abbreviations for the different vegetation-soil zones (VSZ) obtained from combining maps of vegetation types and maps of soil types.*

Table 3.4. *Inter-comparison of significant correlation coefficients between the total rainfall (TRMM3B42 and RFE 2.0), mean soil moisture (SM) and maximum LAI on each vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for acronyms) over the period 2000 to 2010.*

Table 3.5. *Significant correlation coefficients after application of the Student t-test with a 5% threshold between duration of dry spell (with SM) and maximum of LAI from (JJAS) and the corresponding Root Mean Square Error (RMSE) on each VSZ (see Table 3 for the acronyms).*

Liste des figures

1. La pluviométrie au Sahel, impacts sur la végétation et la région d'étude (Ferlo)

Figure 1.1. Schéma de la circulation atmosphérique dans le système de mousson ouest africaine durant l'été boréal. Les lignes solides fermés représentent les lignes de courant au niveau du jet d'est africain (AEJ) autour de 600 hpa ; en gris ombrage représente le pic de précipitations et l'ombrage jaune indique l'emplacement de la couche d'air saharienne (SAL). Ci-dessous sont les variations méridiennes de température potentielle (θ) et de l'énergie statique humide (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Au Nord à 10 ° N θ_e commence à diminuer tandis θ continue d'augmenter, en raison de l'assèchement de la masse d'air nord au cœur de la zone de convergence intertropicale (après le Plan scientifique international AMMA, 2005) (Lebel et Ali 2009)

Figure 1.2. Anomalies de précipitation dans le Sahel (box 20-10N, 20W-10E) calculées par rapport à la climatologie sur la période 1950-2013 de Juin à Octobre (<http://jisao.washington.edu/data/sahel/>). Les anomalies négatives indiquent que les apports de pluie étaient déficients par rapport à la climatologie.

Figure1.3. Corrélation linéaire entre le NDVI mensuel et le cumul de pluie sur 3 mois basée sur les estimations GPCP pour la période 1982-2003 (Source Herrmann et al. 2005)

Figure 1.4. Présentation de la zone d'étude le bassin versant du Ferlo avec la carte d'occupation du sol

Figure 1.5. Carte des différents types de sol couvrant le bassin versant Ferlo (extrait de la carte pédologique du Sénégal de PNAT, 1985)

Figure 1.6. Localisation des 3 Stations pluviométriques choisies sur le bassin versant

du Ferlo.

Figure 1.7. Variations inter annuelles de la pluviométrie sur le Ferlo de 1961 à 2009 pour les stations pluviométriques de Barkedji, Ranérou et Sagata-Louga.

Figure 1.8. (a, b et c) Inter Comparaison du cumul de pluie (d, e et f) Nombre d'observations pluvieuses durant la saison des pluies de Juin à Octobre entre les 3 stations de 2000 à 2009

Figure 1.9. Variations du nombre de valeurs manquantes par année dans les données des 3 pluviomètres Sagata, Barkedji et Ranérou de 2000 à 2010.

Figure 1.10. Inter comparaison des variations intra saisonnières des cumuls mensuels de la pluie journalière en 2009 pour les stations de Barkedji et Ranérou.

2. Présentation des données et méthodes utilisées

Figure 2.1. Variations inter annuelles du cumul de pluie avec les produits de satellite TRMM3B42 (a) et RFE 2.0 (b) sur les périodes respectives 2000 à 2010 et 2001 à 2010 sur le bassin versant du Ferlo

Figure 2.2. Distribution de la quantité de pluie de 2000 à 2010 pour TRMM3B42 (a) et 2001 à 2010 avec RFE 2.0 (b) le long du bassin Ferlo

Figure 2.3. Variations saisonnières et spatiales des précipitations avec TRMM et RFE durant la saison 2002 sur le Ferlo

Figure 2.4. Variations spatiales des précipitations avec TRMM et RFE durant la saison 2005 sur le Ferlo

Figure 2.5. Variations inter annuelles des anomalies d'humidité du sol par rapport à la climatologie sur les 11 années le long du bassin versant Ferlo

Figure 2.6. Variations intra saisonnières de l'humidité du sol moyen sur le bassin versant Ferlo en 2002 et 2005 aux mois de Juin, Juillet Aout et Septembre.

Figure 2.7. Fenêtre montrant les images Landsat5 obtenues sur le site internet https://lpdaac.usgs.gov/data_access/glovis, les scènes qui correspondent à des portions d'images (exemple carré jaune) sont téléchargées.

Figure 2.8. Variations inter annuelles du LAI moyen sur le bassin versant du Ferlo de 2000 à 2010 sur la période de Juin à Décembre

Figure 2.9. Variations intra saisonnières du LAI moyen en 2002 de Juin à Septembre le long du bassin versant du Ferlo

Figure 2.10. Variations intra saisonnières du LAI moyen en 2005 de Juin à Septembre le long du bassin versant du Ferlo.

Figure 2.11. Représentation des différentes entités homogènes

Figure 2.11. Représentation de la méthode de détection des dates de début et de fin de la saison des pluies avec le cumul de pluie annuel (bleu) et le cumul lissé (rouge).

Figure 2.12. Représentation de la méthode de détermination des différentes étapes dans le cycle phénologique de la végétation (LAI) avec les variations intra saisonnières du LAI moyen (bleu) durant la saison 2008. En rouge : le LAI lissé, noir : les courbures et pointillés vert verticaux : limites du cycle phénologique.

3. Rainfall Intra-Seasonal Variability and Vegetation Growth in the Ferlo Basin (Senegal)

Figure 3.1. (a) Location of the Ferlo watershed study area; (b) land-cover map obtained from the FAO for 2005 [17] (Centre de Suivi Écologique (CSE), Dakar); (c)

Soil type map extracted from the Senegalese Plan National d'Aménagement du Territoire (PNAT) published in 1985.

Figure 3.2. Vegetation-Soil Zones (VSZ) map obtained from the superposition of the land-cover and soil-type maps, the heterogeneous transition zones were masked. The legend items are spelled out in Table 3.

Figure 3.3. Spatial variations of rainy-season rainfall (i.e., for months June through September) from 2000 to 2010, (a–c) show 11-year average seasonal rainfall from TRMM3B42 and 10-year average for RFE 2.0, and 11-year average soil moisture; (d–f) quantify the year-to-year variability with the standard deviations.

Figure 3.4. Average rainfall over 8-day intervals from (a) RFE and (b) TRMM, and (c) SM for each vegetation-soil zone (VSZ) each averaged over the 2000–2010 decade(see Table 3 for legend items).

Figure 3.5. The total amount of rain from June through September averaged for the period 2000–2010 over the area of each vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items): (a) comparison between RFE rainfall and soil moisture (SM), and (b) comparison between TRMM and RFE.

Figure 3.6. Comparison between some parameters characterizing the rainy season from TRMM3B42, RFE 2.0 and soil moisture (SM) in average on each vegetation soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items) over the 2000-2010 decade: (a) cumulative rainfall and SM; (b) dates of onset and maximum (respectively in dark and clear colors); (c) number of dry spells and (d) the longest dry spells).

Figure 3.7. (a) Variations of the mean LAI smoothed with the cubic spline, each color representing a homogeneous vegetation-soil zone (VSZ, see Table 3 for legend items); (b) into box plot, the standard deviation of LAI (a red segment inside the rectangle shows the median, the "whiskers (black horizontal dash)" above and below the box show the minimum and maximum standard deviation and the blue box around the median is the lower quartile (median value of the

lower half of the data) and the upper quartile (median value of the upper half of the data)) for each zone over the 2000–2010 decade.

Figure 3.8. Spatial variations of some characteristic parameters in the vegetation phenological cycle over the period 2000 to 2010: (a) the start of the growing season; (b) end of the growing season; (c) date of maximum LAI; and (d) the maximum value of LAI.

Figure 3.9. Comparison of correlation coefficients and lags in number of weeks between anomalies of rainfall and SM, and anomalies of LAI (TRMM3B42/LAI (blue) and RFE/LAI (green) and SM/LAI (red)) over the period 2000-2010 and on all the VSZs (see Table 3 for legend items) in the Ferlo watershed; with (a) correlation coefficients between positive anomalies; (b) correlation coefficients between negative anomalies, (c) lags between positive anomalies and (d) lags between negative anomalies.

Figure 3.10. Comparison of correlation coefficients between water availability and the maximum of vegetation growth on the Ferlo VSZs with (a) for non-lithosol VSZs and (b) lithosol VSZs over the period 2000–2010. TA: Total Amount; N-DS: Number of Dry Spells; I-DS: Intensity of Dry Spells; LDS-D: Longest Dry Spell Duration and LDS-I: Longest Dry Spell Intensity. The digits 3, 5 and 7 are the numbers of days corresponding to the thresholds of dry spell duration. The colors are dark blue for TRMM3B42; green for RFE 2.0 and dark red for SM. Horizontal solid and dashed lines correspond to the levels of significance for $p < 5\%$.

4. Modélisation de la croissance de la végétation avec STEP

Figure 4.1. Schéma résumant les interactions entre les modules de la croissance de la plante et du bilan en eau dans le modèle STEP et interactions des différents processus dans chaque module (source. Jarlan et al. 2007).

Figure 4.2. Carte des entités homogènes avec identification de celles choisies pour les simulations par un triangle rouge

Figure 4.3. Variations saisonnières des variables météorologiques d'entrée du modèle durant l'année 2007 sur les sous-zones STAA-F et SAA-F1.

Figure 4.4. Variations climatologiques du LAI simulé avec (a) RFE 2.0 et (b) TRMM3B42 sur 4 entités choisies sur la période 2000 à 2010.

Figure 4.5. Cycle saisonnier du LAI simulé avec le produit RFE 2.0 sans seuil de pluie $s = 0$ (pointillés couleur claire) et avec seuil de pluie $s = 1$ (en traits pleins couleur foncée) et pour 2 valeurs de l'efficacité $\varepsilon_c = 3.5$ (rouge) et $\varepsilon_c = 6.5$ (bleu) sur l'entité STAA-F.

Figure 4.6. (a) Comparaison entre les climatologies de LAI simulés (couleur foncée) (a) avec RFE, (b) avec TRMM et LAI observés (couleur clair) sur les 4 entités considérées. Les indices « s » pour les simulés et « o » pour les observés.

Figure 4.7. Comparaison entre les cycles saisonniers de LAI simulé après ajustement sur chaque entité et LAI observé MODIS. Les indices « s » et « o » sur la légende correspondent respectivement aux simulations et observations.

Figure 4.8. Régression linéaire entre les maxima de LAI simulé (avec RFE) et observé MODIS

Figure 4.9. Régression linéaire entre LAIs simulés (a) avec RFE; (b) avec TRMM et LAIs MODIS observés.

Figure 4.10. Régression linéaire entre les moyennes mensuelles de LAIs simulés (a) avec RFE; (b) avec TRMM et LAIs MODIS observés sur chacune des entités (en couleur claire vert (SAA-L3) et cyan (SAA-F1) et en couleur sombre rouge (STAA-F) et bleu (SAA-F2).

Figure 4.11. Variations de la différence entre les maxima de LAI simulé (avec RFE (a) et avec TRMM (b)) et observé dans chacune des 4 entités homogènes. Les différents boxplots : la boîte en couleur avec tirets horizontaux en haut (maximum) et

en bas (minimum) correspond à l'amplitude de la dispersion, le trait rouge à l'intérieur de la boîte représente la médiane

Figure 4.12. Comparaison des coefficients de corrélation entre les variations dans la disponibilité en eau et le maximum de croissance du LAI simulé (en rouge) et du LAI observé (en bleu). En trait et pointillé noir, le niveau de significativité des coefficients pour $\alpha = 5 \%$.

Figure 4.13. Comparaisons (a; b) des coefficients de corrélation entre les anomalies positives (ou négatives) de pluie (RFE) et les anomalies positives (ou négatives) de LAI simulé (en rouge) et LAI observé (en bleu); (c; d) entre les décalages correspondants.

Résumé :

Le Sahel est une région caractérisée par une très forte variabilité intra-saisonnière des précipitations. Cette variabilité affecte fortement les écosystèmes durant la phase de

croissance de la végétation. L'objectif de cette thèse est de caractériser cette variabilité à échelle locale à partir des relations entre les précipitations et la dynamique de la végétation, et d'identifier des indicateurs pertinents qui permettraient de mieux décrire cette variabilité dans chaque saison.

Cette étude est effectuée dans le bassin versant du Ferlo, une région au nord du Sénégal. Une première partie est consacrée à la caractérisation des relations entre anomalies de pluie et croissance de la végétation à partir des données de télédétection spatiale TRMM3B42, RFE 2.0, SM-ECV (*Soil Moisture*) et LAI MODIS. Pour cela, le bassin versant du Ferlo est subdivisé en 9 sous-zones « entités homogènes », de même classe de couverture végétale et même type de sol. Sur chacune sont analysées les données de pluie des deux bases de données, l'humidité du sol et le LAI sur la période 2000 – 2010. Dans un second temps, à l'aide d'un modèle de végétation adapté à la région forcé par les pluies satellite, le LAI est simulé sur plusieurs entités et est comparé au LAI MODIS, en appliquant aux simulations les mêmes méthodologies que pour les observations.

Les résultats de cette étude montrent une cohérence entre les variations des précipitations des deux bases de données et l'humidité du sol. Les variations du LAI sont plus fortement corrélées aux variations de l'humidité du sol qu'à celles de la pluie. Sur le Ferlo, on observe qu'il faut 2 semaines pour que la végétation réponde à une anomalie de pluie au cours de la saison des pluies. A l'échelle de la saison, la date de démarrage des pluies n'a pas d'incidence sur le maximum de LAI, contrairement à la durée et l'intensité des pauses de pluie. Les entités sur sol sableux (ferrugineux) présentent une meilleure sensibilité aux fluctuations de pluie que celles sur lithosol. De plus, sur les entités situées au Sud-Est, la densité de la végétation arbustive et arborée induit un cycle phénologique différent de celui des herbacées (décalage du maximum de LAI).

Le modèle STEP, initialisé avec les données de pluie satellite, reproduit après ajustement la phase de croissance de la végétation dans les entités où les herbacées dominent. La réponse du LAI simulé aux anomalies de pluie est comparable à celles observées, confirmant l'interprétation des observations.

Cette étude a permis de définir les paramètres les plus pertinents qui affectent la dynamique de la végétation mais aussi de mettre en évidence les capacités du modèle à décrire le cycle saisonnier de la végétation.

Mots-clés. Précipitations, végétation, LAI MODIS, SM, Ferlo, Sahel

Title : Study of rainfall intra seasonal variability in the Sahel : Impacts on végétation (Ferlo's case in Senegal)

Abstract :

The Sahel is characterized by a strong intra-seasonal variability of rainfall. This variability strongly affects ecosystems during the vegetation growth. The objective of this thesis is to characterize this variability at the local scale from the relationship between rainfall and vegetation dynamics, and to identify relevant indicators to better describe the variability in each season.

This study is carried out in the Ferlo's catchment, a basin located in northern Senegal. The first part is devoted to the characterization of the relationship between rainfall anomalies and growth of vegetation from remote sensing data TRMM3B42, RFE 2.0 SM-ECV (Soil Moisture) and MODIS LAI. Aiming that, the Ferlo basin is divided into 9 zones "homogeneous entity", in terms of vegetation cover class and soil type. For each one are analyzed the rain data from both databases, soil moisture and LAI over the period 2000-2010. In a second time, with a vegetation model adapted to the region forced by satellite rain fields, the LAI is simulated on several entities and is compared to the MODIS LAI, applying on the simulations the same methodologies as for observations.

The results of this study show consistency between rainfall variations with both databases and soil moisture. The LAI variations are more strongly correlated with the soil moisture variations than with the rainfall. On the Ferlo, we observe that vegetation needs two weeks to respond to rainfall anomalies during the rainy season. At the season scale, the starting date of the rainy season does not affect the maximum LAI, unlike the duration and intensity of the dry spells. Entities located on sandy soil (ferruginous) have better sensitivity to rainfall fluctuations as those located on lithosoils. In addition, on entities located in the Southeast, the density of the shrub and tree vegetation induces a different phenological cycle than those of the herbaceous (lag of the maximum LAI).

The model STEP, initialized with satellite rainfall data, reproduces after adjustment the vegetation growth stage in the entities where grassland dominates. The response of the simulated LAI to the rain anomalies is consistent with those observed, confirming the interpretation of observations.

This study allowed to define the most relevant parameters that affect the dynamics of vegetation but also to highlight the capabilities of the model to describe the seasonal cycle of vegetation.

Keywords. Rainfall, vegetation, MODIS LAI, SM, Ferlo, Sahel