



HAL
open science

Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger)

Cécile Velluet

► **To cite this version:**

Cécile Velluet. Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger). Sciences de la Terre. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2014. Français. NNT : . tel-01002273

HAL Id: tel-01002273

<https://theses.hal.science/tel-01002273>

Submitted on 5 Jun 2014

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.

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivré par l'**UNIVERSITÉ MONTPELLIER 2**

Préparée au sein de l'école doctorale Systèmes Intégrés
en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosociences,
Environnement (SIBAGHE)
Et de l'unité de recherche HydroSciences Montpellier

Spécialité : **Eaux Continentales & Sociétés**

Présentée par **Cécile VELLUET**

**Modélisation et analyse pluriannuelles du
fonctionnement hydrologique et énergétique de
deux écosystèmes dominants au Sahel
agropastoral (Sud-Ouest Niger)**

soutenue publiquement le 06 mars 2014 devant le jury composé de

Dr. Agnès DUCHARNE, CNRS, UMR SISYPHE, Paris

Rapporteur

Dr. Benjamin SULTAN, IRD, LOCEAN / IPSL, Paris

Rapporteur

Dr. Isabelle BRAUD, CNRS, IRSTEA, Lyon

Examineur

Dr. Roger MOUSSA, INRA, LISAH, Montpellier

Examineur

Dr. Bernard CAPPELAERE, IRD, UMR HydroSciences Montpellier

Directeur

Dr. Jérôme DEMARTY, IRD, UMR HydroSciences Montpellier

Encadrant

« Hala abada hayni si bunga sorro gu ga dake care ga »
(Jamais, au grand jamais, le mil ne se reproduira cinq années consécutives)
Maxime Zarma

Résumé

MODÉLISATION ET ANALYSE PLURIANNUELLES DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE ET ÉNERGÉTIQUE DE DEUX ÉCOSYSTÈMES DOMINANTS AU SAHEL AGROPASTORAL (SUD-OUEST NIGER)

Le Sahel est particulièrement exposé à la variabilité de la mousson Ouest-Africaine dont les répercussions socio-économiques peuvent prendre un caractère dramatique. Cette région est en outre confrontée à l'une des plus fortes croissances démographiques jamais observées, se traduisant par une pression toujours plus forte sur de faibles ressources naturelles et un environnement fragile. Dans ce contexte, un enjeu important se situe dans notre capacité à proposer des outils aidant au suivi des ressources hydriques et végétales, et permettant d'anticiper les impacts climatiques et anthropiques à moyen terme sur ces ressources. Pour cela, il est indispensable d'étudier et mieux comprendre les processus d'échanges d'énergie et de matière à l'interface terre-atmosphère, qui contribuent à la régulation de la mousson d'une part et gouvernent le cycle hydrologique local et le développement végétal d'autre part. Les travaux réalisés s'inscrivent dans cette problématique, portant précisément sur l'analyse des cycles de l'eau et de l'énergie en région sahélienne sous les effets combinés du climat et de l'activité humaine. La démarche s'appuie sur une méthodologie alliant observations in situ et modélisation à base physique. L'étude a été réalisée dans la région centrale du Sahel, dont le système agricole traditionnel associe pastoralisme et cultures pluviales en alternance avec la jachère. Elle s'est appuyée sur le réseau d'observations éco-hydrologiques et énergétiques acquises en continu durant 7 années (2005-2012) par l'Observatoire AMMA CATCH au Sud-Ouest Niger. La qualité et la cohérence de ces observations ont permis de dresser des grands traits du fonctionnement éco-hydrologique des deux couverts végétaux les plus répandus dans la région : cultures de mil et jachères arbustives. Les observations ne permettent cependant pas à elles seules d'établir des bilans complets aux différentes échelles temporelles d'intérêt (infra-journalière à interannuelle). Une modélisation couplée détaillée des cycles de l'énergie et de l'eau a par conséquent été élaborée pour ces deux couverts, à l'aide du modèle de transferts sol-plante-atmosphère SiSPAT. Etalonné sur une période de 2 ans, le modèle a ensuite été validé sur les 5 autres années d'observation, en contraignant les paramètres du modèle à des valeurs physiquement réalistes. En bon accord avec les observations, cette modélisation pluriannuelle s'est révélée être un outil d'analyse précieux, intégrant toute la pertinence, la richesse et la cohérence du jeu de données. La représentativité de la période étudiée a permis d'en exploiter les résultats pour (1) analyser l'impact de la variabilité climatique sur les bilans d'eau et d'énergie aux différentes échelles temporelles et (2) fournir une première climatologie des flux et stocks d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère, à ces mêmes échelles. Les similitudes et différences de fonctionnement éco-hydrologique et énergétique entre écosystèmes ont été mises en évidence. Par exemple, l'évapotranspiration représente plus de 80% des précipitations annuelles et près de la moitié du rayonnement global au cœur de la mousson pour les deux sites. Sa distribution saisonnière et son partitionnement en évaporation du sol et transpiration des plantes diffèrent néanmoins entre les deux écosystèmes, tout comme le ruissellement, et le drainage sous la zone racinaire. Ce dernier apparaît significatif pour le champ de mil mais pas pour la jachère. Une analyse de sensibilité des processus aux caractéristiques du sol et du couvert a été réalisée. La robustesse des résultats produits devrait leur permettre de servir de référence pour les études des processus hydrologiques et énergétiques dans cette région. La modélisation ainsi construite présente un potentiel évident pour des études prospectives, relatives notamment au changement climatique ou à une évolution des pratiques agricoles.

Mots-clefs : Jachère arbustive - Champ de mil - Modélisation de surface (SiSPAT) - Évapotranspiration - Cycles de l'eau et de l'énergie.

Thèse préparée au Laboratoire HydroScience Montpellier (HSM)
Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
Université de Montpellier 2 (UM2)

Abstract

MULTI-YEAR MODELLING AND ANALYSIS OF WATER AND ENERGY FUNCTIONNING OF TWO DOMINANT ECOSYSTEM IN THE AGROPASTORAL SAHEL (SOUTH-WEST NIGER)

The Sahel region is particularly exposed to the variability of the West African Monsoon, which may lead to dramatic socio-economical consequences. This region also has one of the highest demographic growth rates, resulting in an ever-increasing pressure on the scarce natural resources and fragile environment. In this context, a major challenge lies in our ability to provide appropriate tools for the monitoring of hydrological and vegetation resources. These tools should also be suitable for the prediction of climatic and anthropogenic impacts in the medium term. This requires a better understanding of energy and matter transfer processes at the earth-atmosphere interface. Indeed, the latter both play a role in the regulation of the monsoon and also drive the local hydrological cycle and vegetation development. The present research follows such a framework and consists specifically in analyzing the water and energy cycles in the Sahel region under the combined effects of climate and human activity. This is undertaken by developing a methodology combining the use of in situ observations and physically-based modelling. The study was conducted in the central Sahel, where traditional agricultural systems are formed by the association of pastoralism and rain-fed crops in rotation with fallow cycles. This study was based on the network of eco-hydrological and energy data acquired continuously during 7 years (2005-2012) by the South-West Niger AMMA-CATCH Observatory. Quality and consistency of these observations allowed analyzing the main features of the eco-hydrological functioning of the two main land-covers in the region : millet and fallow savannah. However, observations alone were not sufficient to compute comprehensive water and energy budgets at all the different time scales of interest (sub-daily to inter-annual). A detailed modelling of coupled water and energy cycles was therefore undertaken for these two land-covers, using the soil-vegetation-atmosphere transfer model SiSPAT. The model was first calibrated on a 2-year period, and further validated on the remaining 5-year observations, by constraining model parameters to physically realistic values. This multi-year modelling was in good agreement with the observations, and provided a precious analysis tool that integrated the relevance, richness and consistency of the dataset. Thanks to the representativeness of the studied period, results served at the different temporal scales to (1) analyze the impact of climatic variability on water and energy budgets and (2) produce a preliminary climatology for the water and energy fluxes and storages at the soil-vegetation-atmosphere interface. Similarities and differences in eco-hydrological and energy functioning between ecosystems were evidenced. For instance, evapotranspiration represented more than 80% of annual precipitations and close to half of the global radiation at the heart of the monsoon for both sites. Seasonal distribution and partitioning of evapotranspiration between soil evaporation and plants transpiration differed between the two ecosystems, as well as the runoff, and the drainage below the root zone which appeared significant for the millet field but not for the fallow site. A sensitivity analysis of the energy and water budgets to soil and vegetation characteristics was conducted. Robustness of the produced results should enable them to serve as reference for studies of water and energy processes in this region. The resulting calibrated model showed an obvious potential for prospective studies, such as those on climate change or on the evolution of agricultural practices.

Key words : Fallow savannah - Millet field - Land Surface Model (SiSPAT) - Evapotranspiration - Water and energy cycles.

Remerciements

J'ai enfin franchi la ligne d'arrivée de ce long voyage initiatique que représente la thèse. Et même si, à ma grande frustration, je n'ai pu arpenter les paysages du Sud-Ouest Niger, marcher sur les sols sableux de Wankama, observer l'évolution saisonnière de la végétation ou apprendre quelques mots de Haoussa ou de Zarma *in situ*, cette expérience a été vraiment très enrichissante, aussi bien sur un plan personnel que scientifique. Tout cela, je le dois à de nombreuses personnes que je tiens à remercier très chaleureusement à travers ces premières pages.

Je crois que les personnes que j'ai le plus côtoyées, en durée et fréquence, sont Bernard Capelaere et Jérôme Demarty. Je tiens à souligner qu'ils ont tenu leur rôle d'encadrement et de pédagogues très au sérieux et je leur en suis infiniment reconnaissante. Bernard, je te remercie pour la connaissance scientifique que tu m'as apportée grâce à ta grande disponibilité et ton investissement sans mesure. Tu m'as également enseigné la rigueur et l'honnêteté scientifique qui sont des éléments essentiels du travail de recherche. Jérôme, de par ton enthousiasme, ta sympathie, tu m'as transmis ta passion pour la recherche et un intérêt réel pour les différents domaines scientifiques que mêle ce travail. Cela a vraiment été un plaisir pour moi de pouvoir échanger avec toi sur un plan scientifique. Je te remercie aussi pour ton écoute, ta compréhension, ton soutien et ton optimisme, moteurs de ma motivation.

Les membres du comité de thèse tiennent également une place importante dans le pilotage de ce travail. Ils ont su m'aiguiller de manière très pertinente. Merci à Christian Leduc pour ses conseils mais également sa disponibilité et ses encouragements qui se sont avérés bien utiles en périodes de doutes. Merci à Aaron Boone et Laurent Kergoat pour leurs conseils, leur intérêt pour mon travail. Enfin, je remercie vivement Isabelle Braud pour son implication importante dans ce travail de par sa participation à tous les comités et jury de thèse et ses conseils avisés.

Je poursuis donc en remerciant les membres du jury pour leur intérêt porté à mes travaux de thèse et pour le temps consacré à l'évaluation de ces travaux. Je remercie Agnès Ducharne et Benjamin Sultan d'avoir rapporté sur ce travail. Les rapports très détaillés fournissent des commentaires constructifs, complémentaires, m'aidant à prendre davantage de recul sur les travaux présentés ici. Ils ouvrent également vers des perspectives très intéressantes pour la suite de ce travail. Merci à Roger Moussa d'avoir présidé ce jury. J'ai beaucoup apprécié les quelques échanges que nous avons pu avoir sur l'intérêt de la modélisation en général.

Comme évoqué plus haut, je n'ai pas pu me rendre sur le site du fait des contraintes sécuritaires. Les échanges avec les autres membres de l'équipe et en particulier, Jean-Philippe Chazarin, Guillaume Favreau, Maïmouna Ibrahim, Hassane Bil-Assanou Issoufou, Ibrahim Mainassara, Monique Oï, Josiane Seghieri m'ont été d'une grande aide pour mieux comprendre ce milieu. Chacun à sa manière a su raviver l'intérêt que je porte pour cet environnement d'étude. Avec Florent Arpin-Pont, Nathalie Benarrosh, Marie Boucher, Nicolas Boulain, Guillaume Charvet, Ali Mahamane, Boukari Maidaji, Yahaya Nazoumou, David Ramier, Harissou Ya-

hou, ils ont participé directement ou indirectement à la campagne de mesures AMMA-CATCH Niger. Je les remercie donc tous, ainsi que le SO AMMA-CATCH dans son ensemble, pour la richesse et la qualité du jeu de données utilisé dans ce travail et qui a permis de fournir des résultats intéressants et innovants pour la communauté scientifique.

Merci également à toutes les personnes extérieures à l'équipe Niger qui ont participé à la préparation de ma soutenance : Christophe Bouvier, Nanée Chahinian, François Delclaux, Jean-Louis Perrin, Christophe Peugeot et Luc Séguis. Merci pour les conseils qui ont été bénéfiques pour l'amélioration de ma présentation.

Une petite pensée va à toute l'équipe administrative qui rend la vie de ce laboratoire agréable, entre les discussions autour de la machine à café avec Roger Saraiva, les petits bonbons et autres attentions délicates de Kristine Gujda, la réactivité de Catherine Marchand, Bérengère Baldit et la bonne humeur de Nadine Pérès.

Mes pensées suivantes iront à tous les « supers thésards et thésardes », en quelque sorte les « copains de galères », en particulier Amélie, Bil, Maïmouna, Mathieu, Olivier, Paul, Ramy avec une ovation à celle qui a partagé mon quotidien du début à la fin, depuis le master jusqu'à la soutenance : Lila ! J'associe également les deux post-doctorants qui ont travaillé dans l'équipe : Pierre-Adrien et Crystèle. Merci à Crystèle pour le temps que tu as consacré à la relecture de ce manuscrit et la préparation de la soutenance, pour les conseils d'ancienne doctorante, ta bonne humeur, ton dynamisme et ton amitié.

De manière générale, je remercie tous les compagnons de route pour le chemin de l'IRD à travers le bois de Montmaur, un grand moment de détente incontournable !

Enfin, cette thèse a été possible grâce au financement de l'École Doctorale et à l'accueil d'Éric Servat dans son laboratoire, ainsi qu'à la direction temporaire de Vincent Guinot. Je tiens donc à les remercier. Je n'oublie pas Alain Dezetter, à l'origine de ma rencontre avec Jérôme Demarty et Bernard Cappelaere et donc de cette thèse...

* * *

L'investissement dans ce projet est tel que le plan personnel y tient également une place très importante. Je remercie donc mon entourage qui a été d'un grand soutien et a su m'apporter tout ce dont j'avais besoin : joie, bonne humeur, réconfort, tendresse, fous rires,...

Mon fil rouge c'est tout ce qui se rapporte à l'Afrique en commençant par la danse aux rythmes du bikutsy avec Elysée et mandingues avec Matthieu & Saly dont l'énergie débordante m'a ressourcée à chaque rencontre. Je les remercie, ainsi qu'Amandine, Anso, Bérengère, Léa, la petite Marie, Servane et tous les autres pour leur bonne humeur et les bons moments passés. Ensuite, les rendez-vous réguliers avec les « fatos » du Mali, *ne tere mousso* et *ché* (Bâ, Diakité & Diallo, Chou ou Jug c'est comme vous voulez, Coulibaly n°1, Maïga ou Mimi coquin, Traoré, et enfin la petite dernière en date Couligaby), ah là vraiment les amis c'était trrrrés bon même ! *Anitié kosobé kosobé ! Akaigni coudiougou* et ce n'est pas *a bana* donc je vous dis « *nazumé* » (à la prochaine) ou *kamoufo* ! Et dans la même lignée de *fato*, je remercie Aurore et Étienne ! Enfin, toujours présent dans les bons comme dans les mauvais moments, malgré les difficultés de la vie, un immense merci à Booba, avec un petit clin d'œil à notre voyage au Sénégal qui m'a aidée à me remettre dans les rails et retrouver les racines de ma motivation pour ce travail... Rendez-vous à très bientôt pour d'autres aventures... *Inch'allah* !

J'ai également eu de nombreux colocataires qui ont tous été d'un grand soutien au quotidien : Rafik et Floriane dans l'appartement de Figuerolles, puis Sze-Lei et Joé, Julien, Marine, Mikaela, Yitu, Clément, Lucho, Jenfi, Régis et Mathieu dans la maison du Jardin des Poètes. Enfin, une personne qui compte énormément pour moi et que je n'oublierai pas (ne t'inquiète pas je t'enverrai une carte postale !!), à la fois collègue, amie et colocataire : Amélie, un grand merci pour tout ! Et c'est bien faible, en regard de tout ce que tu as fait pour moi...

Je remercie également, sans les citer, les amis de longue date, des piliers, et les plus récents. Je remercie Basile pour son soutien durant une grande partie de la thèse, son dynamisme, son optimisme et son enthousiasme communicatif. Merci pour tous les bons moments que nous avons passés ensemble, les sorties escalade, les randonnées, le ski, les concerts africains, le voyage au Bénin et la découverte du site de Djougou, les visites de l'Alsace, les tabaskis dans le Larzac, etc. Merci à Sylvie et Gérard pour leur accueil, les *bredelas*, le bon vin et les bons repas ! Merci aussi à tous les châtelains ! Et pour finir, une rencontre impromptue avec Rémy dans un bus en Corse qui s'est transformée en une grande amitié voyageant entre le Sénégal, Marseille et pourquoi pas l'Égypte ?

J'ajoute une petite dédicace spéciale à Céline pour son aide précieuse, sa petite touche artistique et son œil d'experte sur les figures de ce document !

Pour clore cet avant-propos, je remercie infiniment mes parents, grands-parents et mon frère pour leur soutien sans limite, leur disponibilité 7J/7, 24H/24 ! Et de manière plus générale, la famille...

Sommaire

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
PARTIE I CONTEXTE DE L'ÉTUDE	5
Chapitre 1 – Un observatoire au Sahel agropastoral	7
1 Introduction	8
2 Caractérisation générale du Sahel agropastoral	10
2.1 Climat	10
2.1.1 Caractéristiques climatiques	10
2.1.2 Variabilité des précipitations	10
2.1.3 Prévisions climatiques futures	11
2.2 Géomorphologie, hydrologie et hydrogéologie	11
2.3 Populations et relations à l'environnement	12
2.3.1 Agropastoralisme	12
2.3.2 Adaptation et impact sur l'environnement	13
2.3.3 Végétation	13
2.3.4 Vulnérabilité au changement global	13
2.4 Synthèse bibliographique des évolutions de la zone du Sud-Ouest Niger entre 1950 et 2010	14
3 Problématiques scientifiques et systèmes d'observations	17
4 Zone d'étude	19
4.1 Wankama	19
4.2 Parcelle cultivée : mil	19
4.3 Parcelle en jachère : végétation semi-naturelle	20
4.4 Description générale du dispositif instrumental	21
5 Synthèse	22
Chapitre 2 – Processus biophysiques de surface : bases physiques et modéli- sation	23
1 Définitions et conventions	24
2 Transferts d'eau et d'énergie à l'interface SVA	25
2.1 Échanges d'eau	25
2.1.1 Composantes du cycle de l'eau	25
2.1.2 Équation du bilan d'eau	26
2.2 Échanges radiatifs	26
2.2.1 Rayonnements de courtes longueurs d'onde	27
2.2.2 Rayonnements de grandes longueurs d'onde	28

2.2.3	Équation du bilan radiatif à la surface	29
2.3	Échanges conductifs	29
2.4	Échanges convectifs	30
2.5	Équation du bilan d'énergie	31
3	Transferts d'énergie et de masse dans le sol en zone non saturée	32
3.1	Transferts d'eau dans le sol	32
3.1.1	Flux d'eau en phase liquide	32
3.1.2	Flux d'eau en phase vapeur	33
3.1.3	Équation générale des transferts d'eau dans le sol	34
3.2	Transferts thermiques dans le sol	34
3.3	Couplage des transferts d'eau et de chaleur dans le sol	34
4	De la connaissance des processus à la modélisation SVAT	35
4.1	Modélisation de la partie SVA	35
4.2	Modélisation de la végétation	36
4.3	Modélisation du sol	37
5	Synthèse	38
Chapitre 3 – Processus biophysiques de surface : synthèse des connaissances acquises pour le Sahel agropastoral		39
1	Cycle hydrologique et végétation	40
1.1	Précipitations	40
1.2	Cycle végétal	41
1.3	Partitionnement des précipitations à la surface	41
2	Couplage avec le cycle de l'énergie	42
2.1	Flux et partitionnement de l'énergie à la surface	42
2.2	Importance des processus hydrologiques de surface	43
2.3	Modélisation couplée des cycles de l'eau et de l'énergie	44
3	Conclusions et perspectives	47
PARTIE II OBJECTIFS, MATÉRIELS ET MÉTHODES		49
Chapitre 4 – Objectifs et démarche méthodologique		51
1	Objectifs	52
2	Démarche méthodologique	53
2.1	Analyse préliminaire des données	53
2.2	Construction, étalonnage et évaluation du modèle	54
2.3	Exploitation de la modélisation	55
2.3.1	Analyses climatologique et descriptive des processus biophysiques	55
2.3.2	Analyse de sensibilité	56
Chapitre 5 – Critique et analyse des données		57
1	Dispositif expérimental et données utilisées	58
2	Données pédologiques	60
3	Forçages phénologiques	60
4	Forçages climatiques	62
4.1	Précipitations	62
4.2	Rayonnements et variables météorologiques	65
5	Fermeture des bilans d'eau et d'énergie par les observations	68

5.1	Bilan d'énergie	68
5.2	Bilan d'eau	70
6	Cycle hydrologique et végétation : analyse préliminaire	71
6.1	Cycle annuel et grands traits de fonctionnement	71
6.2	Focus sur les principales phases saisonnières	75
6.3	Variabilité interannuelle	79
7	Discussions et conclusions	79
8	Synthèse	81
Chapitre 6 – Choix et description du modèle SiSPAT-RS		83
1	Description du schéma de surface du modèle	84
1.1	Module Sol	84
1.1.1	Courbes de rétention et de conductivité hydraulique	85
1.1.2	Propriétés thermiques	86
1.2	Module Sol-Plante-Atmosphère	87
1.3	Module Sol-Plante	89
1.4	Fonctionnement général du modèle	92
2	Intérêts et limites du modèle	94
3	Synthèse des applications antérieures du modèle en contexte semi-aride	95
4	Synthèse	98
Chapitre 7 – Construction du modèle		99
1	Forçages	100
2	Conceptualisation	100
2.1	Discrétisation de la colonne de sol	100
2.2	Conditions limites et conditions initiales	101
2.2.1	Conditions limites	101
2.2.2	Conditions initiales	102
3	Paramétrisation	102
3.1	Propriétés thermiques du sol	102
3.1.1	Conductivité thermique	102
3.1.2	Capacité thermique	103
3.2	Propriétés hydrodynamiques du sol	103
3.2.1	Synthèse bibliographique	104
3.2.2	Utilisation des fonctions de pédotransfert	105
3.2.3	Étalonnage	106
3.3	Description de la végétation	106
3.4	Paramètres radiatifs de surface	107
4	Méthode d'étalonnage et de validation du modèle	107
4.1	Critères d'évaluation	107
4.2	Étalonnage et validation	108
5	Synthèse	109
PARTIE III RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION		111
Chapitre 8 – Étalonnage-Validation du modèle par une approche déterministe		113
1	Introduction	114
2	Paramètres étalonnés	114

2.1	Caractéristiques de la végétation et propriétés optiques de surface	114
2.2	Paramètres thermiques et hydrodynamiques du sol	116
3	Évaluation quantitative et qualitative du modèle	119
3.1	Flux de surface	121
3.2	Températures dans le sol	126
3.3	Humidités dans le sol	127
4	Synthèse et discussion	128
Chapitre 9 – Analyses descriptive et climatologique des cycles couplés de l’eau et de l’énergie		
131		
1	Introduction et démarches d’analyses	132
2	Bilans annuels et saisonniers	134
2.1	Bilan d’eau	134
2.1.1	Vue climatologique	134
2.1.2	Vue descriptive	136
2.2	Bilan d’énergie	138
2.2.1	Vue climatologique	138
2.2.2	Vue descriptive	140
3	Cycles saisonniers	142
3.1	Cycle hydrologique	142
3.1.1	Vue climatologique	142
3.1.2	Vue descriptive	144
3.2	Cycles énergétiques	146
3.2.1	Vue climatologique	146
3.2.2	Vue descriptive	148
4	Cycles diurnes des composantes énergétiques : vue climatologique	150
5	Analyse séquentielle des processus aux échelles infra-saisonnière et événementielle	152
5.1	Processus de ruissellement à échelle événementielle	152
5.2	Phase n°1 : Début de la saison des pluies (juin)	153
5.3	Phase n°2 : Installation de la mousson, démarrage de la végétation (mi-juillet à mi-août)	159
5.4	Phase n°3 : Développement de la végétation (mi-août à fin septembre)	161
5.5	Phase n°4 : Début de la saison sèche et déclin de la végétation (octobre à décembre)	163
6	Distributions statistiques des variables hydrologiques et énergétiques journalières	168
6.1	Distributions globales (année entière)	168
6.2	Distributions conditionnelles à la période de l’année	170
6.3	Comparaison des types de variabilité (saisonnière, journalière désaisonnalisée, totale)	172
7	Synthèse	174
Chapitre 10 – Analyse de sensibilité du fonctionnement hydrologique et énergétique des deux écosystèmes		
177		
1	Introduction	178
2	Analyse de sensibilité aux propriétés du sol	179
2.1	Protocole de modélisation	179
2.2	Résultats	180
2.2.1	Bilans d’eau annuels	180
2.2.2	Cycles saisonniers des composantes hydrologiques	182
2.2.3	Bilans d’énergie annuels	185

2.2.4	Cycles saisonniers des rayonnements et flux d'énergie	185
2.3	Conclusion partielle	188
3	Cas d'un sol nu	190
3.1	Protocole de modélisation	190
3.2	Résultats	191
3.2.1	Bilans d'eau annuels	191
3.2.2	Cycle saisonniers des composantes hydrologiques	192
3.2.3	Bilans d'énergie annuels	195
3.2.4	Cycle saisonniers des rayonnements et flux d'énergie	196
3.3	Conclusion partielle	198
Chapitre 11 – Discussion générale		199
1	Introduction	200
2	Intérêts des résultats apportés	201
2.1	Représentativités temporelle et spatiale de l'étude	201
2.2	Modèle versus données	202
3	Enseignements sur les processus	203
3.1	Flux d'eau liquide	203
3.2	Flux d'eau vapeur	204
3.3	Flux d'énergie	205
4	Retour d'expérience	206
4.1	Limites de ce travail et propositions d'améliorations	206
4.2	Retour de la modélisation vers les observations	208
5	Perspectives	208
5.1	Vers une spatialisation du modèle ?	208
5.2	Le modèle un outil d'aide à la prévision future ?	209
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES		211
BIBLIOGRAPHIE		215
TABLE DES FIGURES		233
LISTE DES TABLEAUX		243
LISTE DES PRINCIPAUX SYMBOLES ET ABRÉVIATIONS		245
ANNEXES		249
	Annexe A – Estimateurs quantitatifs	251
	Annexe B – Équations complémentaires du modèle SiSPAT-RS	253
	Annexe C – Résultats complémentaires d'étalonnage et de validation du modèle	259
	Annexe D – Méthode de <i>gap-filling</i> des données de flux turbulents journaliers à partir de la modélisation	281
	Annexe E – Publication dans la revue Hydrology and Earth System Sciences Discus- sions (HESSD)	285

Introduction générale

Les écosystèmes semi-arides sont particulièrement exposés à la variabilité climatique et sensibles à la pression anthropique. Dans ce type de région où les ressources en eau bleue et verte sont critiques, les populations sont extrêmement vulnérables aux changements environnementaux et climatiques. Les interactions entre les processus hydrologiques, le climat, la dynamique de la végétation et l'usage des sols sont très complexes et restent encore peu documentées et comprises. L'amélioration de la compréhension de ces processus éco-hydrologiques et énergétiques de surface dans ces régions constitue un véritable défi scientifique (Porporato & Rodriguez-Iturbe, 2002 ; Lauenroth & Bradford, 2006 ; Newman *et al.*, 2006 ; Jackson *et al.*, 2009), ayant des implications sociétales majeures dans le contexte actuel de changement climatique global.

C'est notamment le cas en Afrique sub-saharienne, où le système de production, confronté à une croissance démographique très rapide, est fortement vulnérable à la variabilité climatique particulièrement marquée dans cette région soumise au régime de mousson. Cette sensibilité risque d'être amplifiée par le changement climatique global. En effet, les prévisions pour la fin du XXI^e siècle annoncent une augmentation des températures (IPCC, Christensen *et al.*, 2007) et du stress hydrique (IPCC, Boko *et al.*, 2007). Or, même si le devenir des précipitations reste encore très incertain (Druyan, 2011), l'augmentation des températures risque de réduire la durée des cycles de production végétale, augmenter la demande évaporative et donc réduire le rendement des cultures (Schlenker & Lobell, 2010 ; Roudier *et al.*, 2011 ; Berg *et al.*, 2013 ; Sultan *et al.*, 2013). Pour pouvoir répondre à leurs besoins, les populations doivent s'adapter à ces changements. Il se pourrait par exemple que les cultures s'intensifient ou que l'on assiste au développement d'une agriculture irriguée (Schlenker & Lobell, 2010). Or, les modifications de l'occupation du sol qui s'opèrent actuellement dans la région entraînent déjà des dynamiques paradoxales du cycle hydrologique (Favreau *et al.*, 2009). Tous ces éléments soulignent la nécessité de produire des projections fiables sur le devenir de ces ressources en eau et une meilleure compréhension des processus hydrologiques de surface afin d'anticiper les effets du changement global et optimiser la gestion des ressources et le système de production.

Sur un autre plan, l'Afrique sub-saharienne est reconnue comme un « hotspot » des dynamiques atmosphériques à l'échelle planétaire (Koster *et al.*, 2004 ; Taylor *et al.*, 2012). Les interactions hydrologiques et énergétiques entre la surface et l'atmosphère y contrôlent fortement la météorologie, les précipitations, les ressources en eau souterraines et de surface (p. ex. Charney, 1975 ; Zeng *et al.*, 1999 ; Cappelaere *et al.*, 2009 ; Favreau *et al.*, 2009 ; Wolters *et al.*, 2010 ; Massuel *et al.*, 2011 ; Taylor *et al.*, 2011a). Or, comme dans toutes les zones semi-arides pour lesquelles la demande climatique est plus forte que les précipitations annuelles, l'évapotranspiration tient une place prépondérante dans le bilan d'eau (p. ex. Boone *et al.*, 2009b ; Boulain *et al.*, 2009b ; Kurc, 2004 ; Raz-Yaseef *et al.*, 2012). Cette composante qui couple les cycles de l'eau et de l'énergie est donc une source d'humidité et de chaleur atmosphérique importante pendant la saison des pluies.

Alors que les processus de surface jouent un rôle important, ils restent encore très mal connus. D'ailleurs, le réseau d'observations existant couvre peu de sites et les données acquises concernent des périodes relativement courtes, généralement de quelques jours à quelques semaines (p.ex. Lloyd *et al.*, 1997 ; Bagayoko *et al.*, 2007 ; Ezzahar *et al.*, 2009). Quelques études seulement ont traité un cycle saisonnier complet d'observations (Wallace *et al.*, 1991 ; Miller *et al.*, 2009 ; Ramier *et al.*, 2009). Tout ceci ne permet pas de documenter suffisamment les processus de surface, fortement variables spatialement et temporellement, afin de comprendre leurs interactions avec la mousson ouest-africaine. À notre connaissance, aucune étude n'a porté sur une période pluriannuelle suffisamment longue pour intégrer variabilité temporelle marquée des précipitations sahéniennes (Lebel & Ali, 2009). Une meilleure compréhension de ces différents mécanismes permettrait notamment d'améliorer les projections climatiques futures encore très incertaines (IPCC, Christensen *et al.*, 2007), et le devenir des ressources.

Dans ce contexte, l'Observatoire (ORE¹) AMMA-CATCH² (Lebel *et al.*, 2009) s'appuie sur un important réseau d'observations à long terme de la dynamique de la végétation, du cycle de l'eau, de l'énergie et de leurs interactions avec le climat à différentes échelles spatio-temporelles. De par leur diversité, leur complémentarité et leur durée, les données acquises à ce jour constituent une source d'information unique en Afrique de l'Ouest. Malheureusement, les conditions de sécurité défavorables dans la région laissent peu d'espoir d'une densification de ce type d'instrumentation complexe et onéreuse (Eddy covariance, scintillomètre,...) dans les années à venir.

Dans la région du Sahel agropastoral, représentée par l'ORE situé au Sud-Ouest Niger, les études ont montré que le recul de la végétation naturelle au profit des cultures a eu des effets notables sur l'ensemble des processus hydrologiques de surface. Il a en effet été observé une augmentation du ruissellement (Séguis *et al.*, 2004), une extension des réseaux de drainage et des mares (Leblanc *et al.*, 2008), une recharge des nappes (Massuel, 2005) ou des modifications de l'évapotranspiration (Boulain *et al.*, 2009a) alors que les précipitations présentaient des fortes anomalies par rapport aux années précédentes (voir p. ex. Lebel *et al.*, 2009). Le dispositif instrumental installé pour cet ORE est détaillé dans Cappelaere *et al.* (2009).

Même si les observations de cet ORE constituent une source d'information précieuse qui ont permis des avancées significatives sur la compréhension des processus des cycles de l'eau et de l'énergie et leur sensibilité aux fluctuations climatiques et environnementales à l'échelle des bassins versants, elles n'en restent pas moins sujettes à des problèmes d'incertitudes. Celles-ci peuvent provenir par exemple des erreurs instrumentales, de la théorie des processus sur laquelle reposent les mesures et le traitement *a posteriori* des observations, telles que les flux turbulents de chaleur sensible et latente intégrés dans le bilan d'énergie (méthode d'Eddy-covariance, Foken *et al.*, 2006), ou encore de l'étalonnage et la précision des instruments mis en place. Typiquement, le défaut de fermeture du bilan d'énergie qui résulte de ces incertitudes représente généralement entre 10 et 35 % de l'énergie disponible (Foken, 2008), mais la contribution des différentes sources d'incertitudes à cette erreur est encore en débat (Aubinet *et al.*, 2012). D'autre part, lorsque l'estimation du bilan d'énergie n'est pas satisfaisante, les données sont rejetées. À cela s'ajoute des interruptions ponctuelles des instruments lors de conditions défavorables sur le terrain. Tout ceci conduit à des lacunes dans les séries temporelles qui peuvent parfois s'avérer importantes, rendant impossible leur interprétation.

Quasiment toutes les composantes (radiatives, conductives, convectives) du cycle de l'énergie sont potentiellement accessibles, malgré les incertitudes de mesures, la complexité des tech-

1. Observatoire de Recherche sur l'Environnement

2. Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique

niques à mettre en œuvre et l'hétérogénéité des échelles de mesures allant du point (conduction dans le sol) à la parcelle (convection, radiation). En revanche, ce n'est pas le cas pour certaines composantes du cycle de l'eau qui ne peuvent être facilement obtenues ou alors de manière trop incertaine, telles que le ruissellement, le drainage, les écoulements latéraux sous la surface ou le partitionnement de l'évapotranspiration entre la transpiration des plantes et l'évaporation du sol.

Pour toutes ces raisons (lacunes dans les données, incertitudes ou biais sur les données, composantes non mesurées...), il n'est pas possible d'établir et analyser des bilans complets d'eau et d'énergie à différentes échelles temporelles à partir des observations seulement. Basés sur la description des échanges de masse et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère, les modèles de surface (LSM pour Land Surface Models) peuvent aider à appréhender les interactions complexes entre les différents processus de ce système à diverses échelles spatiales. Ces dernières décennies, de nombreux modèles de ce type ont été développés dans la communauté scientifique (Overgaard *et al.*, 2006). Actuellement, très peu de ces modèles ont été appliqués au Sahel ou développés dans ce contexte. Les études de modélisation dans cette région sont limitées à des périodes courtes infra-saisonniers (Braud *et al.*, 1997 ; Braud, 1998 ; Cayrol *et al.*, 2000 ; Lohou *et al.*, 2013) ou annuelles (Bagayoko *et al.*, 2006 ; Kahan *et al.*, 2006 ; Boulain *et al.*, 2009b ; Pellarin *et al.*, 2009 ; Saux-Picart *et al.*, 2009a,b ; Akkermans *et al.*, 2012). Hormis les travaux de Braud *et al.* (1997) et Braud (1998), il n'existe pas d'étude utilisant des modélisations détaillant finement les processus physiques de surface au Sahel. Or une telle modélisation permettrait de tirer le meilleur parti de ces données.

Appuyé sur un réseau d'observations pluriannuelles éco-hydrologiques, thermiques et micro-météorologiques complet et sur un modèle détaillé des processus, l'objectif de ce travail de thèse est d'améliorer la compréhension des cycles couplés de l'eau et de l'énergie des deux couverts végétaux les plus répandus dans le Sahel agropastoral : les cultures de mil et les jachères (van Vliet *et al.*, 2013). La mise en place d'une telle modélisation est un outil d'analyse précieux des processus physiques de surface, intégrant toute la pertinence et la richesse du jeu d'observations acquis par l'observatoire du Sud-Ouest Niger. Cette modélisation pluriannuelle sur sept années complètes (mai 2005 à avril 2012) vise à fournir la première vue climatologique des processus hydrologiques et énergétique de surface de cette région à différentes échelles temporelles, infra-journalière à annuelle. En outre, dans une perspective de changement global, ce modèle pourra par exemple aider dans la prévision des effets de celui-ci sur les processus hydrologiques et énergétiques à l'échelle des parcelles.

Une telle documentation des flux de surface dans la région du Sahel agropastoral fournit en outre une référence robuste pour l'évaluation et l'amélioration des modèles de surface existants qui font l'objet d'études dans le cadre du projet ALMIP-2 (AMMA Land Model Intercomparison Project, Phase 2, Boone *et al.*, 2009a).

Ce travail de thèse s'articule en trois parties comportant chacune trois à quatre chapitres. La première partie place l'étude dans son contexte environnemental, sociétal et scientifique par une description générale de la zone d'étude, des processus de surface impliqués et des études antérieures menées sur ces différents aspects. Les motivations de ce travail, introduites brièvement ici, seront reprises et détaillées dans cette première partie. La seconde partie est dédiée à la présentation des objectifs, des outils (données et modélisation) et des méthodes employées pour la réalisation de ce travail. Pour comprendre l'intérêt de la modélisation physique des deux écosystèmes prédominant du Sahel agropastoral (un champ de mil et une parcelle en jachère), une première analyse, menée uniquement à partir des données portera sur le fonctionnement éco-hydrologique de ces deux écosystèmes et sur les forçages climatiques. Elle permettra de dégager les grands traits de fonctionnement de ces deux écosystèmes tels qu'ils ressortent directement

des données, tout en soulignant les limites de cette approche pour répondre complètement à la problématique posée. Ensuite, une description de l'outil de modélisation utilisé puis des choix opérés pour sa mise en place sur les deux écosystèmes sahéliens seront détaillés. La dernière partie sera consacrée aux différents résultats issus de la modélisation. Une discussion générale autour de l'ensemble du travail conclura cette partie. Les questions prospectives auxquelles le modèle peut apporter des éléments de réponse, en lien avec les pratiques agricoles locales ou le changement climatique, seront abordées et intégrées à cette discussion. Enfin, une courte conclusion générale clora ce manuscrit.

Première partie

Contexte de l'étude

Chapitre 1

Un observatoire au Sahel agropastoral

Ce chapitre présente brièvement le Sahel agropastoral et les principales spécificités environnementales et pratiques anthropiques qui le caractérisent. Il dégage les problématiques et enjeux scientifiques et sociétaux qui ont motivé ce travail. Enfin, il décrit la zone d'étude, sélectionnée pour sa représentativité régionale, les instruments déployés ainsi que les variables mesurées et utilisées pour ces travaux.

1 Introduction

Le Sahel désigne la zone de transition éco-climatique entre le désert saharien au nord et les savanes arborées de la région soudanienne au sud. Il s'étend entre l'océan Atlantique à l'ouest et la mer Rouge à l'est (figure 1.1).

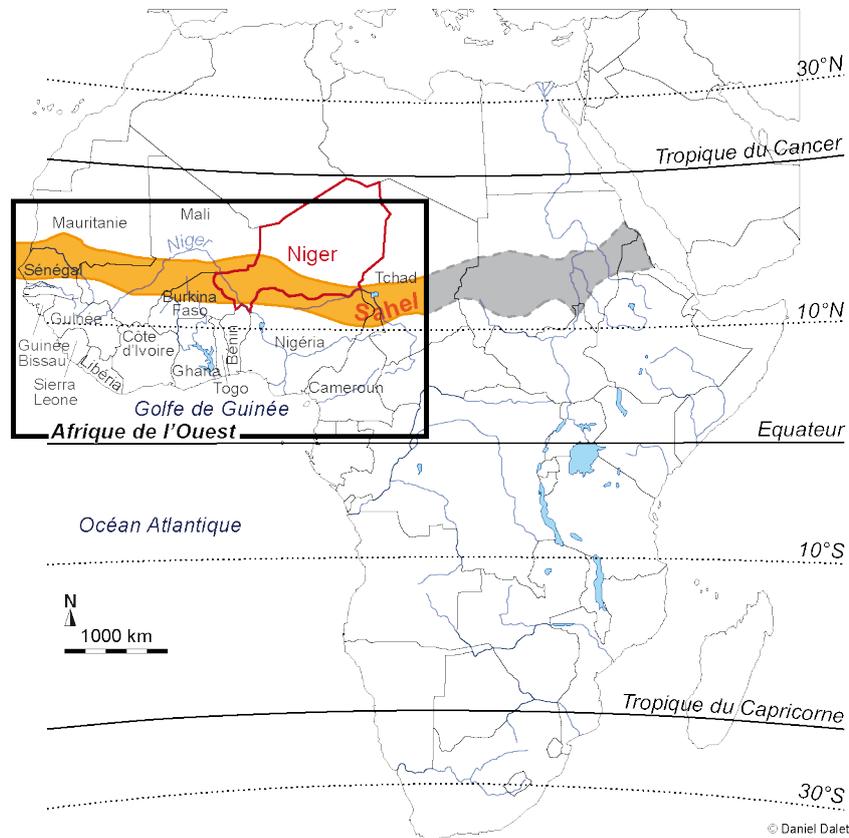


FIGURE 1.1 – Carte de localisation de la bande sahéenne en Afrique de l'Ouest.

En Afrique de l'Ouest, les oscillations saisonnières de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) autour de l'équateur engendrent une variabilité climatique qui suit ainsi un gradient latitudinal. De nombreux travaux, comme par exemple ceux de de Fontaine & Janicot (1993) ou plus récemment Lafore *et al.* (2012), fournissent des explications détaillées sur la mise en place de ce processus régional de mousson.

Les cumuls de précipitations annuels permettent de distinguer trois grandes bandes climatiques du sud vers le nord (figure 1.2) :

- climat tropical humide ou guinéen où les précipitations annuelles sont supérieures à 1 500 mm/an,
- climat tropical sec ou soudanien où les précipitations annuelles sont comprises entre 700 et 1 500 mm/an,
- climat sahéen où les précipitations annuelles sont comprises entre 200 et 700 mm/an.

Le gradient climatique des précipitations induit également un gradient latitudinal de la végétation naturelle avec du sud vers le nord : forêt tropicale, savane arborée, savane arbustive, steppe (figure 1.2).

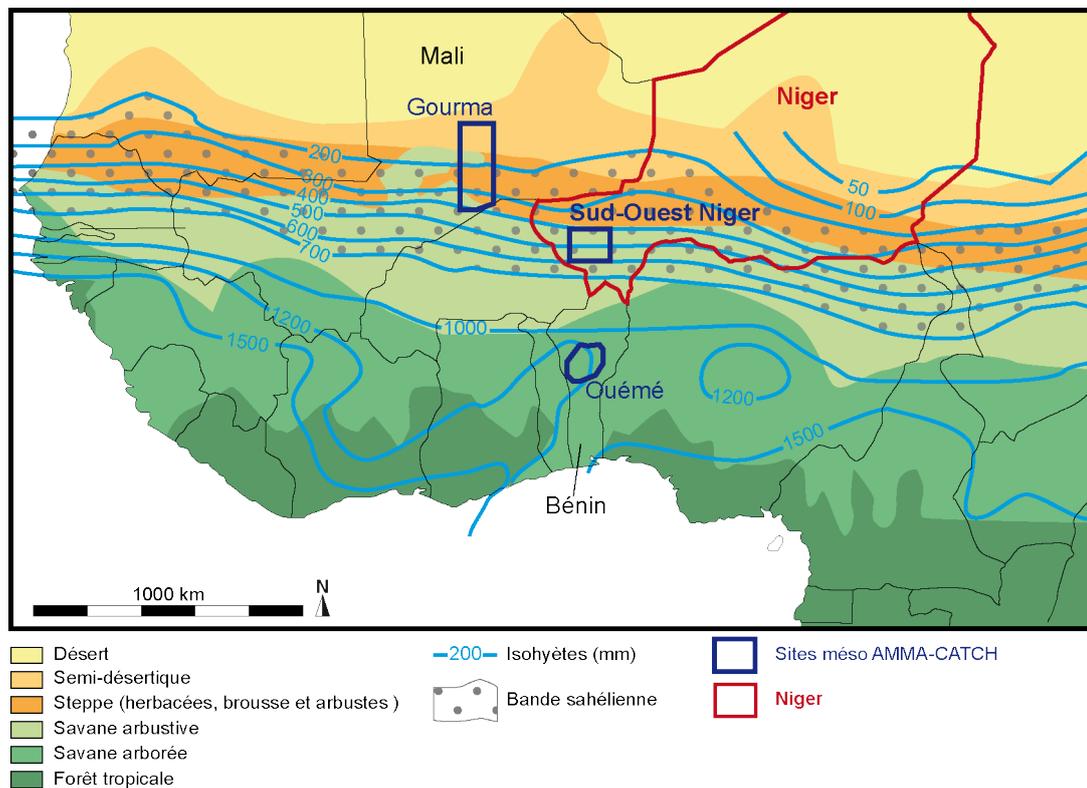


FIGURE 1.2 – Localisation des différents types de climat et de végétation en Afrique de l’Ouest (gradient éco-climatique latitudinal) et des différents sites AMMA-CATCH (adaptée de Mas-suel, 2005).

Comme sur toute l’Afrique de l’Ouest, la variabilité éco-climatique à l’intérieur de la bande sahélienne suit un gradient latitudinal. D’est en ouest, le climat, la géomorphologie, le sol et par conséquent l’occupation du sol et les pratiques anthropiques sont relativement homogènes. Au sein de cette bande, deux zones peuvent être distinguées au niveau de l’isohyète 400 mm/an : le Sahel pastoral au nord et le Sahel agropastoral au sud. En effet, la région du Nord-Sahel caractérisée par des précipitations très faibles (200 mm/an à 400 mm/an) est peu propice aux cultures et essentiellement une zone de pâturage (Sahel pastoral). Plus au sud, les précipitations un peu plus importantes (400 mm/an à 700 mm/an) permettent aux populations de cultiver, tout en conservant un pastoralisme important.

Plusieurs programmes de recherche internationaux se sont intéressés à l’étude du climat, comme par exemple HAPEX-Sahel (Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel, Goutorbe *et al.*, 1994, 1997) et plus récemment AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, <http://www.amma-international.org>). Ce dernier programme multidisciplinaire, lancé en 2001, vise à mieux comprendre les raisons des perturbations de la mousson africaine et de ses impacts sur les différents processus physiques, chimiques et biologiques de l’environnement. Par une approche multidisciplinaire, il doit permettre de mieux connaître la variabilité et la prévisibilité de la mousson à différentes échelles de temps (journalière à pluri-annuelle) et d’espace (locale à régionale), ainsi que ces impacts sur les populations (santé, ressources agricoles et ressources en eau). Pour répondre à ces objectifs, le programme s’appuie sur des observations à long terme sur toute l’Afrique de l’Ouest. En particulier, l’Observatoire AMMA-CATCH (Couplage de l’Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique, <http://www.amma-catch.org/>) étudie spécifiquement les processus d’interactions entre la surface et l’atmosphère en Afrique de l’Ouest. Cet Observatoire de Recherche sur l’Environnement (ORE) inclue trois sites de méso-échelle (d’environ 10^4 km²) instrumentés, situés le long de

ce gradient éco-climatique. Les deux premiers sites se situent dans la bande sahélienne, au Mali et au Sud-Ouest Niger, couvrant respectivement les zones du Sahel pastoral et du Sahel agropastoral. Le troisième site, au Bénin, représente la zone soudanienne (cf. figure 1.2).

Ce chapitre décrit les différentes caractéristiques de la région du Sahel agropastoral où se situe la zone d'étude du travail de thèse. Celles-ci ont déjà été détaillées dans de nombreux manuscrits de thèse, dont les plus complets sont ceux de Favreau (2000) et Massuel (2005). Les publications de Cappelaere *et al.* (2009), Favreau *et al.* (2009), Lebel *et al.* (2009) peuvent aussi apporter une vue d'ensemble plus récente des processus hydrologiques.

2 Caractérisation générale du Sahel agropastoral

2.1 Climat

2.1.1 Caractéristiques climatiques

Le climat est de type semi-aride tropical et régi par le phénomène de la mousson ouest-africaine qui résulte d'interactions complexes intervenant à différentes échelles spatio-temporelles. Il est caractérisé par une saison des pluies entre mai et octobre, contrastant avec une intense saison sèche le reste de l'année. La température moyenne annuelle est de 29°C, variant en moyenne entre 20-30°C (décembre-janvier) et 40°C (mars-mai). La majorité (90 %) des précipitations annuelles est concentrée entre juin et septembre avec un pic en août. La pluviométrie annuelle moyenne est de 560 mm/an (Niamey, Sud-Ouest Niger, 1950-2007), comprise entre 400 et 700 mm/an.

L'évapotranspiration de référence (ET_0) annuelle est estimée à 2 500 mm/an (Niamey 1950-2003), à partir de l'équation de Penman (Massuel, 2005). Les valeurs mensuelles sont toujours supérieures à celles des pluies, sauf en juillet et en août.

2.1.2 Variabilité des précipitations

Les précipitations montrent une forte variabilité interannuelle (écart-type de 135 mm, Niamey, 1950-2007) et spatiale. Le Sahel est d'ailleurs l'une des régions du monde où la variabilité interannuelle des précipitations est la plus marquée (Nicholson & Grist, 2001).

La variabilité spatiale est également très forte. Les événements pluvieux, issus des systèmes convectifs de la mousson, surviennent principalement sous forme de violents orages d'une durée inférieure à quelques heures. Ce type de précipitations génère de forts contrastes à des petites échelles de quelques kilomètres (Ali *et al.*, 2005). Ainsi, des gradients locaux de pluviométrie annuelle peuvent atteindre 30 mm.km⁻¹, en comparaison avec le gradient nord-sud d'environ 1 mm.km⁻¹ (Lebel *et al.*, 1997). Par exemple, en 2010, la station de Niamey (IRD) a mesuré une pluviométrie annuelle de 560 mm tandis qu'au nord-est, à une soixantaine de kilomètres, seulement 420 mm ont été enregistrés (Wankama, Niger), soit un gradient moyen de 2,3 mm.km⁻¹.

À partir de 1970, une diminution significative des circulations de la mousson ouest-africaine a été mise en évidence, entraînant des conséquences particulièrement importantes au Sahel. La diminution des précipitations en Afrique de l'Ouest s'est traduite, dans la zone du Sahel cultivé, par des déficits annuels de 40 % en moyenne sur la période 1970-1997, par rapport à la

période humide (1950-1969). L'abaissement de ces précipitations provient essentiellement d'une réduction du nombre d'événements pluvieux et non des lames d'eau précipitées par événement (Le Barbé *et al.*, 2002).

Depuis la fin des années 90, un retour à des conditions plus humides a été observé pour les zones centrale et orientale du Sahel (Lebel & Ali, 2009). Dans la région centrale du Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger), les précipitations annuelles ont augmenté à nouveau d'environ 10 % (1998-2007) par rapport à la période sèche (1970-1997) mais restent en moyenne inférieures aux valeurs moyennes de la période humide précédente. En revanche, à l'ouest de la bande sahélienne, les conditions resteraient encore sèches. Ceci fait apparaître un nouveau gradient climatique est-ouest.

2.1.3 Prévisions climatiques futures

Les modélisations des dynamiques atmosphériques utilisées pour les prévisions climatiques globales présentent actuellement des erreurs systématiques en Afrique de l'Ouest. En particulier, concernant le régime des précipitations, les projections pour cette région divergent fortement Christensen *et al.* (2007). Par exemple, certaines études prévoient des conditions plus humides alors que d'autres des sécheresses plus fréquentes (cf. synthèse de Druyan, 2011). Ceci reflète les lacunes dans la paramétrisation des processus physiques de la mousson et le manque d'informations disponibles (Karbou *et al.*, 2012). À l'heure actuelle, il est tout d'abord nécessaire d'améliorer la compréhension des processus atmosphériques et de leurs interactions avec la surface en vue de fournir des projections climatiques fiables.

En revanche, toutes les études s'accordent pour une augmentation moyenne des températures annuelles de l'ordre de +1°C à +3°C à l'horizon 2050 au Sahel (IPCC, Christensen *et al.*, 2007). Il se pourrait même qu'à la fin du XXI^e siècle, le Sahel soit l'une des zones les plus touchées par le réchauffement climatique (+3 à +4°C).

2.2 Géomorphologie, hydrologie et hydrogéologie

D'un point de vue géomorphologique, la région est caractérisée par un relief assez peu prononcé. De nombreux plateaux latéritiques dominant de larges vallées peu profondes où subsiste un réseau hydrographique fossile, « kori » (cours d'eau temporaire en langue locale), sans écoulement organisé.

Bien que traversée par les grands fleuves (p. ex. le Niger), une grande partie de la région est caractérisée par une hydrologie de type endoréique. Les écoulements se font dans des bassins versants de quelques km², tels que celui de Wankama (figure 1.3), et convergent vers des mares temporaires dont le régime est conditionné par les précipitations, l'évaporation et l'infiltration. Ces écoulements sont principalement de type hortonien et régis exclusivement par les propriétés de la surface du sol (Casenave & Valentin, 1989).

Les sols sont majoritairement sableux (≥ 80 % de sable), de couleur rouge-jaunâtre. Ils sont très filtrants, mais propices à la dégradation (érosion) et à l'encroûtement, ce qui favorise le ruissellement (Ambouta *et al.*, 1996). L'hétérogénéité spatiale des événements de pluie et des propriétés du sol induit une forte variabilité des flux de ruissellement (Casenave & Valentin, 1992).

Plus spécifiquement dans la zone du Sud-Ouest Niger, le bassin hydrogéologique du Kori de



FIGURE 1.3 – Photo du bassin de Wankama (Sud-Ouest Niger ; source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).

Dantiandou, sur la partie la plus à l'est du site AMMA-CATCH du Sud-Ouest Niger (ACN), contient un aquifère poreux multicouches cloisonné regroupant une nappe libre et plusieurs nappes captives (Favreau, 2000). La profondeur piézométrique de la nappe phréatique varie entre 15 et 50 m sous la surface topographique. Par conséquent, la nappe n'influence jamais les premiers mètres du sol considérés dans l'analyse des processus de surface faite dans ce document. La recharge de la nappe ($\sim 25 \pm 7$ mm/an, Favreau *et al.*, 2009) s'effectue principalement à partir de l'infiltration profonde d'eau provenant des mares temporaires et des zones humides. Cet aquifère libre constitue la seule ressource en eau bleue permanente dans la région. Actuellement, les prélèvements en eau pour les usages anthropiques sont en hausse mais restent encore négligeables par rapport à la recharge annuelle de la nappe (Favreau *et al.*, 2009).

2.3 Populations et relations à l'environnement

Le Sahel agropastoral fait partie des régions les plus densément peuplées d'Afrique de l'Ouest (cf. Lebel *et al.*, 2009). La pression anthropique sur le milieu est déjà très forte (Leblanc *et al.*, 2008) et tend à augmenter considérablement (Courtin & Guengant, 2011). En effet, cette région connaît actuellement l'un des plus forts taux de croissance démographique au monde (3 %/an ; Guengant *et al.*, 2003).

2.3.1 Agropastoralisme

Pour s'adapter à ces conditions climatiques particulièrement sévères et très variables ainsi qu'à des sols pauvres en matière organique (< 2 % carbone ; Rockström & de Rouw, 1997) et en nutriments, peu favorables à l'agriculture, les populations ont notamment investi dans des systèmes de production mobiles, comme l'élevage transhumant, ou l'agropastoralisme, très répandus dans la région du Sud-Ouest Niger. Cette pratique simultanée d'activités pastorales et agricoles permet d'optimiser la rentabilité des différentes productions dans ces conditions environnementales. Les deux tiers de la population sahéenne vivent de cette pratique (FAO, 2001).

La culture pluviale du mil (*Pennisetum glaucum*), la mieux adaptée à ce type de milieu, constitue la principale production céréalière de la région. Des périodes de jachère régulières sont nécessaires dans ce système de culture traditionnel qui utilise peu de fertilisants chimiques.

Basée sur ce type de culture, la productivité agricole dépend directement de la pluie et de sa distribution pendant la saison.

2.3.2 Adaptation et impact sur l'environnement

La période de sécheresse a contribué à la diminution des rendements du mil. Ainsi, pour faire face à la forte croissance démographique au Niger et répondre aux besoins des populations, la végétation naturelle a été progressivement remplacée par les cultures (Boulain *et al.*, 2009a). Parallèlement, la durée des jachères a été considérablement réduite pour étendre davantage les espaces cultivés (Valentin *et al.*, 2004), réduisant ainsi la fertilité des sols. Ceci a amplifié la perte de productivité des cultures et favorisé d'autant plus l'expansion des zones cultivées. Avec les activités pastorales, la défécation des animaux sur les champs hors saison de culture et les zones non cultivées, permet d'apporter de la matière organique sur les sols (Gandah *et al.*, 2003) mais reste insuffisante pour compenser totalement le bénéfice des longs cycles de jachères (de Rouw & Rajot, 2004). De même, avec la diminution de la fertilité des sols et la pression croissante du pâturage, le développement de la strate herbacée annuelle diminue (Hiernaux *et al.*, 2009). Ainsi, la couverture végétale du Sahel cultivé se réduit rapidement, favorisant l'érosion et la dégradation des sols.

Par ailleurs, si pour le moment les cultures restent essentiellement pluviales (93 % des exploitations agricoles), les populations commencent à se tourner vers l'irrigation à partir des nappes souterraines (Siebert *et al.*, 2010). Cela permet par exemple de produire des denrées en saison sèche ou de compenser les période de sécheresse en saison des pluies. Néanmoins, ces pratiques restent pour le moment marginales, limitées aux zones à proximité des puits et onéreuses (Torou *et al.*, 2013). Si ce mode de pratiques continuait de se développer au Sud-Ouest Niger, la nappe du site ACN pourrait devenir une ressource importante pour l'irrigation dans le futur (Favreau *et al.*, 2009).

2.3.3 Végétation

Dans le Sahel agropastoral, la surface est principalement occupée par une mosaïque de quatre types de couverts végétaux (figure 1.4) :

- cultures (majoritairement de mil),
- jachères de savane arbustive (végétation semi-naturelle),
- végétation semi-naturelle sur des zones de sols lessivés ou fortement encroûtés,
- brousse tigrée¹, sur les plateaux.

2.3.4 Vulnérabilité au changement global

La vulnérabilité d'une population aux changements climatiques dépend conjointement des impacts de ces derniers sur son environnement et de sa capacité d'adaptation. Par exemple, le changement du régime pluviométrique observé en Afrique de l'Ouest, passant d'un régime abondant (1950-1960) à des conditions sèches (1970-1990), a eu des conséquences considérables

1. La brousse tigrée est une structure de végétation particulière, organisée en une succession régulière de bandes d'arbustes ou d'herbacées séparées par des bandes de sol nu ou de faible couverture herbacée.

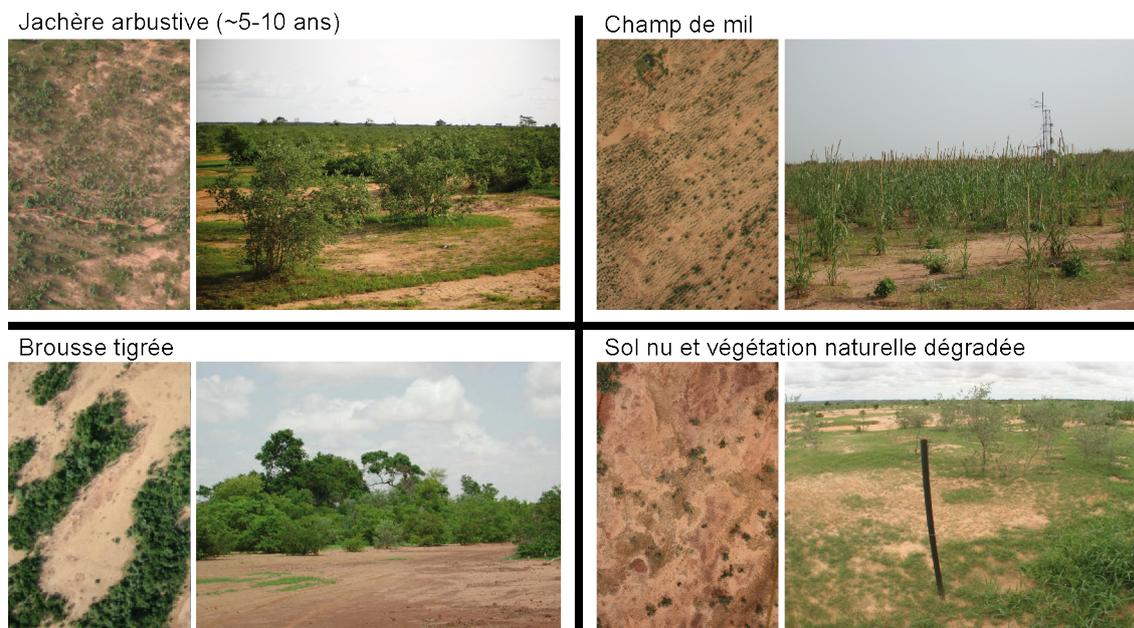


FIGURE 1.4 – Photographies illustrant chacun des principaux couverts végétaux présents sur le site ACN, prises sous deux angles de vue différents : vue aérienne (source : J.-L. Rajot) et vue frontale (source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).

sur l’environnement et les populations. En particulier, les famines, les migrations et le ralentissement de la croissance économique observés pendant cette période de sécheresse traduisent une forte vulnérabilité de ces populations aux changements climatiques (Davidson *et al.*, 2003 ; ECOWAS-SWAC/OECD, 2009). Le recul du couvert végétal, la dégradation des sols accompagnée d’une diminution de la productivité agricole ainsi qu’une forte croissance démographique en Afrique de l’Ouest sont autant de facteurs qui amplifient la vulnérabilité des populations aux aléas climatiques (voir p. ex. Meigh *et al.*, 2005 ; Sultan *et al.*, 2012). L’augmentation des températures risque de réduire davantage les rendements agricoles (Sultan *et al.*, 2012). Dans ce contexte de changement, il est important d’anticiper les effets que celui-ci pourrait avoir sur les processus éco-hydrologiques de surface qui conditionnent la production agricole et plus généralement végétale.

2.4 Synthèse bibliographique des évolutions de la zone du Sud-Ouest Niger entre 1950 et 2010

Les multiples travaux réalisés sur la zone d’étude concluent à un changement significatif du comportement hydrologique sur les dernières décennies, associé à des variations climatiques et des modifications d’origine anthropique de l’usage et de l’occupation des sols. Sur le site endoréique du Sud-Ouest Niger, le système d’observations et les différentes études ont montré (figure 1.5) :

Hydrologie :

- une baisse de la pluviométrie sur la période 1970-1990 avec des déficits de l'ordre de 40 % en moyenne annuelle (par rapport à la période 1950-1969, Cappelaere *et al.*, 2009). Cette période de sécheresse a été suivie d'une remontée de la pluviométrie moyenne de l'ordre de 10 % pour la période 1990-2007 (par rapport à 1970-1989), observée essentiellement au Niger (Lebel & Ali, 2009) ;
- une hausse continue du niveau de la nappe phréatique depuis les années 1950 (Leduc *et al.*, 2001 ; Massuel *et al.*, 2011 ; Favreau *et al.*, 2009). La nappe est montée en moyenne d'environ 0,20 m/an depuis les années 1980 (Favreau *et al.*, 2005) ;
- une augmentation du nombre, du volume et de la durée d'existence des mares temporaires (Favreau, 2000) ;
- une augmentation modérée du nombre de drains entre 1950 et 1975, puis multipliée par deux entre 1976 et 1992 (Leblanc *et al.*, 2008) ;
- une augmentation du ruissellement hortonien (Séguis *et al.*, 2004) ;
- une diminution de l'évapotranspiration moyenne pendant la saison des pluies depuis les années 1975 (voir Cappelaere *et al.*, 2009 ; Boulain *et al.*, 2009a).

Populations et environnement :

- une augmentation de la population rurale et de la pression anthropique (Guenfant *et al.*, 2003 ; Leblanc *et al.*, 2008) ;
- un changement important de la couverture végétale, avec la disparition progressive de la végétation naturelle au profit des cultures et des espaces dégradés. La proportion des champs cultivés a doublé entre 1950 et 1990, passant de 30 % à 60 % (Leduc *et al.*, 2001). Elle a augmenté en moyenne de 2 % par an entre 1994 et 2006 (Hiernaux *et al.*, 2009) ;
- une forte réduction des durées de jachères depuis 1970 (Valentin *et al.*, 2004), réduisant la fertilité des sols et donc le rendement des cultures, la qualité et la quantité des pâtures ; le rendement des cultures a diminué en moyenne de 5 % par an entre 1994 et 2006 (Hiernaux *et al.*, 2009) ;
- une augmentation du cheptel, qui est restée faible notamment à cause de la sécheresse qui a provoqué beaucoup de mortalité au sein des troupeaux (Turner, 2000). Ceci accroît tout de même la pression du pâturage, particulièrement pendant la saison de développement des cultures puisque le bétail n'a pas accès aux champs cultivés (Turner *et al.*, 2005) ;
- une diminution de la production d'herbacées d'environ 5 %/an entre 1994 et 2006 liée à la pression croissante du pâturage et à la fertilité décroissante des sols. Ceci a été observé sur différents types d'écosystèmes, que ce soit les prairies de pâtures, les parcelles en jachère ou les champs de mil (Hiernaux *et al.*, 2009).

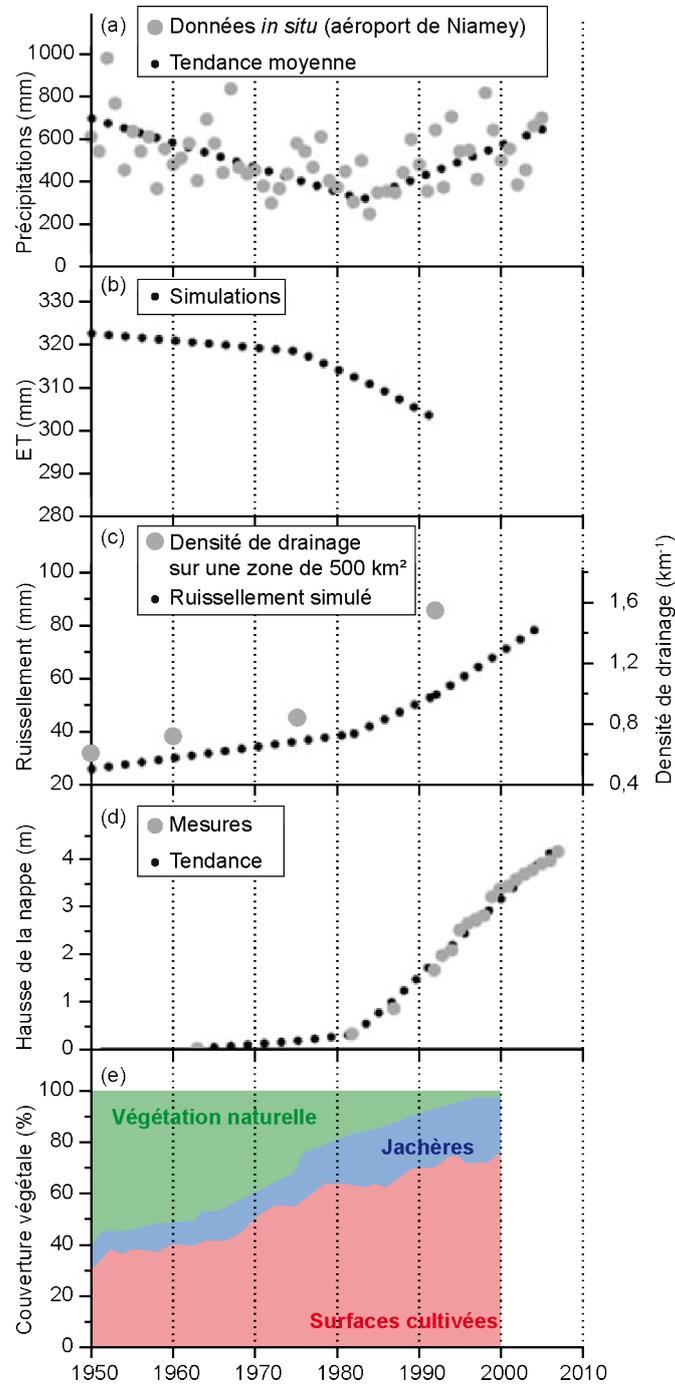


FIGURE 1.5 – Courbes d'évolution entre 1950 et 2010 (a) des précipitations, (b) de l'évapotranspiration, (c) du ruissellement et de la densité de drainage, (d) de l'augmentation du niveau de la nappe, par rapport à son état en 1960, (e) de la répartition des principaux types de couvert végétaux. (D'après Leduc *et al.*, 2001 ; Leblanc *et al.*, 2008 ; Cappelaere *et al.*, 2009 ; Boulain *et al.*, 2009b).

Ces résultats révèlent un paradoxe dans le cycle hydrologique. En effet, d'une part, les précipitations ont globalement diminué sur la période 1970-2009 par rapport au régime de la période antérieure (1950-1969) et d'autre part, la ressource en eau a augmenté. Les travaux associant modélisation et observations dans le cadre du programme HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994) puis AMMA-CATCH (Lebel *et al.*, 2009) ont permis d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques et énergétiques de surface dans le contexte sahélien semi-aride et donc de mieux comprendre les origines des changements du cycle hydrologique.

Dans ce cas, ils ont notamment montré que le facteur anthropique joue un rôle plus important sur le cycle hydrologique que le facteur climatique lui-même. En effet, le recul très rapide de la couverture végétale naturelle entraîne une diminution de l'évapotranspiration (Gash *et al.*, 1991, 1997 ; Ramier *et al.*, 2009) et une très forte augmentation des coefficients de ruissellement (Séguis *et al.*, 2004) conduisant à une augmentation notable des mares et du réseau de drains dans ce milieu endoréique et à une recharge plus abondante de la nappe (Massuel *et al.*, 2011). Les principales sources d'infiltration profonde vers la nappe identifiées à ce jour sont les mares (Desconnets *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 2001) et les ravines (Descroix *et al.*, 2012 ; Pfeffer *et al.*, 2013). Par ailleurs, à une échelle plus large, de nombreux auteurs, tels que Xue & Shukla (1993), Polcher (1995), Zeng *et al.* (1999) et plus récemment Taylor *et al.* (2011b) ont montré à partir de Modèles de Circulation Générale (GCM) que les changements dans les précipitations de la mousson répondraient en partie aux changements de fonctionnement des surfaces.

Tous ces résultats et constatations soulignent l'importance de considérer conjointement les facteurs climatiques et environnementaux dans l'analyse des cycles de l'eau et de l'énergie. Ils traduisent également le rôle prépondérant que joue la surface dans les processus hydrologiques et les dynamiques atmosphériques.

3 Problématiques scientifiques et systèmes d'observations

Dans ce contexte décrit ci-dessus, l'appréhension des processus éco-hydrologiques, fortement couplés aux mécanismes du cycle de l'énergie constitue donc un enjeu à la fois scientifique et sociétal majeur. En particulier, il est nécessaire de caractériser :

- les interactions entre les dynamiques du couvert végétal et les processus atmosphériques ;
- les bilans hydrologiques et énergétiques afin d'étudier leur rôle dans les dynamiques hydrologique, atmosphérique et la genèse des précipitations ;
- la teneur en eau dans le sol qui contrôle directement la dynamique végétale, l'évapotranspiration et le bilan d'énergie ;
- les zones et le temps de recharge des nappes souterraines pour évaluer la ressource en eau disponible.

Toutes ces questions impliquent évidemment une analyse à différentes échelles spatiale (locale à méso) et temporelle (de l'événement à la décennie). Ainsi, une meilleure appréhension de ces différents processus hydrologiques et de leurs interactions entre la surface et l'atmosphère contribuerait à l'amélioration des modèles de prévision climatique et à une meilleure anticipation des changements climatiques et environnementaux. Ceci permettrait notamment d'optimiser la gestion des ressources pour les populations.

Le site expérimental ACN (13,0-14,0°N ; 1,6-3,0°E) est typique du Sahel agropastoral (Cappelaere *et al.*, 2009). Il présente toutes les caractéristiques climatiques, géomorphologiques, hydrologiques et environnementales présentées ci-dessus. La pression anthropique y est également très forte, notamment induite par Niamey, la capitale du Niger. En effet la forte croissance démographique dans cette ville amplifie la demande en nourriture et en bois et donc une augmentation des surfaces cultivées à faibles rendements (pratiques extensives). L'objectif de ce site est d'améliorer la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrologiques et leur réponse aux changements climatiques et d'occupation du sol, à partir des observations hydro-

météorologiques et écologiques et de modélisations à différentes échelles spatio-temporelles. Pour cela, le site ACN s'organise en plusieurs zones imbriquées (Cappelaere *et al.*, 2009, figure 1.6) :

- le méso-site du degré-carré de Niamey étendu (16 000 km²), délimité par un rectangle, support général de toutes les études à différentes échelles des différents phénomènes observés ;
- le bassin du Kori de Dantiandou (5 650 km²), correspondant aux limites de l'aquifère et permettant donc de travailler à l'échelle du bassin hydrogéologique ;
- le super-site de Fakara (1 760 km²), regroupant plusieurs bassins versants endoréiques, ce qui permet d'étudier le bilan hydrologique sur une grande étendue et de bénéficier de données satellites à haute résolution acquises par télédétection ;
- deux petits bassins versants endoréiques permettant de réaliser des études détaillées à une échelle locale. Il s'agit des bassins de Wankama (2 km²) et de Tondikiboro (0,2 km²).

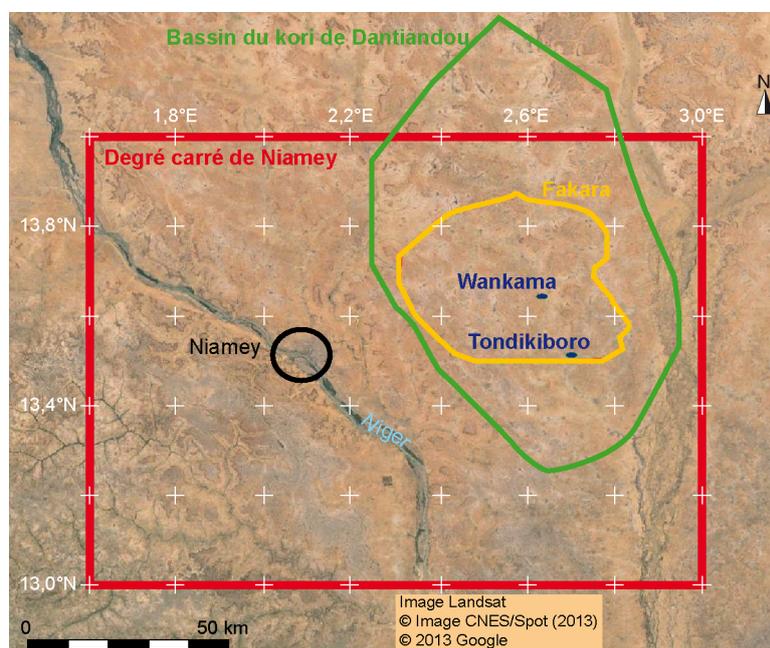


FIGURE 1.6 – Carte de présentation des différentes entités d'observation du site ACN (adaptée de Cappelaere *et al.*, 2009).

L'instrumentation à méso-échelle est principalement utilisée pour l'étude des interactions entre les processus de surface et les processus atmosphériques à échelle régionale (Peugeot *et al.*, 2011). À échelle locale, les études portent sur une analyse fine et une meilleure compréhension des processus de surface. Les échelles intermédiaires sont utilisées pour valider les processus élémentaires de surface et les modèles sur des échelles plus réduites (locale ou sur des petits bassins versants). Au delà de la représentativité des différentes échelles spatiales, les données acquises en continu depuis 2005 permettent des études à des échelles temporelles variées. La grande quantité de données collectées sur ce site constitue une source importante d'informations pour l'analyse des cycles couplés de l'eau et de l'énergie et a peu d'équivalents en Afrique de l'Ouest.

Ces travaux de thèse s'intéressent au comportement de deux couverts représentatifs de la région. Ils s'appuient sur des observations pluriannuelles acquises sur deux parcelles pilotes du bassin de Wankama et sur une modélisation. À cette échelle de la parcelle, il est possible

d'analyser les processus clefs du cycle hydrologique de manière très fine. La zone d'étude et les données utilisées sont présentées ci-après.

4 Zone d'étude

4.1 Wankama

Le bassin versant de Wankama (2,63°E; 13,65°N) d'environ 2 km² est situé à 60 km à l'est de Niamey (figure 1.6). Il est représentatif des bassins endoréiques du Sahel cultivé, dont les écoulements, contraints par les propriétés de surface du sol, convergent vers des mares temporaires. On y retrouve les caractéristiques géomorphologiques de la région, avec de l'amont vers l'aval, un plateau cuirassé, des versants sableux et des bas-fonds, tels que le Kori de Dantiandou (cf. toposéquence, figure 1.7.b). Sur la période 1992-2006, la moyenne annuelle des précipitations sur le bassin de Wankama est de 479 ± 90 mm/an, avec une variabilité interannuelle très marquée; les précipitations variant de 320 à 680 mm/an.

En 2005, les champs de mil et les jachères occupaient respectivement 58 % et 23 % de la surface du bassin de Wankama; le sol nu et les zones dégradées de végétation naturelle couvrant le reste (cf. figure 1.7, Boulain *et al.* (2009a)). D'après Peugeot *et al.* (2003), ces proportions sont représentatives de l'occupation du sol observée à plus grande échelle. Diverses parcelles sont suivies en particulier sur ce bassin (jachère, champ de mil, zone dégradée, ravines, zone d'épandage et mare). Le détail des instruments déployés sur ce bassin est disponible dans Cappelaere *et al.* (2009).

Une parcelle en jachère et un champ de mil de 15 ha environ chacun, les deux principaux couverts du Sahel cultivé, situés dans le bassin de Wankama ont été instrumentés dans le cadre du programme ACN. Le travail de thèse concerne ces deux sites pilotes (figure 1.7). La parcelle de mil est cultivée depuis mai 2005, tandis que la parcelle de jachère arbustive n'est plus cultivée depuis ~ 2000 .

4.2 Parcelle cultivée : mil

Le semis débute classiquement avec la première pluie (mai-juin) suffisante pour humecter les cinq premiers centimètres du sol (5-10 mm). Les plants de mil (*Pennisetum glaucum*) sont disposés par poquets, espacés de 1-1,4 m. La récolte a lieu en début de saison sèche (octobre) lorsque les épis arrivent à maturité. Le mil mesure alors 2 à 3 m de hauteur. Peu de temps après (octobre-novembre), les agriculteurs retirent progressivement la totalité de la plante, laissant le sol nu pendant la saison sèche. Les arbustes *Guiera senegalensis* et herbacées annuelles présents dans les champs sont respectivement rabattus et éliminés en début de saison. Les arbustes se redéveloppent généralement en fin de saison, lorsque la compétition pour les ressources n'est plus critique vis-à-vis de la culture. Ces mêmes espèces composent généralement la végétation semi-naturelle qui pousse dans les champs laissés en jachère quelques années après leur exploitation, ceci en vue d'une régénération partielle de la fertilité des sols.

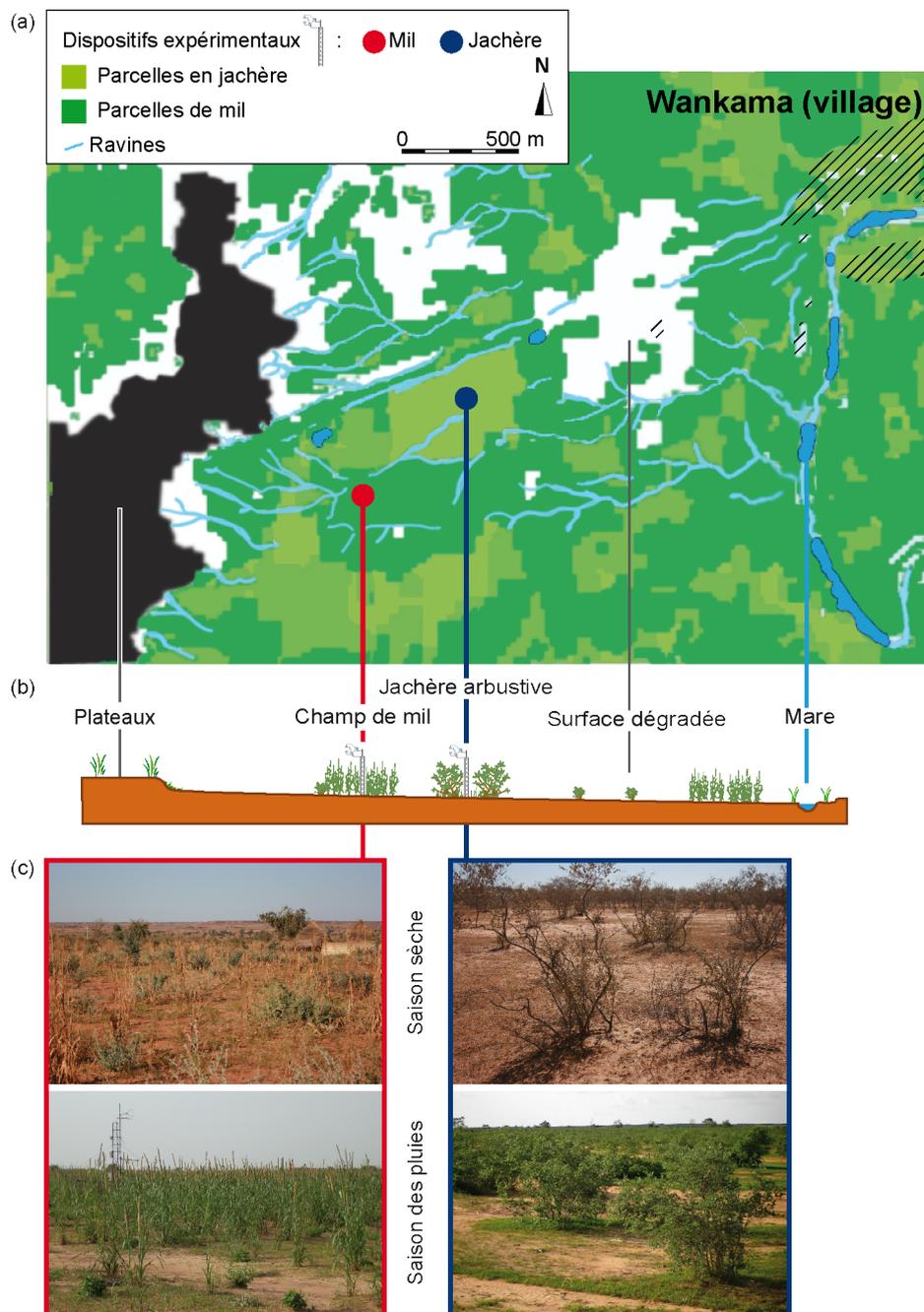


FIGURE 1.7 – Présentation du bassin de Wankama et localisation des deux sites d'étude : (a) Carte d'occupation du sol du bassin (adaptée de Boulain *et al.*, 2009a), (b) Toposéquence du bassin (adaptée de Ramier *et al.*, 2009) et (c) Photographies (source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM) illustrant les couverts végétaux du champ de mil et de la parcelle en jachère en saison sèche (haut) et saison des pluies (bas).

4.3 Parcelle en jachère : végétation semi-naturelle

La jachère arbustive est composée d'une végétation semi-naturelle avec une strate arbustive dont l'espèce dominante est *Guiera senegalensis* (Bégué *et al.*, 1996) et une strate herbacée d'espèces annuelles C3 et C4 dont la composition dépend notamment de la distribution des pluies au début de la saison pluvieuse (Boulain *et al.*, 2009a). La hauteur moyenne est d'environ 2 m pour la strate arbustive et 0,6 m pour les herbacées. La densité du couvert arbustif est d'environ 700 arbustes par hectare. Le développement de la végétation dépend des variables environnementales telles que le rayonnement solaire, la teneur en eau du sol ou les conditions

atmosphériques de surface (vitesse du vent, température, Boulain *et al.*, 2009a). Il dépend également du pâturage très variable et de la récolte éventuelle de bois.

4.4 Description générale du dispositif instrumental

Deux stations expérimentales, identiques pour chacune des parcelles, permettent de suivre en continu diverses données caractérisant (figure 1.8) :

- les conditions météorologiques (précipitations, rayonnements hémisphériques de courte longueur d'onde incident et réfléchi, température et humidité de l'air, vent et pression),
- les flux turbulents de chaleurs sensible et latente par la méthode d'Eddy covariance,
- les conditions et les échanges thermo-hydriques dans le sol (flux de chaleur à 0,05 m sous la surface du sol, profils de températures et d'humidités entre 0,10 et 2,50 m),
- le développement de la végétation (indice foliaire, hauteurs de végétation, biomasse aérienne).

Ces données sont acquises depuis le début de la saison des pluies de 2005, à un pas de 30 min pour les mesures physiques et climatiques. Elles sont hebdomadaires ou bi-mensuelles pour le développement de la végétation. Le dispositif et les données utilisées dans ce travail seront davantage détaillés dans le chapitre 5.

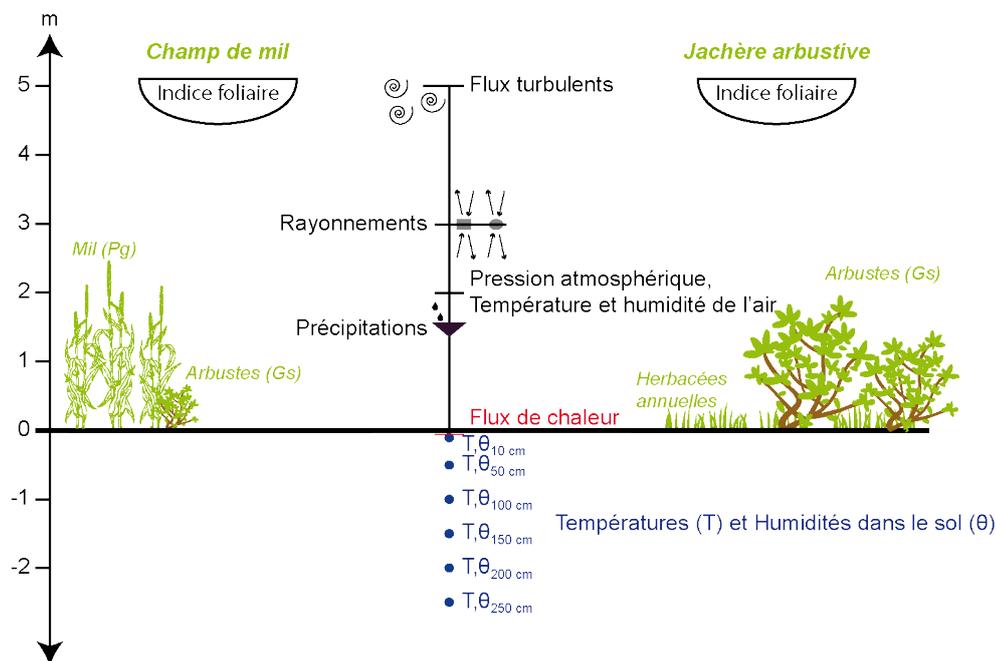


FIGURE 1.8 – Représentation schématique des variables mesurées pour chacune des parcelles expérimentales.

5 Synthèse

Dans la région du Sahel agropastoral, la compréhension des effets du climat, de l'usage du sol et des pratiques agricoles ou pastorales sur la disponibilité des ressources en eau verte et bleue, vitales pour les écosystèmes et les populations, représente un enjeu scientifique et sociétal majeur. En effet, la forte variabilité climatique et la pression anthropique croissante ont des effets notables sur les écosystèmes et les processus biophysiques de surface. Il apparaît par exemple que le recul de la végétation naturelle enregistrée ces dernières années au Sahel au profit des cultures, pour répondre aux besoins d'une population croissante, a modifié l'ensemble des processus éco-hydrologiques. Il s'agit notamment d'une augmentation du ruissellement (Séguis *et al.*, 2004), d'une extension des réseaux de drainage et des mares (Leblanc *et al.*, 2008), d'une recharge accrue des nappes (Massuel *et al.*, 2011) ou de modifications dans la restitution de vapeur d'eau à l'atmosphère par évapotranspiration (Cappelaere *et al.*, 2009 ; Boulain *et al.*, 2009a ; Ramier *et al.*, 2009), avec de possibles rétroactions sur les précipitations (Taylor *et al.*, 2011b).

Le petit bassin endoréique de Wankama, situé dans la région du Sud-Ouest Niger, recouvert majoritairement par des champs de mil (58 %) et des jachères arbustives (23 %) est typique des bassins du Sahel agropastoral. L'instrumentation de ce site depuis 2005 s'inscrit dans le cadre du programme AMMA-CATCH. Le jeu de données complet et continu acquis sur la période 2005-2011, pour deux sites pilotes (un champ de mil et une jachère arbustive), à un pas de temps très fin, constitue une source d'information unique pour améliorer notre compréhension des processus biophysiques de surface sur les deux couverts les plus répandus du Sahel agropastoral.

Chapitre 2

Processus biophysiques de surface : bases physiques et modélisation

Ce chapitre introduit de manière théorique les principaux processus d'interactions à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA) impliqués dans les cycles couplés de l'eau et de l'énergie, sur lesquels s'appuie généralement la modélisation des transferts sol-végétation-atmosphère (SVAT). Il synthétise dans un second temps les différents types de modélisations SVAT existantes, leurs intérêts et limites.

Cette description des processus physiques de surface s'inspire de celles réalisées par Guyot (1999), Oliosio (1992), Boulet (1999) et Demarty (2001).

1 Définitions et conventions

Nous nous intéressons aux échanges verticaux d'eau et d'énergie dans le **continuum sol-végétation-atmosphère** (SVA), dans la zone non saturée (premiers mètres de sol). Les échanges latéraux (p. ex. transferts par le ruissellement) ne sont pas pris en compte. Le système considéré est constitué d'une colonne de sol incluant le système racinaire et de la végétation aérienne surmontée par les premiers mètres de la troposphère (figure 2.1). Les instruments de mesure des composantes atmosphériques sont situés au dessus du couvert végétal, c'est-à-dire à quelques mètres seulement au dessus de la surface du sol. Le **couvert végétal** désigne la partie aérienne de la végétation (tige, feuilles et organes de reproduction) ; le système racinaire étant la partie souterraine de la végétation. La **surface** est le système composé du sol nu et de la surface du couvert végétal.

Les échanges d'eau et d'énergie sont quantifiés en termes de **flux**. Celui-ci représente la quantité scalaire qui traverse une surface normale à la direction du mouvement par unité de temps. La densité de flux correspond au flux par unité de surface. Elle peut s'écrire comme le produit d'une concentration par une vitesse. Par abus de langage, la **densité de flux** est appelée **flux**.

Les échanges d'énergie dans le système sol-plante-atmosphère s'effectuent sous différents modes de transport : par **rayonnement**, **convection** et **diffusion** turbulentes, **conduction** ou **photosynthèse**. Leur analyse passe par l'étude des différents processus impliqués dans ces échanges, **processus** étant un terme générique qui désigne les mécanismes bio-physico-chimiques responsables de la dynamique du système considéré.

Conventionnellement, les flux radiatifs reçus par la surface sont positifs, tandis que ceux émis sont négatifs. Par la suite, dans les deux cas, ils seront considérés en valeurs absolues. Les flux de chaleur sont positifs s'ils représentent une perte d'énergie pour la surface et négatifs pour un apport (figure 2.1).

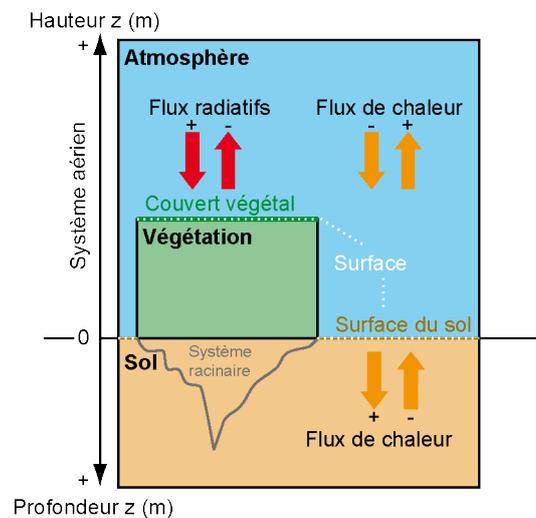


FIGURE 2.1 – Représentation énergétique schématique du système Sol-Végétation-Atmosphère.

2 Transferts d'eau et d'énergie à l'interface SVA

2.1 Échanges d'eau

2.1.1 Composantes du cycle de l'eau

Au Sahel, en absence d'irrigation, les **précipitations** constituent le seul apport d'eau naturel à la surface dans ce système vertical SVA.

L'**infiltration** résulte des effets de succion, prédominant au début, lorsque le sol est peu humecté, et de la gravité lorsque le sol est suffisamment humide. La vitesse d'infiltration dépend de la conductivité hydraulique du sol et de sa teneur en eau. Dans les zones semi-arides, il arrive fréquemment que les premières pluies de la mousson provoquent un ruissellement intense, du fait de l'hydrophobie des sols très asséchés pendant la saison sèche qui retarde le processus d'infiltration.

Le **ruissellement** désigne le processus d'écoulement des eaux à la surface du sol. Le ruissellement hortonien rencontré dans la zone d'étude apparaît quand les apports d'eau dépassent la capacité d'infiltration du sol. Dans ce cas, l'excédent stagne à la surface du sol et peut s'écouler sous l'effet de la pente. L'excès de ruissellement engendre une dégradation des sols par érosion : l'impact des gouttes d'eau précipitante sur le sol désagrège la terre qui est ensuite emportée par le ruissellement. La végétation limite l'impact des gouttes sur le sol et donc l'érosion hydrique et favorise l'infiltration *via* les racines. Le travail de la terre pour les cultures améliore également la capacité d'infiltration du sol en surface.

L'**évapotranspiration** est une émission d'eau sous forme vapeur par un milieu humide. Elle résulte des processus combinés des **évaporations** directe du sol et de l'eau interceptée par la végétation et de la **transpiration** des plantes. L'énergie nécessaire à ces deux processus est la chaleur latente de vaporisation. Elle entraîne alors une diminution de la température du liquide évaporé. L'essentiel de l'énergie requise provient du rayonnement solaire. La forte quantité d'énergie mise en jeu dans les processus d'évaporation et de transpiration implique un couplage entre les cycles hydrique et énergétique.

La transpiration s'effectue à travers différents organes, faisant intervenir de nombreux processus. L'eau du sol s'achemine vers les racines qui absorbent l'eau. Elle est ensuite transférée dans la plante du système racinaire vers le système aérien par le système conducteur. Enfin, elle est diffusée sous forme liquide à travers les espaces intercellulaires et stomates¹ des feuilles puis sous forme vapeur vers l'atmosphère après passage de la couche limite autour de la feuille. En considérant que le flux d'eau est conservatif, la quantité d'eau absorbée par les racines est souvent considérée équivalente à celle transpirée (pas de variation de stock d'eau dans la plante). Le flux de transpiration est souvent représenté par analogie avec un courant électrique faisant intervenir des résistances positionnées en série à différents niveaux et dans différents organes de la plante (figure 2.2).

Outre les spécificités intrinsèques de la plante elle-même, l'absorption dépend de l'état hydrique du sol, du développement de la plante, de l'énergie disponible pour les différents processus de la transpiration et des conditions climatiques. Le potentiel foliaire critique représente le potentiel hydrique du sol à partir duquel la plante ne peut plus puiser de l'eau. Si l'eau est en quantité insuffisante dans le sol, la plante est alors en stress hydrique. Dans ce cas, elle

1. Les stomates sont des orifices de quelques micromètres de diamètres qui assurent et régulent les échanges gazeux (CO₂ et H₂O) avec l'atmosphère.

adapte sa morphologie pour subvenir à ses besoins, en réduisant par exemple l'ouverture des stomates, en développant son système racinaire ou en diminuant sa surface foliaire.

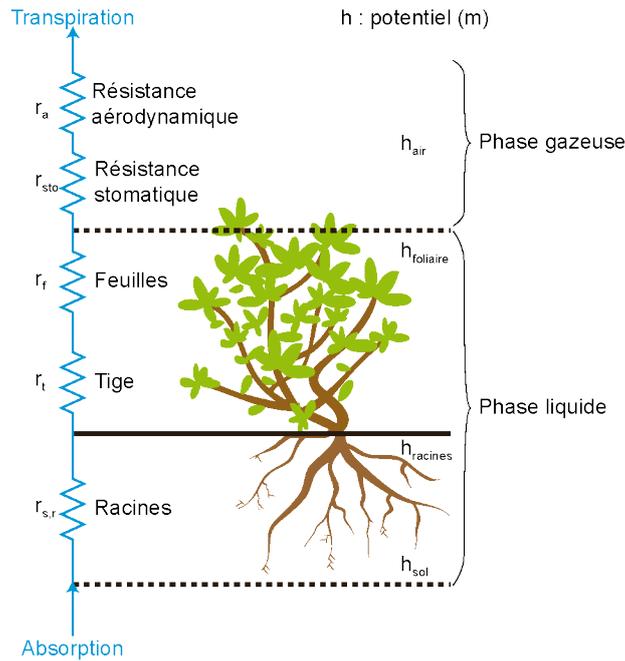


FIGURE 2.2 – Schématisation analogique du processus de transpiration sous l'hypothèse d'un flux de transpiration conservatif (d'après Guyot, 1999).

2.1.2 Équation du bilan d'eau

Si les apports latéraux sont négligés, pour un système avec une colonne de sol d'une profondeur z donnée, l'équation du bilan d'eau à la surface est (figure 2.3) :

$$P = E_v + T_r + D + \Delta S + Interp \quad (2.1)$$

où P représente les précipitations, E_v l'évaporation du sol et des précipitations interceptées par la végétation (*Interp*), T_r , la transpiration par le couvert végétal, D , le drainage à la profondeur z et ΔS , la variation de stock d'eau dans la colonne de sol comprise entre la surface et la profondeur z . Dans le cas du Sahel agropastoral, le système foliaire des plantes étant peu développé, la quantité de précipitations interceptée par la végétation et évaporée reste négligeable ($\sim 2-3$ mm/an) et ne sera donc pas nécessairement indiquée par la suite.

2.2 Échanges radiatifs

Le rayonnement est un transfert d'énergie par oscillations rapides de champs électromagnétiques dont la longueur d'onde varie dans un large spectre, entre 1 nm et 1 m. Les rayonnements qui interviennent dans les processus énergétiques de surface sont les suivants :

- le rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde ($0,3-3,0 \mu\text{m}$), dont une partie appartient au domaine des ondes visibles ($0,4-0,7 \mu\text{m}$), une autre au domaine des ultra-violet ($0,3-0,4 \mu\text{m}$) et le reste au domaine de l'infrarouge ($0,8-3,0 \mu\text{m}$),

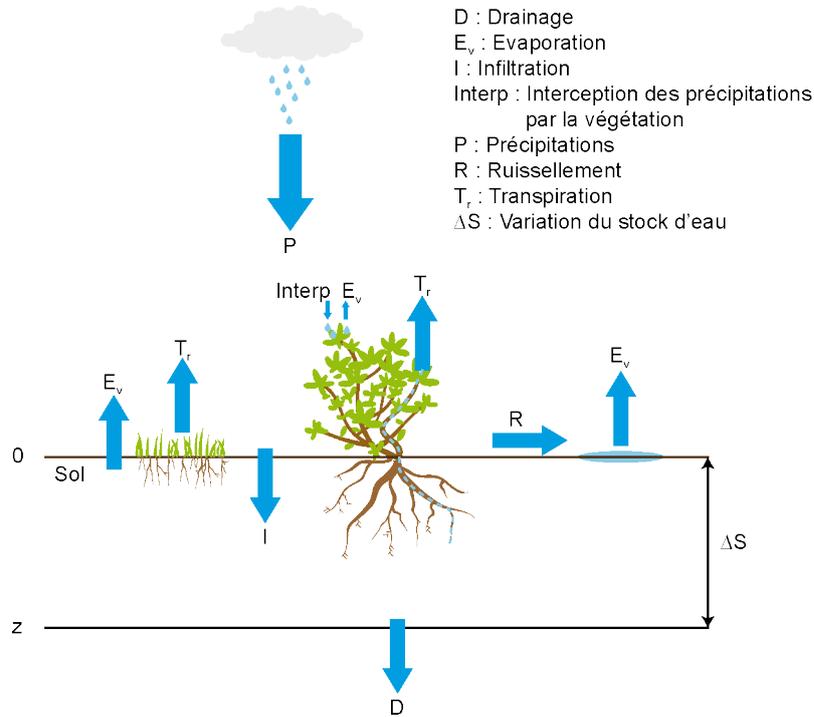


FIGURE 2.3 – Schématisation du bilan d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère.

- le rayonnement infrarouge thermique de grandes longueurs d'onde (3-100 μm) émises et reçues par la surface.

2.2.1 Rayonnements de courtes longueurs d'onde

Rayonnement global

En traversant l'atmosphère, le rayonnement solaire est partiellement atténué par absorption et diffusion dans toutes les directions par les molécules gazeuses de l'atmosphère et des aérosols. La diffusion du rayonnement est d'autant plus importante que la couverture nuageuse est dense. Le rayonnement global ou rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (RV_{\downarrow}), atteignant la surface du sol comporte alors deux composantes. La première est le rayonnement solaire incident qui n'a pas été absorbé par l'atmosphère et la seconde, le rayonnement solaire diffusé l'atmosphère vers la surface.

Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi

Une fraction du rayonnement global, l'albédo α , est réfléchi par la surface. Le rayonnement absorbé par la surface est la différence entre les rayonnements de courtes longueurs d'onde incidents et réfléchis. Le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (RV_{\uparrow}) est donc donné par la relation :

$$RV_{\uparrow} = \alpha RV_{\downarrow} \quad (2.2)$$

Au premier ordre, l'albédo de la surface α dépend à la fois des propriétés optiques du sol nu α_s et du couvert végétal α_v . La surface foliaire se comporte comme une surface semi-transparente pour les rayonnements en provenance de l'atmosphère et ceux réfléchis par le sol, avec un pouvoir d'absorption, de transmission et de réflexion qui dépend des longueurs d'onde

du spectre solaire et de la configuration d'éclairement.

2.2.2 Rayonnements de grandes longueurs d'onde

Un corps noir transforme l'énergie thermique en énergie radiative. Son pouvoir émissif pour une longueur d'onde donnée $\frac{dE_N(\lambda, T)}{d\lambda}$ est défini par la fonction de Planck :

$$\frac{dE_N(\lambda, T)}{d\lambda} = \frac{2\pi h_P c^2 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{h_P c}{\lambda k_B T}\right) - 1} \quad (2.3)$$

où h_P est la constante de Planck ($\text{J}\cdot\text{s}^{-1}$), c la vitesse de la lumière ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), λ la longueur d'onde donnée (m), k_B la constante de Boltzmann et T la température du corps (K). Ainsi, sur l'ensemble du domaine spectral, le corps noir émet une énergie radiative E_N ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) :

$$E_N(T) = \int_0^{+\infty} dE_N(\lambda, T) = \int_0^{+\infty} \frac{2\pi h_P c^2 \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{h_P c}{\lambda k_B T}\right) - 1} d\lambda \implies E_N(T) = \sigma T^4 \quad (2.4)$$

où σ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$) est la constante de Stephan-Boltzmann.

Rayonnement atmosphérique

L'atmosphère émet un rayonnement infrarouge thermique vers la surface, suivant le principe d'un corps noir. Ce rayonnement atmosphérique est également appelé rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (IR_{\downarrow}). Il résulte des gaz constituant l'atmosphère, notamment la vapeur d'eau, et dépend de la température atmosphérique $T_{air}(z)$. Les aérosols participent également à cette émission de rayonnement. Plus le ciel est chargé en nuages et en aérosols, plus le rayonnement atmosphérique est important.

Rayonnement terrestre

La surface se comporte comme un corps gris à une température T et avec une émissivité ϵ proche de 1. Elle émet un rayonnement infrarouge thermique suivant la loi de Stephan-Boltzmann ($\epsilon\sigma T^4$).

Rayonnement de grandes longueurs d'onde réfléchi

La surface réfléchit également une fraction du rayonnement atmosphérique, dépendant de son émissivité ($(1 - \epsilon)IR_{\downarrow}$). La résultante de ces deux rayonnements émis et réfléchis de grandes longueurs d'onde est le rayonnement surfacique de grandes longueurs d'onde (IR_{\uparrow}) :

$$IR_{\uparrow} = (1 - \epsilon)IR_{\downarrow} + \epsilon\sigma T^4 \quad (2.5)$$

En considérant la température radiative T_{rad} , cette équation peut également s'écrire :

$$IR_{\uparrow} = (1 - \epsilon)\sigma T_{air}^4 + \epsilon\sigma T^4 = \sigma T_{rad}^4 \quad (2.6)$$

Par effet de serre, l'atmosphère peut renvoyer une partie de ce rayonnement surfacique de

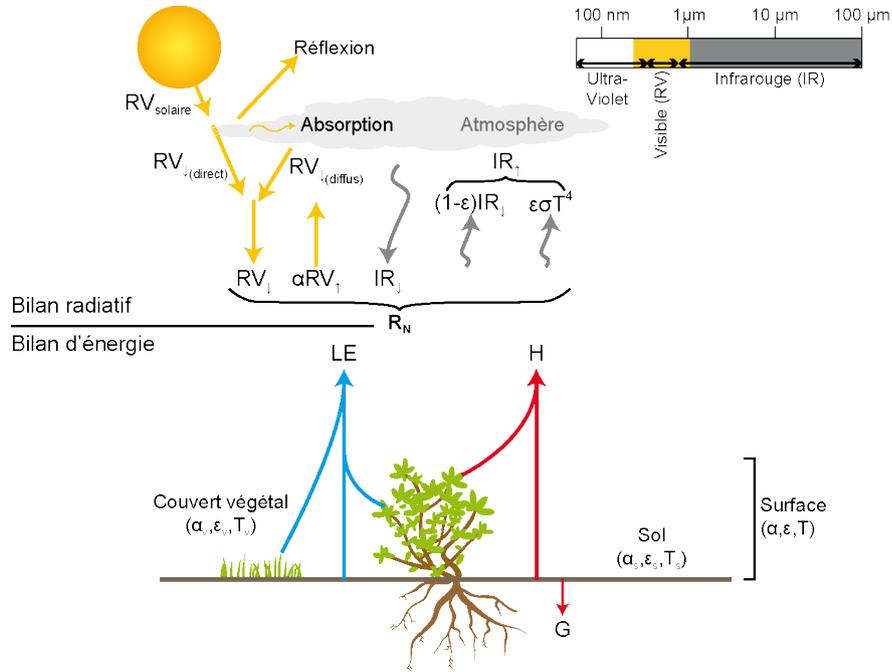


FIGURE 2.4 – Composantes des bilans radiatif (en haut) et d'énergie (en bas) à l'interface sol-végétation-atmosphère.

l'atmosphère vers la surface. Ce processus peut être itératif. Le rayonnement renvoyé tour à tour est atténué en fonction de l'émissivité de l'atmosphère puis de la surface. Contrairement à l'albédo, l'émissivité n'est pas affectée par l'humidité du sol.

Le bilan radiatif de grandes longueurs d'onde à la surface (rayonnement infrarouge thermique net IR_N) est donc :

$$IR_N = IR_{\downarrow} - IR_{\uparrow} \quad (2.7)$$

2.2.3 Équation du bilan radiatif à la surface

Le rayonnement net correspond au bilan radiatif à la surface (figure 2.4). Celui-ci est la résultante des rayonnements de courtes et grandes longueurs d'onde incidents, réfléchis et émis par la surface :

$$\begin{aligned} R_N &= RV_{\downarrow} - RV_{\uparrow} + IR_{\downarrow} - IR_{\uparrow} \\ &= (1 - \alpha)RV_{\downarrow} + \epsilon(IR_{\downarrow} - \sigma T^4) \\ &= (1 - \alpha)RV_{\downarrow} + IR_N \end{aligned} \quad (2.8)$$

2.3 Échanges conductifs

Les échanges conductifs propagent l'énergie thermique par chocs moléculaires, de proches en proches, sans mouvement. Au premier ordre, les échanges de chaleur conductifs (G) avec le sol sont commandés par le gradient de température vertical à la surface du sol, suivant la loi de Fourier :

$$G = -\lambda_{oS} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (2.9)$$

où λ_{oS} ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) représente la conductivité thermique superficielle du sol, z (m) la profondeur, T (K) la température du sol à une profondeur donnée. En somme, la conductivité thermique du sol représente sa capacité à propager la chaleur. Elle dépend de plusieurs facteurs dont sa composition, sa teneur en matière organique, minéraux, eau (fortement conducteur) et air (faiblement conducteur). Nous verrons par la suite comment les échanges thermiques dans le sol sont reliés au gradient d'humidité.

Le flux G est positif la journée (la température de la surface du sol est plus forte qu'en profondeur) et négatif la nuit. Les flux conductifs diurnes et nocturnes se compensent et le flux moyen journalier est faible.

2.4 Échanges convectifs

La convection propage l'énergie thermique *via* un fluide en mouvement par l'action de différents facteurs extérieurs (ex : vents et gradients de températures et humidités spécifiques). Les échanges convectifs sont prépondérants dans les échanges de masse et de chaleur entre la surface et l'atmosphère. Ils dépendent des fluctuations des caractéristiques du vent (vitesse, direction) et de l'atmosphère (température, humidité). Ces échanges se manifestent entre autres par un flux de chaleur sensible H (W.m^{-2}) dépendant d'un gradient de température vertical et par un flux de chaleur latente LE (W.m^{-2}), associé à la quantité de vapeur d'eau introduite dans l'atmosphère. Le flux de chaleur latente est conduit par un gradient vertical d'humidité spécifique (q en kg.kg^{-1}). Il correspond à l'évapotranspiration, combinaison des processus d'évaporation du sol nu et de transpiration du couvert végétal. Les paramétrisations des flux H et LE sont généralement donnés par :

$$H = -\rho_a c_{pa} D_H \overrightarrow{\text{grad}} T \quad (2.10)$$

$$LE = -L\rho_a D_{LE} \overrightarrow{\text{grad}} q \quad (2.11)$$

où ρ_a (kg.m^{-3}) représente la masse volumique de l'air, c_{pa} ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) la chaleur massique de l'air à pression constante, L (J.kg^{-1}) la chaleur latente de vaporisation de l'eau et D_H et D_{LE} ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) les diffusivités turbulentes pour les transferts de chaleur sensible et chaleur latente. Dans le cadre d'un écoulement unidimensionnel vertical, suivant l'axe ($0z$), les équations 2.10 et 2.11 peuvent s'écrire :

$$H = -\rho_a c_{pa} D_H(z) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.12)$$

$$LE = -L\rho_a D_{LE}(z) \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.13)$$

En supposant que les flux convectifs sont conservatifs, et par une analogie électrique liant les diffusivités turbulentes à des termes résistifs, l'intégration des équations 2.10 et 2.11 entre deux niveaux atmosphériques z_1 et z_2 s'écrit :

$$H = -\rho_a c_{pa} \frac{T_{air}(z_2) - T_{air}(z_1)}{r_a} \quad (2.14)$$

$$LE = -L\rho_a \frac{q_a(z_2) - q_a(z_1)}{r_a + r_c} \quad (2.15)$$

où r_a (s.m^{-1}) correspond à la résistance aérodynamique et r_c (s.m^{-1}) à la résistance spécifique. Ces deux résistances dépendent des diffusivités turbulentes, des caractéristiques turbulentes

(vitesse du vent, gradients thermiques) et la configuration de la surface et du couvert végétal (hauteur, rugosité).

2.5 Équation du bilan d'énergie

Les échanges d'énergie à l'interface SVA répondent au principe de la loi de conservation, c'est-à-dire que :

$$\Delta S_E = \sum F_e - \sum F_s \quad (2.16)$$

où ΔS_E représente la variation du stock d'énergie et F_e et F_s , respectivement les flux entrant et sortant du système. Les principaux échanges d'énergie sont les suivants :

- échanges d'énergie par radiation (rayonnement net R_N)
- échanges d'énergie par conduction (flux de chaleur par conduction dans le sol G)
- échanges de chaleur par convection thermique de l'air (flux de chaleur sensible H)
- échanges d'énergie par changement de phase et convection d'évapotranspiration (flux de chaleur latente de vaporisation LE)
- énergie issue des processus bio-chimiques dont la photosynthèse (PS)

En supposant le couvert végétal uniforme et suffisamment étendu et les transferts considérés unidirectionnels verticaux, l'équation du bilan énergétique à la surface devient :

$$\Delta S_E = R_N - (G + LE + H + PS) \quad (2.17)$$

En première approximation, le terme de stockage d'énergie ΔS_E au sein du système (air et végétation) peut être négligé. En effet, les capacités thermiques de ce dernier sont faibles, d'autant plus en zone sahélienne où l'apport radiatif est relativement important. D'autre part, les flux d'énergie issus des processus bio-chimiques sont négligeables (Thom, 1975). Ceci est d'autant plus vrai sur les cultures de mil et de jachère dont la végétation est peu développée par rapport à des couverts très développés comme les forêts.

Ainsi l'équation du bilan d'énergie devient (figure 2.4) :

$$R_N = G + LE + H \quad (2.18)$$

3 Transferts d'énergie et de masse dans le sol en zone non saturée

Le sol est constitué de trois phases : solide, liquide et gazeuse. La texture et la densité permettent de définir en partie la phase solide. L'eau circule dans le sol sous forme liquide ou gazeuse, suivant les processus thermiques qui s'opèrent.

3.1 Transferts d'eau dans le sol

En milieu non saturé, les échanges hydriques dans le sol concernent à la fois des flux d'eau en phases liquide et gazeuse.

3.1.1 Flux d'eau en phase liquide

Les flux d'eau en phase liquide sont régis par la loi de Darcy (Éq. 2.19) :

$$\text{équation en } \theta : q_l = -K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}} [h(\theta) - z] \quad (2.19)$$

$$\text{équation en } h : q_l = -K(h) \overrightarrow{\text{grad}} [h - z] \quad (2.20)$$

où h (m) représente le potentiel matriciel, θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) la teneur en eau volumique du sol, z (m) la hauteur de sol, K ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) la conductivité hydraulique, q_l ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) le flux liquide. Dans le cadre d'un écoulement unidimensionnel vertical, suivant l'axe ($0z$) vers le bas, l'équation 2.19 peut s'écrire en potentiel matriciel h :

$$q_l = -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.21)$$

Le potentiel matriciel et la teneur en eau du sol sont reliés par une courbe de rétention $h(\theta)$. La sorption (humidification du sol) ou la désorption (assèchement) peuvent entraîner des variations différentielles de la structure du sol créant un phénomène d'hystérésis. La relation $h(\theta)$ dépend alors de la direction dans laquelle la teneur en eau dans le sol évolue et de l'historique du processus. La conductivité hydraulique et la teneur en eau sont reliés par une courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$. Il existe différents modèles paramétriques décrivant ces deux courbes. Les modèles présentés ci-dessous (figure 2.5) sont ceux utilisés dans ce travail de thèse et sont couramment utilisés dans la modélisation.

a) Paramétrisation de **van Genuchten (1980)** pour la courbe de rétention

Le modèle de **van Genuchten** lie la teneur en eau (θ) avec le potentiel matriciel (h) (figure 2.5, gauche) par la relation :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (2.22)$$

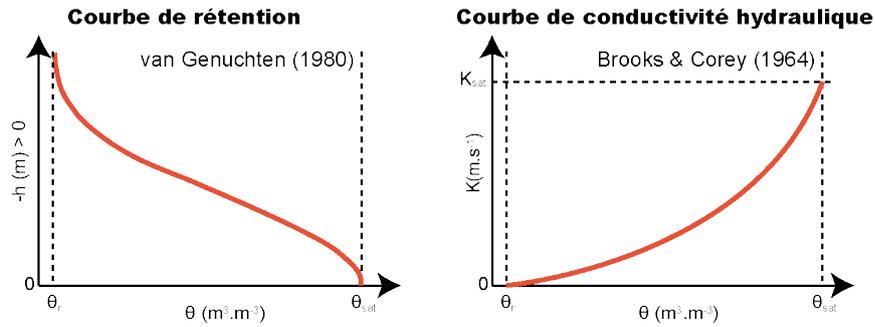


FIGURE 2.5 – Représentations schématiques de la courbe de rétention d'eau selon le modèle de van Genuchten (1980) (gauche) et la courbe de conductivité hydraulique selon le modèle de Brooks & Corey (1964) (droite).

b) Paramétrisation de Brooks & Corey (1964) pour la courbe de conductivité hydraulique

Brooks & Corey proposent le modèle suivant (figure 2.5, droite) :

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} \right)^\beta \quad (2.23)$$

La conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}) peut être estimée à partir des caractéristiques du sol ou de mesures d'infiltration d'eau dans le sol.

3.1.2 Flux d'eau en phase vapeur

Les flux d'eau en phase vapeur sont d'origine convective et diffusive. La loi de Fick exprimant la diffusion de la vapeur d'eau est :

$$q_w = -D_w \overrightarrow{\text{grad}}(C_w) \quad (2.24)$$

où D_w représente la diffusivité de vapeur d'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$), $C_w(h, T)$ la concentration en vapeur d'eau de la phase gazeuse, fonction du potentiel matriciel h (m) et de la température T (K), et q_w ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) le flux vapeur. Dans le cadre d'un écoulement unidimensionnel vertical, suivant l'axe ($0z$) vers le bas, l'équation 2.24 peut s'écrire :

$$q_w = -D_{wh} \frac{\partial h}{\partial z} - D_{wT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.25)$$

où D_{wh} est le coefficient isotherme de diffusion de la vapeur ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) et D_{wT} le coefficient de diffusion de la vapeur ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

L'essentiel des transferts d'eau dans la colonne de sol s'effectue sous forme liquide. Cependant, en contexte semi-aride, Boulet *et al.* (1997) ont montré l'importance des échanges vapeur à la surface du sol (sur les 25 premiers centimètres) pour caractériser correctement l'évaporation en milieu sec.

3.1.3 Équation générale des transferts d'eau dans le sol

La combinaison des équations des transferts d'eau en phase liquide (Éq. 2.19) et vapeur (Éq. 2.24) avec l'équation de continuité 2.26 permet d'obtenir l'équation générale des transferts d'eau dans un milieu non saturé (Éq. 2.27, Richards 1931).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(q_l + q_w) - E(z, T) \quad (2.26)$$

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_{wh} + K(h)) \frac{\partial h}{\partial z} + D_{wT} \frac{\partial T}{\partial z} - K(h) \right] - E(z, T) \quad (2.27)$$

où $E(z, T)$ représente le puits racinaire et $C_h = \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} \right)_T$ la capacité capillaire (m^{-1}).

3.2 Transferts thermiques dans le sol

Les transferts de chaleur dans le sol interviennent à la fois sous formes conductive et convective. Le flux de chaleur total résulte de la somme des contributions respectives de ces deux phénomènes. Le flux conductif (J_d) suit un gradient de température vertical (loi de Fourier, Éq. 2.9). La prise en compte des transferts hydriques sous forme gazeuse ajoute aussi sa contribution à la propagation de chaleur dans le sol sous forme convective. Le flux de chaleur associé (J_w) dépend du flux de vapeur d'eau (q_w - Éq. 2.28) et de la chaleur latente de vaporisation de l'eau (L). Comme dans le cas des transferts d'eau, la combinaison de ces deux équations avec l'équation de continuité 2.29 permet d'obtenir l'équation générale des transferts thermiques dans un milieu non saturé (Éq. 2.30).

$$J_w = L\rho_l q_w \quad (2.28)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(J_d + J_w) \quad (2.29)$$

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[L\rho_l D_{wh} \frac{\partial h}{\partial z} + (\lambda_o + L\rho_l D_{wT}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.30)$$

où C_T est la capacité calorifique apparente du milieu poreux ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$), L la chaleur latente de vaporisation ($\text{W.s}^{-1}.\text{kg}^{-1} \equiv \text{J.kg}^{-1}$) et ρ_l la masse volumique de la phase liquide (kg.m^{-3}).

3.3 Couplage des transferts d'eau et de chaleur dans le sol

Les flux hydriques et thermiques dans le sol non saturé sont interdépendants. En effet, les gradients de température influencent le potentiel matriciel et induisent des mouvements liquides et gazeux, alors que réciproquement, les variations d'humidité impliquent des variations de chaleur. Comme ces phénomènes se produisent simultanément, les équations du transport de masse (Éq. 2.27) et de chaleur (Éq. 2.30) doivent être couplées :

$$\begin{cases} C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K(h) \right] - E(z, T) \\ C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \end{cases} \quad (2.31)$$

avec $D_{mh} = K(h) + D_{wh}$ ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), la conductivité isotherme de l'eau liquide, $D_{mT} = D_{wT}$ ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), la diffusivité thermique de la vapeur d'eau, $D_{ch} = L\rho_l D_{wh}$ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), la conductivité isotherme de la vapeur d'eau et $D_{cT} = \lambda_o + L\rho_l D_{wT}$ ($\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$), la conductivité thermique apparente du milieu poreux. Pour la typographie utilisée ici, l'indice m représente la masse et l'indice c, la chaleur.

4 De la connaissance des processus à la modélisation SVAT

Les modèles SVAT (Transferts Sol-Végétation-Atmosphère) sont généralement de type mécaniste, verticaux, et reposent sur une représentation simplifiée du couvert végétal. Ils sont utilisés comme outils de compréhension du fonctionnement biophysique du couvert végétal dans des disciplines variées telles que la météorologie, la climatologie, l'hydrologie, l'agronomie ou l'écologie. Ils ont donc été très étudiés et développés conjointement par ces différentes communautés scientifiques depuis les années 1980 et fournissent généralement des résultats satisfaisants (Overgaard *et al.*, 2006). Du fait de leur indépendance par rapport à l'étendue spatiale, les modèles SVAT présentent l'intérêt de pouvoir être appliqués sans contrainte spatiale particulière et sur des régions variées d'un point de vue morphologique, comme par exemple un point d'une grille dérivée d'un modèle météorologique de circulation générale ou un bassin versant de forme quelconque. En contrepartie, leur principale difficulté réside dans leur capacité à être plus ou moins facilement transposable dans le temps et l'espace et entre échelles ; problématique soulevant généralement la question de leur paramétrisation. L'application des modèles SVAT a souvent été limitée par le manque de mesures climatiques et énergétiques, nécessaires pour le forçage, l'étalonnage et l'évaluation de ces modèles. D'autant plus que la sur-paramétrisation des modèles SVAT liée à leur nature physique, nécessite une évaluation multicritères (plusieurs variables) sur une période suffisamment longue. Ceci peut permettre de réduire partiellement les problèmes d'équifinalité inhérents à ce type de modèles (Franks *et al.*, 1999).

4.1 Modélisation de la partie SVA

La plupart des modèles SVAT associe la représentation des échanges d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère à une représentation analogue électrique. Le flux est alors conduit par une différence de potentiel entre deux points et contrôlé par la somme d'un certain nombre de résistances en série.

Les modèles sont généralement classifiés en fonction de leur représentation du système sol-végétation. Ces différentes classes sont présentées dans les travaux de Boulet *et al.* (1999a), Demarty (2001) et Overgaard *et al.* (2006). En voici les grandes lignes :

Les modèles « une couche » ou « big leaf » considèrent le sol comme une surface homogène, sans distinguer l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Ils sont bien adaptés pour estimer l'évapotranspiration des couverts denses (Monteith & Unsworth, 1990 dans Overgaard *et al.*, 2006). Ils considèrent une résistance stomatique du couvert végétal et une résistance aérodynamique entre la surface et l'atmosphère. Certains modèles tels que ISBA (Noilhan & Mahfouf, 1996) utilisent une approche de type « mosaïque » qui permet d'appliquer le modèle « une couche » sur deux compartiments indé-

pendants de sol nu et de végétation. Cette configuration, est également appelé modèle « multi-sources ».

Les modèles « bi-couches » considèrent une couche de végétation semi-transparente et une couche de sol qui interagissent. La plupart des modèles utilisent la représentation de Shuttleworth & Wallace (1985), comme le modèle SiSPAT (Braud *et al.*, 1995b). Celle-ci tient compte de trois résistances supplémentaires (en plus de la résistance stomatique du couvert et de la résistance aérodynamique), permettant de caractériser l'évaporation du sol et d'introduire l'interaction des échanges entre les deux couches.

Les modèles « multi-couches » (> 2 couches) prennent en compte la structure verticale de la végétation. Une résistance stomatique est alors ajoutée pour chaque couche de végétation, ainsi qu'une résistance supplémentaire pour caractériser les interactions avec les couches sur- et sous-jacentes.

Plus le modèle est complexe, plus le nombre de paramètres est important. Ceci soulève les questions liées à la sur-paramétrisation et à l'équifinalité des modèles de type SVAT (Beven, 1989). Même si Franks *et al.* (1997) et d'autres auteurs préconisent de réduire la complexité des modèles SVAT pour éliminer les problèmes d'équifinalité, Demarty *et al.* (2004) ont montré qu'il est possible d'utiliser des SVAT complexes avec peu de connaissance *a priori* des paramètres, par un étalonnage du modèle. De plus, la simplification des modèles implique une paramétrisation « intégratrice », plus difficile à renseigner par des mesures *in situ* ou de télédétection (Overgaard *et al.*, 2006). L'application de tels modèles dépend de l'échelle utilisée. Les modèles plus complexes sont utilisés pour des études de processus spécifiques à échelle locale, tandis que les modèles plus conceptuels sont utilisés à des échelles régionales plus grandes.

4.2 Modélisation de la végétation

La végétation n'est pas toujours considérée comme une composante dynamique des modèles SVAT. Or les paramètres de végétation prépondérants dans la modélisation des bilans d'eau et d'énergie sont le LAI, la résistance stomatique, la profondeur des racines et l'albédo, quelques soient les conditions climatiques (Arora, 2002). En effet, d'un point de vue hydrologique, l'humidité du sol interagit avec la végétation, *via* la transpiration fortement conditionnée par ces paramètres de végétation. Dans les études d'interactions entre le climat et la végétation ou entre les processus hydrologiques et la végétation, il est important de modéliser cette dernière dynamiquement pour expliciter l'impact du climat ou de l'hydrologie sur l'état de la végétation. Seuls les modèles SVAT multi-sources (ou multi-couches), séparant le comportement de la végétation de celui du sol, peuvent intégrer des modèles dynamiques de végétation.

Parmi les modèles actuels, la plupart prescrit l'évolution saisonnière du LAI sans tenir compte du cycle du carbone. La profondeur et la densité des racines sont généralement prescrites comme des paramètres du modèle. Les modèles de végétation sont de différents types :

Description empirique. Certains SVAT modélisent la résistance stomatique et/ou le flux de CO_2 par des relations empiriques, dépendant des conditions environnementales telles que la lumière du jour, l'humidité et la température de l'air.

Description physiologique (mécaniste). Les processus de photosynthèse, de respiration et la phénologie peuvent être pris en compte par une description mécaniste. La prise en compte de ces processus dépend de l'échelle et des objectifs poursuivis. Le cycle du

carbone peut alors être modélisé explicitement. Dans ce cas, la profondeur des racines et leur densité peuvent être par exemple déterminées à partir de la quantité de carbone disponible dans les racines. Le LAI peut également être simulé comme une sortie du modèle. Arora (2002) fait une synthèse de ces modélisations et de leur intégration dans les SVAT.

Description mixte. Dans cette configuration, différentes approches empiriques et physiologiques sont utilisées.

4.3 Modélisation du sol

Il existe également différentes représentations du sol, d'une modélisation conceptuelle vers une modélisation physique des processus (Boulet, 1999) :

Les modèles mono-réservoir ou « Simple bucket » considèrent un seul réservoir pour lequel la teneur en eau volumique est homogénéisée dans tout le compartiment. La profondeur du réservoir correspond à la moyenne des profondeurs maximales du front d'infiltration et du front d'évaporation, ou à la profondeur d'enracinement de la végétation.

Les modèles « Force-Restore » considèrent un second réservoir. Chacun des réservoirs est caractérisé par une température et une teneur en eau volumique moyennes. Cette configuration à deux réservoirs permet de calculer l'extraction racinaire profonde utilisant l'eau de percolation ou l'eau de remontée capillaire, de calculer le flux de chaleur dans le sol selon un gradient de deux températures et de décrire de manière plus réaliste des échanges entre les réservoirs profond et superficiel. Le modèle ISBA (Noilhan & Mahfouf, 1996) utilise ce type de modélisation du sol.

Les modèles « discrétisés » décomposent la colonne de sol en plusieurs horizons, entre lesquels s'appliquent les équations de diffusion de l'eau et de la chaleur dans le sol dérivées de Richards (1931). Ces équations couplées ou non donnent les profils dans le sol des deux variables d'état que sont le potentiel matriciel (relié à la teneur en eau volumique) et la température. L'extraction racinaire est considérée comme un terme « puits » de l'équation de transfert de masse. SiSPAT (Braud *et al.*, 1995b) et HYDRUS-1D (Simunek *et al.*, 2005) utilisent ce type de modélisation.

La principale difficulté de ces modèles réside dans le renseignement des propriétés hydrodynamiques du sol. Il existe différentes manières de les renseigner. Tout d'abord, elles peuvent être prescrites à partir de valeurs de la littérature lorsqu'elles sont disponibles. La mesure *in situ* de ces propriétés est onéreuse et coûteuse en temps. De plus, elle présente des difficultés de mise en œuvre, liée à la manipulation des sols et de l'interprétation. Elles peuvent être étalonnées dans les modèles SVAT. Enfin, une dernière approche consiste à utiliser des données reconstituées (proxy data en anglais) sur la texture, la porosité et la densité du sol qui, à l'aide de relations de passages, permettent de retrouver les paramètres hydrodynamiques recherchés. Il s'agit de modèles mathématiques (fonctions de pédotransferts FPT) permettant de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques du sol à partir de mesures disponibles sur le sol telles que la texture, la structure, la teneur en matière organique, la porosité ou la densité apparente sèche.

Cependant, l'utilisation des FPT suscite beaucoup de questionnements quant à leur fiabilité et à leur précision : la performance des FPT est assez variable et dépend de facteurs tels que la

ressemblance entre la région d'application et la région source de la base de données, le climat, la géologie ou les techniques de mesure employées (Wösten *et al.*, 2001). Il existe une multitude de FPT. Un état de l'art des principales FPT existantes et de leurs applications a été réalisé par Wösten *et al.* (2001) et Bastet *et al.* (1998). Par ailleurs, plusieurs études comparent les FPT appliqués à une base de données commune ou un ensemble cohérent de mesures pour évaluer la courbe de rétention $\theta(h)$ (Tietje & Tapkenhinrichs, 1993 ; Cornelis *et al.*, 2001 ; Kern, 1995 ; Williams *et al.*, 1992) et de conductivité hydraulique $K(\theta)$ (Tietje & Hennings, 1996 ; Bohne *et al.*, 2000 ; Sobieraj *et al.*, 2001 ; Wagner *et al.*, 2001).

Mumen (2006) a fait une synthèse des travaux réalisés sur l'évaluation des FPT dans des modèles de transferts d'eau. Les propriétés hydrodynamiques déterminées à partir des FPTs ne permettent généralement pas de simuler finement l'évolution de la teneur en eau du sol (Vereecken *et al.*, 1992 ; Espino *et al.*, 1996 ; Christiaens & Feyen, 2001 ; Minasny & McBratney, 2002 ; Sonneveld *et al.*, 2003). Certaines FPT peuvent cependant offrir des résultats encourageants (voir p. ex. Hack-ten Broeke & Hegmans, 1996 ; Starks *et al.*, 2003). L'utilisation des FPT dans des modèles SVAT doit être utilisée avec précautions (p. ex. Beven, 1989 ; Stenitzer *et al.*, 2007). De nombreux modèles SVAT intègrent des FPT dans leur simulation des échanges d'eau dans le sol. Par exemple, les modèles représentant les processus sur de vastes échelles, tels que ceux couplés aux modèles de climat (p. ex. ISBA) utilisent ce type de fonctions car elles permettent d'estimer des propriétés moyennes sur la surface modélisée.

5 Synthèse

Les cycles de l'eau et de l'énergie sont couplés par le processus d'évapotranspiration, qui résulte de transferts complexes d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) simulent ces différents processus au niveau des surfaces continentales. Ils ont de nombreuses applications en météorologie, climatologie, hydrologie, agronomie ou écologie. Les différents compartiments de ce système (sol, végétation et sol-végétation-atmosphère) peuvent être représentés de manière conceptuelle ou davantage mécaniste. Plus le modèle est complexe, plus le nombre de paramètres est important. Ceci soulève alors les questions liées à la sur-paramétrisation et à l'équifinalité des modèles de type SVAT (Beven, 1989). Même si certains auteurs préconisent de réduire la complexité des modèles SVAT pour éliminer les problèmes d'équifinalité, d'autres ont montré qu'il est possible d'utiliser des SVAT complexes avec peu de connaissance. De plus, la simplification des modèles questionne sur le sens physique des paramètres. Certaines méthodes ont été développées pour faciliter le renseignement des paramètres de ces modèles. Par exemple, les fonctions de pédotransferts permettent de déterminer les propriétés hydrodynamiques du sol à partir de mesures plus facilement disponibles sur le sol telles que la texture ou la porosité. Leur utilisation dans les modèles SVAT reste néanmoins délicate.

Chapitre 3

Processus biophysiques de surface : synthèse des connaissances acquises pour le Sahel agropastoral

Ce chapitre, à vocation bibliographique, dresse un bilan des connaissances acquises au Sahel agropastoral, tant par l'observation que par la modélisation des processus biophysiques de surface.

1 Cycle hydrologique et végétation

1.1 Précipitations

Ce travail s'intéresse plutôt à l'impact des précipitations sur les processus hydrologiques et énergétiques de surface à l'échelle de la parcelle. Par conséquent, la genèse des précipitations ne sera pas abordée dans cette partie.

Comme introduit au chapitre 1, le climat semi-aride sahélien est caractérisé par une faible pluviométrie annuelle (< 700 mm/an), concentrée entre mai et octobre. D'après [Lebel & Ali \(2009\)](#), le cycle saisonnier moyen des précipitations de l'ensemble de la zone ACN¹ démarre progressivement entre avril et mai (figure 3.1). Les précipitations stagnent en juin puis augmentent plus fortement entre juillet et août, avec un plateau fin juillet et un pic en août. Les précipitations atteignent alors des intensités maximales de 7 mm/j (estimées sur une fenêtre de 11 jours). Ensuite, le retrait de la mousson entre septembre et octobre est rapide et régulier. Ces tendances saisonnières se retrouvent dans la région du Sahel agropastoral, avec néanmoins des intensités qui peuvent différer sur certaines périodes du cycle, en particulier au pic de mousson, et des déphasages de ces différents stades de mousson. Dans tous les cas, la longueur de la saison des pluies n'est pas un bon indicateur du cumul annuel ([Lebel et al., 2009](#)).

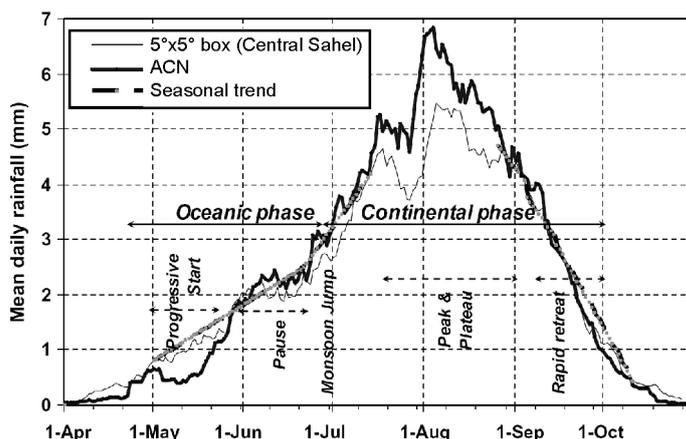


FIGURE 3.1 – Cycle saisonnier moyen des précipitations sur le site ACN ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) et du Sahel Central ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$); moyennes glissantes sur 11 jours (période 1990-2007, [Lebel & Ali 2009](#))

La variabilité spatio-temporelle des précipitations est très forte à toutes les échelles locale à régionale (cf. chapitre 1) et infra-événementielle à interannuelle. Les événements pluvieux peuvent atteindre localement des intensités très importantes du fait de leur origine convective ([Casenave & Valentin, 1989](#)). Environ 50 % des précipitations annuelles tombent en moins de 4 heures avec une intensité supérieure à 35 mm/h et 30 % avec une intensité supérieure à 50 mm/h ([Lebel et al., 1997](#) ; [Balme et al., 2006](#)).

Cette dernière décennie, un retour vers des conditions plus humides est observé à l'est de la bande sahélienne, contrairement à la partie plus à l'ouest ([Lebel & Ali, 2009](#)). Cependant, des déficits de l'ordre de 15 à 20 % subsistent par rapport à la période humide 1950-1969. Ceux-ci se manifestent essentiellement par une réduction du nombre d'événements pendant le pic de mousson (août) et non par une diminution de la pluviométrie moyenne par événement.

1. AMMA-CATCH du Sud-Ouest Niger

1.2 Cycle végétal

Dans ce contexte régional semi-aride, le principal facteur limitant de développement de la végétation est l'eau, contrairement aux régions boréales où il s'agit du rayonnement. Ainsi, le cycle végétal est fortement dépendant du cycle saisonnier de la mousson. Le mil et les herbacées se développent essentiellement pendant la saison des pluies et légèrement après. Les arbustes présents dans les jachères perdent généralement leurs feuilles en saison sèche alors que ceux dans les champs de mil les conservent durant toute ou une partie seulement de la saison sèche (Observations ACN, Issoufou *et al.*, 2013). Les résultats de Boulain *et al.* (2006) suggèrent que, contre-intuitivement, la quantité annuelle de précipitations n'est pas le premier facteur de contrôle de la production de biomasse. Une année humide peut d'ailleurs être moins productive qu'une année sèche (Cappelaere *et al.*, 2013). Il faut également tenir compte de la distribution des précipitations pendant le développement de la végétation et notamment de la quantité d'eau accumulée pendant les premiers stades du développement.

1.3 Partitionnement des précipitations à la surface

La redistribution des précipitations à la surface entre les différentes composantes du bilan d'eau dépend de plusieurs facteurs, dont les propriétés de surface, du sol et de la végétation. Or les bilans d'eau changent en fonction de l'échelle considérée du fait du caractère endoréique de la plupart des bassins versants dans la région. Néanmoins, à toutes les échelles spatiales, le processus d'évapotranspiration semble dominer le bilan d'eau en saison des pluies.

À l'échelle parcellaire (locale), les études réalisées à partir d'observations seules ou couplées à des modélisations s'accordent sur l'importance de ce processus en région sahélienne (p. ex. Ramier *et al.*, 2009 ; Boulain *et al.*, 2009b ; Timouk *et al.*, 2009). Plus spécifiquement pour les écosystèmes dominants au Sahel agropastoral, Ramier *et al.* (2009) ont réalisé une étude des bilans d'eau et d'énergie sur la période 2005-2006, basée sur l'analyse des observations de deux parcelles différentes à savoir un champ de mil et une jachère arbustive. Ils ont souligné l'importance du couvert végétal dans le fonctionnement du cycle hydrologique saisonnier. En effet, les observations présentées montrent une infiltration plus profonde et une évapotranspiration plus faible en saison des pluies pour la parcelle de mil, confirmant respectivement les travaux de Peugeot *et al.* (1997) et Gash *et al.* (1997). Ceci semblerait résulter de moindres besoins transpiratoires de la culture, plutôt que des conditions d'infiltration/ruissellement à la surface (Ramier *et al.*, 2009). Par la suite, l'eau stockée progressivement durant la saison des pluies pourrait être reprise en partie par évapotranspiration pendant la saison sèche. Cependant, les lacunes dans les données ne permettent pas de quantifier totalement la part de précipitations retournant vers l'atmosphère par ce processus. De plus, les poids respectifs de l'évaporation et de la transpiration de ce processus sont difficilement quantifiables *in situ*.

Toujours à l'échelle locale, la propension des sols à l'encroûtement favorise le processus de ruissellement de type hortonien qui peut être important pendant les événements pluvieux intenses (Casenave & Valentin, 1992 ; Peugeot *et al.*, 1997 ; Vandervaere *et al.*, 1997 ; Peugeot *et al.*, 2003). Avec le sarclage effectué environ une à deux fois par an, la croûte de surface est réduite sur les champs cultivés, par rapport aux parcelles en jachère, mais semble se reformer rapidement (Rockström & Valentin, 1997 ; Rockström & de Rouw, 1997). Le ruissellement mesuré est très variable suivant les événements (Esteves & Lapetite, 2003). Par exemple, à l'échelle d'une parcelle en jachère, il peut représenter entre 2 et 54 % (Descroix *et al.*, 2012) ou entre 20 et 50 % \pm 20-30 % (Esteves & Lapetite, 2003). Compte-tenu de la forte hétérogénéité des surfaces et de l'encroûtement des sols à cette échelle, le ruissellement et par conséquent

l'humidité du sol apparaissent généralement très variables (Leonard, 2000).

À des échelles plus importantes, comme celle du bassin versant par exemple, les transferts d'eau sont essentiellement verticaux (Cappelaere *et al.*, 2009) : le caractère endoréique de ces bassins implique l'importance des phénomènes d'évaporation, et d'infiltration de l'eau accumulée dans les mares temporaires. L'évapotranspiration pendant la mousson est la composante dominante du bilan d'eau. Elle résulte de la contribution des différents types d'occupation des sols du bassin. Il semblerait que cette composante soit plus sensible au couvert végétal qu'à la pluviométrie (~60-85 % des précipitations totales à l'échelle d'un bassin versant selon les simulations réalisées par Boulain *et al.*, 2009b).

Dans le bassin versant, les écoulements de surface et l'infiltration dans le sol présentent de fortes disparités spatio-temporelles, non seulement du fait des hétérogénéités induites à l'échelle locale mais également des contrastes générés par les différents couverts végétaux. Par exemple, les lames d'eau infiltrées peuvent varier spatialement de 0,3 à 3-4 fois la pluie, voire davantage (Cappelaere *et al.*, 2009, 2013). Pour le bassin de Wankama, le coefficient d'écoulement interannuel moyen serait de l'ordre de 11,5-13 % (intervalle de confiance à 95 %, Cappelaere, 2013), en cohérence avec des estimations proposées pour la recharge de différentes mares dans la région (Desconnets *et al.*, 1997). De même que pour le processus d'évapotranspiration, le ruissellement simulé par Boulain *et al.* (2009b) apparaît encore plus sensible aux changements d'occupation du sol qu'au forçage climatique.

L'échelle méso intègre une mosaïque de bassins endoréiques. Les processus clefs peuvent différer, même si l'évapotranspiration reste la composante prépondérante du bilan hydrique en saison des pluies. L'un des intérêts des travaux à cette échelle est d'analyser le rôle du cycle de l'eau et de sa variabilité spatio-temporelle dans la mise en place du régime de mousson. Pour cela, les études intègrent différentes approches (modélisation, observations, télédétection) et échelles spatiales. De manière générale, les études menées de cette échelle à l'échelle régionale soulignent le rôle des surfaces continentales (couverts végétaux et propriétés des sols) et de son contrôle sur le cycle hydrologique et les ressources en eau dans les dynamiques atmosphériques (p. ex. Taylor *et al.*, 2011b).

Pour mieux comprendre les processus de transferts d'eau à l'échelle des bassins versants, et encore plus à l'échelle méso puis régionale, il est primordial de les appréhender à l'échelle parcellaire. En effet, c'est à cette échelle que s'effectuent les processus clefs des bilans d'eau et d'énergie. Elle permet notamment de s'affranchir en partie de la forte variabilité spatiale des états de surface, incluant les propriétés hydrodynamiques du sol et les couverts végétaux, en définissant des unités relativement homogènes.

2 Couplage avec le cycle de l'énergie

2.1 Flux et partitionnement de l'énergie à la surface

Comme introduit au chapitre 2, l'énergie apportée à la surface provient essentiellement des rayonnements solaires et atmosphériques. Du fait de la position géographique du Sahel, le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère est minimal au solstice d'hiver et maximal entre avril et septembre (cf. figure 3.2). La dynamique des rayonnements incidents qui atteignent la surface dépend des conditions de l'atmosphère : couverture nuageuse, charge en aérosols, humidité et température de l'air (Guichard *et al.*, 2009 ; Slingo *et al.*, 2009). En particulier, le rayonnement solaire est atténué en fin de saison sèche par la présence d'aérosols

(Rajot *et al.*, 2008) et durant la mousson (p. ex. Ramier *et al.*, 2009 ; Miller *et al.*, 2009). Le rayonnement net, bilan radiatif à la surface, apparaît maximal pendant la saison des pluies (août-septembre ; Ramier *et al.*, 2009, cf. figure 3.2).

Cette énergie disponible à la surface se propage dans l'environnement avoisinant sous différents modes : convectif et turbulent vers l'atmosphère et conductif dans le sol.

Tout au long de l'année, à l'échelle journalière, le flux de chaleur dans le sol est globalement faible puisqu'il représenterait moins de 7 % de la somme des flux turbulents (Ramier *et al.*, 2009). À l'échelle pluri-journalière, il devient encore plus faible. Les magnitudes des valeurs journalières mesurées pour différents sites du Sud-Ouest Niger sont comprises entre -50 et +20 W.m⁻² en saison sèche et entre -10 et +10 W.m⁻² en saison des pluies (Verhoef *et al.*, 1999 ; Ramier *et al.*, 2009).

Pendant la saison sèche, une grande partie de l'énergie disponible à la surface repart vers l'atmosphère par un flux de chaleur sensible (cf. figure 3.2) ; l'eau limitant le flux de chaleur latente (évapotranspiration).

Pendant la saison des pluies, la température et l'albédo de la surface lié au développement de la végétation et à l'humidité du sol diminuent. Ceci participe à la réduction des rayonnements émis et réfléchis par la surface (Samain *et al.*, 2008) et donc à l'augmentation du rayonnement net. Avec l'eau dans le sol, le flux d'évapotranspiration augmente au détriment du flux de chaleur sensible qui diminue. Certains auteurs montrent qu'au cœur de la saison des pluies, l'évapotranspiration devient supérieur au flux de chaleur sensible. Cette différence apparaîtrait encore plus marquée pour la jachère de Wankama que pour le mil (Ramier *et al.*, 2009). En revanche, dans le cas observé par Miller *et al.* (2009) sur une parcelle de végétation semi-naturelle à Niamey, les deux flux turbulents semblent avoir un poids équivalent dans le bilan d'énergie à cette période. Ces différentes conclusions s'appuient sur des observations d'un cycle saisonnier et mériteraient donc d'être poursuivies et confrontées à différents sites.

2.2 Importance des processus hydrologiques de surface

Le fonctionnement énergétique de cette région semi-aride tropicale se caractérise par un déphasage entre les maxima d'ensoleillement au sommet de l'atmosphère (mars-avril) et de rayonnement net à la surface (août-septembre, figure 3.2). Ceci montre le rôle prédominant de l'eau dans le bilan d'énergie, clairement mis en évidence. En effet, le bilan radiatif à la surface est contrôlé en grande partie par les processus du cycle hydrologique et le développement de la végétation, *via* le flux d'évapotranspiration, prépondérant pendant la mousson (voir p. ex. Boone *et al.*, 2009b ; Ramier *et al.*, 2009 ; Timouk *et al.*, 2009 ; Guichard *et al.*, 2012 ou Bagayoko *et al.*, 2007 pour un site un peu plus au sud avec un climat plus humide).

L'évaporation est d'autant plus importante que la différence entre l'humidité du sol et de l'atmosphère est élevée. Après une pluie, le flux de chaleur latente dissipe l'énergie et évite l'échauffement de la surface du sol. Cependant, ce flux est limité par la quantité d'eau disponible dans le sol. Ainsi, quelques jours après, les observations montrent une diminution du flux de chaleur latente au profit du flux de chaleur sensible qui augmente jusqu'au prochain événement pluvieux (Lohou *et al.*, 2013).

La variabilité spatio-temporelle des précipitations, entraîne une forte variabilité de l'humidité, également liée à l'état de surface, de la température du sol et indirectement des flux de chaleur sensible et latente (cf. p. ex. Guichard *et al.*, 2012).

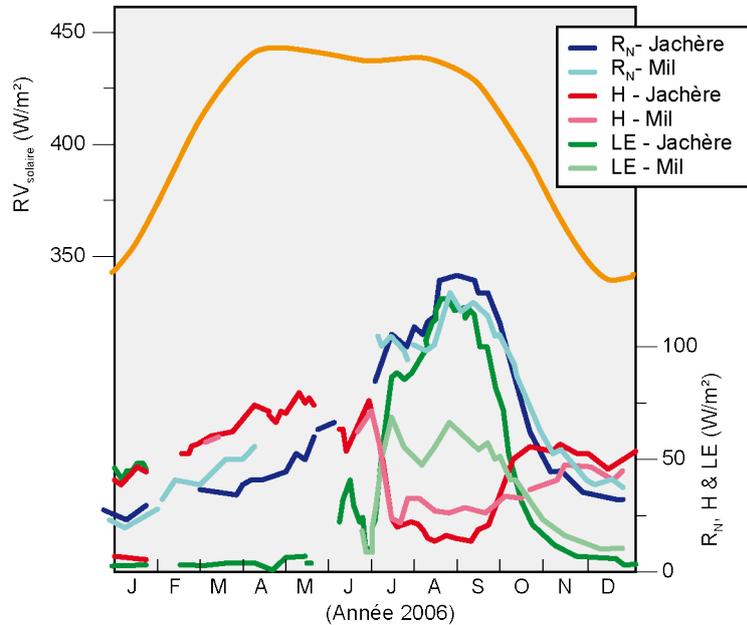


FIGURE 3.2 – Flux solaire incident au sommet de l’atmosphère de courtes longueurs d’onde ($RV_{solaire}$), bilan radiatif à la surface (R_N) et redistribution entre les flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) sur la jachère et le mil (Wankama, adaptée de Ramier *et al.*, 2009). Les différences entre R_N et $H + LE$ s’expliquent par le flux de chaleur dans le sol (G) et les erreurs de fermeture du bilan d’énergie.

2.3 Modélisation couplée des cycles de l’eau et de l’énergie

À partir des données ACN et HAPEX-Sahel acquises dans le Sud-Ouest Niger, des modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (SVAT en anglais) déjà existants ont été adaptés puis appliqués à ce contexte sahélien semi-aride. Ces modèles couplant les cycles de l’eau et de l’énergie concernés sont notamment : SiSPAT (Braud *et al.*, 1997 ; Braud, 1998), SiSVAT (Derive, 2003 ; Messenger *et al.*, 2006), SETHyS_Savannah (Saux-Picart, 2007 ; Saux-Picart *et al.*, 2009a,b ; Feurer *et al.*, 2009, 2012 ; Solignac *et al.*, 2012) adapté du modèle SETHyS (Coudert *et al.*, 2006), ISBA (Demarty *et al.*, 2009 ; Pellarin *et al.*, 2009), NOAH (Decharme *et al.*, 2009 ; Wolters *et al.*, 2010), ORCHIDEE (Berg, 2011 ; Brender, 2012) et HYDRUS-1D (Ibrahim, 2013). Un autre modèle davantage centré sur la végétation, mais comportant également une représentation du bilan d’énergie, néanmoins plus simple pour les composantes turbulentes que les SVAT, a également été appliqué. Il s’agit du modèle TreeGrass (Boulain, 2004). Le tableau 3.1 synthétise ces différents modèles appliqués au Sud-Ouest Niger, selon la complexité des classifications présentées dans le chapitre 2, section 4. Suivant leur représentation plus ou moins simplifiée des différents compartiments SVA, ces modèles diffèrent fortement dans leur paramétrisation.

TABLEAU 3.1 – Synthèse des différents modèles SVAT utilisés au Sud-Ouest Niger

Modèle \ Schéma	Nombre de couches	Sol	Végétation
ISBA	1	0/+*	0/+*
Hydrus-1D	1	++	0
NOAH	1	0/+*	0
ORCHIDEE	1 ou 2*	0/+*	++
SEtHyS_Savannah	3	+	+
SiSPAT	2	++	0
SiSVAT	1	0	0
TreeGrass	1	0	++

*Dépend des versions ou des modules utilisés

Complexité : 0 + ++

L'application et l'évaluation de ces modèles au cas du Sud-Ouest Niger a permis en outre d'améliorer leur représentation des processus en contexte sahélien. En particulier, une meilleure représentation du sol superficiel, contrôlant les processus d'infiltration et d'évaporation, a conduit vers de meilleures simulations des processus impliqués dans les cycles hydrologique et énergétique. C'est par exemple le cas de SEtHyS_Savannah développé spécifiquement pour simuler des zones sahéliennes (ruissellement de type hortonien). De même, avec un modèle très détaillé des échanges d'eau dans le sol (SiSPAT), Braud *et al.* (1997) ont montré que la simulation d'une croûte à la surface d'une jachère peut nettement améliorer la représentation des transferts d'eau verticaux dans le sol. Cependant, la simulation de celle-ci génère du ruissellement, non-observé à l'échelle de la parcelle sur la période d'observations (54 jours en fin de saison des pluies : entre le 26 août et 18 octobre 1992).

L'un des intérêts de ces modèles peut être de proposer un partitionnement de l'évaporation du sol et de la transpiration, à partir de données d'évapotranspiration. Néanmoins, des progrès sont encore à faire pour améliorer la représentation de ces deux processus. Par exemple, malgré une représentation détaillée de la végétation, le modèle SEtHyS_Savannah semble sous-estimer la part de transpiration, compensée alors par une évaporation plus forte pour une bonne représentation de la dynamique du cycle hydrologique (Demarty *et al.*, 2009).

Certains de ces modèles appliqués à l'échelle locale, validés à partir de mesures stationnelles, ont ensuite fait l'objet d'études spatialisées, tels que SEtHyS_Savannah (Saux-Picart *et al.*, 2009a), SiSVAT (Messenger *et al.*, 2006) ou NOAH (Wolters *et al.*, 2010). Mais aucun de tous les modèles SVAT appliqués au Sud-Ouest Niger à échelle locale ou méso n'a encore traité une série pluriannuelle permettant d'intégrer la variabilité interannuelle induite par la mousson.

Vers des intérêts communs d'amélioration de ces modélisations, un programme d'inter-comparaison de modèles de surface LSM (Land Surface Models²) appliqués en Afrique de l'Ouest a été récemment mis en place : ALMIP (AMMA-Land-Model Intercomparison Project, Boone *et al.*, 2009b). L'objectif est de faire un état des points forts et faibles de ces modèles dans la simulation des échanges entre la surface et l'atmosphère afin d'améliorer leur représentation des processus à différentes échelles spatiales et temporelles. Il s'agit notamment d'étudier la sensibilité des modèles aux incertitudes sur les paramètres et forçages, de déterminer quels sont les processus prépondérants à chaque échelle et quels sont ceux qui ne sont pas (ou mal)

2. Les LSM regroupent les modèles SVAT, les modèles hydrologiques au sens strict ou encore les modèles spécialisés dans la dynamique végétale.

représentés dans les simulations et d'examiner le comportement des différents modèles à un changement d'échelle. Ce projet contribuerait alors à l'amélioration des *scenarii* climatiques futurs réalisés par les GCM (Global Circulation Model) couplés aux LSM.

Ce projet se déroule en deux phases. La première (achevée en 2009) a traité d'une comparaison d'une douzaine de modèles à l'échelle régionale sur la période 2002-2007 (Boone *et al.*, 2009b). La seconde, toujours en cours, à laquelle se rattache cette thèse, s'intéresse aux échelles méso et locales sur la période 2005-2007 (Boone *et al.*, 2009a). Celle-ci s'attache à améliorer la représentation des flux de surface dans les modèles LSM. L'objectif est d'analyser la capacité des LSM à simuler correctement les cycles de l'eau et de l'énergie à échelles méso ($\sim 100 \text{ km}^2$) et locale ($\sim 1 \text{ m}^2$ à 10 km^2) avec ou sans calibration préalable sur les trois sites AMMA-CATCH (cf. chapitre 1).

Pour aller plus loin dans l'analyse des interactions entre les différents processus des cycles écologiques, hydrologiques et énergétiques, il est nécessaire de coupler ces modèles avec d'autres types de modèles (hydrologiques, de végétation, de nappe, atmosphériques...). Par exemple, le modèle TreeGrass spécialisé dans la dynamique de la végétation des savanes africaines, associant strates herbacées et arbustives, a été couplé au modèle hydrologique abc-rwf (Cappelaere *et al.*, 2003) distribué sur le bassin versant de Wankama (Boulain *et al.*, 2006). Cette association a permis notamment de quantifier l'effet du changement d'occupation du sol sur l'hydrologie de surface et notamment en termes de ruissellement de surface. De même pour l'analyse des interactions entre la surface et les dynamiques atmosphériques, certains SVAT spatialisés ont été couplés à des modèles atmosphériques (p. ex. Messenger, 2005 ; Decharme *et al.*, 2009 ; Wolters *et al.*, 2010).

Malgré le réel intérêt de la modélisation dans la compréhension des processus de surface, il existe encore des questionnements en lien par exemple avec la paramétrisation des systèmes, le changement d'échelle, ou encore à la représentativité des processus modélisés. De plus, en fonction du niveau de complexité des modèles, les résultats peuvent être variables d'un modèle à l'autre, ou pour différentes échelles spatiales.

3 Conclusions et perspectives

Les études basées sur les observations disponibles dans la région et/ou la modélisation ont permis de mettre en évidence des grands traits de fonctionnement des écosystèmes sahéliens. De ces études, nous pouvons retenir l'importance de l'eau dans le bilan d'énergie et des états de surface dans le cycle hydrologique. En effet, les composantes du cycle hydrologique apparaissent très variables à toutes les échelles spatiales, en lien avec la disparité des états de surface (différents couverts végétaux, variabilité spatiale des croûtes de surface, travail du sol...). Il semblerait que certains processus, tels que le ruissellement ou l'évapotranspiration soient d'ailleurs plus sensibles aux changements d'occupation du sol qu'au forçage climatique (Boulain *et al.*, 2006). Des différences de fonctionnement éco-hydrologique entre les deux principaux couverts végétaux du Sahel agropastoral, les jachères et les champs de mil, ont été mises en évidence (p. ex. Ramier *et al.*, 2009). Ces résultats ne sont pas encore quantifiés sur un cycle saisonnier complet et méritent encore d'être vérifiés par des études pluriannuelles, intégrant la forte variabilité interannuelle des précipitations.

Des modélisations de type SVAT peuvent aider dans la compréhension de tels processus. Plusieurs de ces modèles existants ont été appliqués dans la région du Sud-Ouest Niger. Ces études ont permis d'améliorer les simulations des échanges d'eau et d'énergie à l'interface SVA, notamment par une meilleure représentation du sol superficiel, contrôlant l'évaporation et le ruissellement. Ils permettent de mieux comprendre certains processus, comme le partitionnement de l'évaporation et de la transpiration. Cependant, aucun de ces modèles n'a encore été appliqué pour représenter une série pluriannuelle. De plus, d'autres améliorations de la représentation des processus à différentes échelles spatio-temporelles doivent encore être faites. C'est ce qui fait l'objet du projet ALMIP-2, en lien étroit avec ce sujet de thèse.

Si la compréhension des processus dans le Sahel agropastoral avance, il reste encore des progrès à accomplir (Janicot *et al.*, 2012). Par exemple, la fermeture des cycles dans le temps et l'espace par les observations est encore incomplète. La modélisation peut permettre d'aider à combler ces manques mais il subsiste des écarts entre les observations et les modélisations à différentes échelles qu'il faut encore réduire. Les observations rassemblées jusqu'ici dans le cadre du programme ACN ont permis des avancées significatives dans la compréhension des processus et l'amélioration des modèles LSM. L'étape suivante consiste à aller plus en avant pour mieux exploiter les séries pluriannuelles d'observations collectées, en développant des modélisations qui permettent (i) de fermer les estimations des bilans d'eau et d'énergie, (ii) de mieux isoler et comprendre le rôle de certains processus et (iii) finalement de tenter d'anticiper les impacts des futurs changements climatiques et environnementaux sur ces bilans à plus ou moins long terme.

Deuxième partie

Objectifs, matériels et méthodes

Chapitre 4

Objectifs et démarche méthodologique

Ce chapitre définit en détail les objectifs et la démarche scientifique du travail de thèse.

1 Objectifs

Les travaux menés dans le cadre de cette thèse s'inscrivent dans la poursuite des études présentées au chapitre précédent. Leur ambition principale est de contribuer à l'amélioration de la connaissance actuelle des processus biophysiques impliqués dans les cycles couplés de l'eau et l'énergie, en s'appuyant sur les observations acquises par l'Observatoire ACN (AMMA-CATCH Niger) dans la région du Sahel agropastoral, et sur la modélisation de surface. Ces travaux, réalisés à l'échelle de la parcelle et sur une période pluriannuelle de sept années (entre mai 2005 et mai 2012), ont concerné les deux principaux types de couverts végétaux de cette région semi-aride, à savoir les cultures de mil et les jachères arbustives.

Les **objectifs** inhérents à la thèse sont les suivants :

- Déterminer les principaux traits de fonctionnement éco-hydrologiques et énergétiques de ces deux écosystèmes ;
- Comprendre les relations entre les processus impliqués dans les cycles de l'eau et de l'énergie, en confrontation avec le cycle de croissance de la végétation ;
- Identifier et analyser les différences de fonctionnement entre ces deux écosystèmes ;
- Identifier et analyser la variabilité interannuelle des processus prépondérants impliqués dans les cycles de l'eau et de l'énergie et les facteurs de cette variabilité ;
- Traduire la connaissance des processus de surface en termes de bilans d'eau et d'énergie à l'échelle stationnelle.

Sur des aspects plus méthodologiques, en vue de répondre à ces différents objectifs, il s'agit de :

- Présenter les potentialités, la complémentarité et la cohérence du système d'observations assez complet et continu mis en place sur ces deux écosystèmes ;
- Montrer les limites du jeu de données et l'apport d'une modélisation détaillée des processus dans la compréhension des comportements biophysiques de surface des deux écosystèmes ;
- Construire une modélisation pluriannuelle robuste de ces deux écosystèmes à partir d'un outil déjà existant, basé sur la description physique des processus à l'interface SVA.

2 Démarche méthodologique

La figure ci-dessous synthétise la démarche méthodologique employée avec les différentes étapes qui seront décrites ci-après.

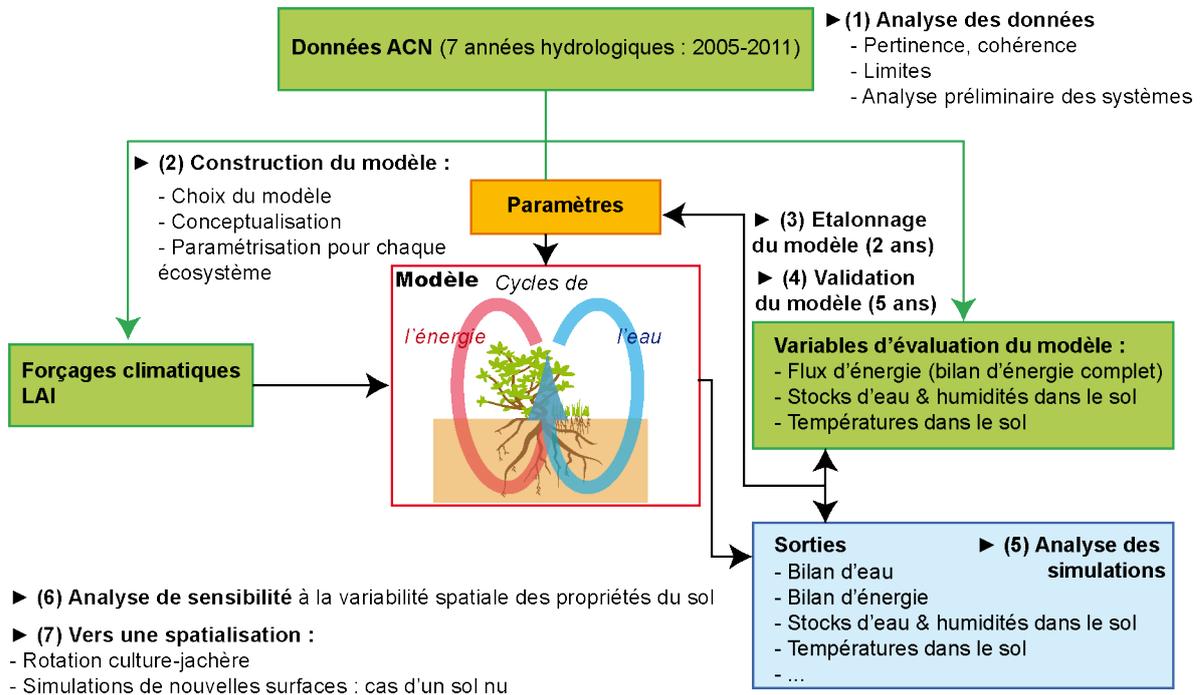


FIGURE 4.1 – Schématisation de la démarche méthodologique employée.

2.1 Analyse préliminaire des données

Le site ACN, par le suivi de longue durée effectué sur plusieurs parcelles représentant les principaux couverts du Sahel agropastoral, documente leur fonctionnement éco-hydrologique et énergétique. Une première analyse de ces données a été réalisée par Ramier *et al.* (2009) sur deux années. Dans le cadre de ce travail, nous disposons du suivi de sept années hydrologiques complètes dont la profondeur temporelle semble plus propice pour la caractérisation de la variabilité interannuelle climatique de la région. En vue de répondre aux objectifs exposés plus haut, il s'agit donc dans un premier temps (cf. chapitre 5) :

- de s'assurer de la cohérence des variables observées ;
- d'identifier les points forts et les limites du jeu d'observations par une analyse croisée des différentes variables disponibles caractérisant les cycles de l'eau et de la végétation sur la période d'étude ;
- de caractériser les cycles saisonniers et les grands traits de fonctionnements éco-hydrologiques des deux écosystèmes, tels qu'ils peuvent être abordés directement à partir des données ;
- de déterminer *a priori* quels peuvent être les facteurs de variabilité dans ces systèmes dynamiques.

2.2 Construction, étalonnage et évaluation du modèle

L'outil SiSPAT (Braud *et al.*, 1995b), modèle détaillé à base physique bicouche, séparant le fonctionnement de la surface du sol et de la végétation, est apparu le plus approprié pour traiter la problématique (cf. chapitre 6). Il est basé d'une part sur la résolution d'un module sol décrit par un système complexe d'équations discrétisées des échanges couplés d'eau et de chaleur dans le sol, comprenant une phase vapeur. D'autre part, les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère sont modélisés par un système analogue de résistances électriques. Enfin, la représentation de la végétation dans le modèle est relativement simple et la transpiration des plantes correspond à l'extraction racinaire basée sur un modèle de résistances. Les différents modules sont couplés pour assurer la continuité des échanges d'eau et d'énergie à l'interface SVA. Le modèle décrit donc de manière détaillée les processus physiques liés aux cycles de l'eau et de l'énergie et restitue un bilan complet de ces deux cycles pour le système considéré. Un autre intérêt de ce modèle est de pouvoir discrétiser le sol en plusieurs horizons et donc de tenir compte des hétérogénéités verticales du sol. En particulier, les sols au Sahel sont fortement sujets à l'encroûtement. Les difficultés sont liées à un paramétrage conséquent pour assurer une représentation des processus physiques la plus proche de la réalité. Dans ce contexte semi-aride, cet outil a déjà été appliqué à l'écosystème de la jachère sur une période de quelques semaines (Braud *et al.*, 1997 ; Braud, 1998). Il n'a encore jamais été utilisé pour représenter le couvert du mil et sur une période aussi longue pour les deux écosystèmes. La construction d'un tel modèle est réalisable grâce au jeu complet de sept ans de données sur un champ de mil et une parcelle en jachère. Pour répondre aux objectifs initiaux en exploitant les résultats de modélisation, il est tout d'abord nécessaire d'éprouver les potentialités du modèle. Plusieurs questions sont soulevées :

- SiSPAT est-il adapté à notre étude ?
- Est-il nécessaire d'utiliser un modèle complexe dans sa représentation des bilans d'eau et d'énergie pour répondre à notre problématique ?
- Comment renseigner les nombreux paramètres hydrodynamiques du modèle, pour lesquels peu d'informations sont *a priori* disponibles ?
- Quelle est la pertinence physique des paramètres étalonnés du modèle, en regard des connaissances du terrain ou de la bibliographie ?
- Sur quelles variables pronostiques et avec quels critères évaluer les simulations ?
- Les simulations sont-elles satisfaisantes quelle que soit la variabilité des conditions climatiques et du couvert végétal ?
- Quelles sont les capacités et limites du modèle pour représenter les différents processus de surface dans ce contexte climatique sahélien ?

Le modèle est étalonné sur une période de deux années climatiquement contrastées, par une approche déterministe, puis validé sur une période de cinq autres années, tout ceci en regard des observations disponibles. L'évaluation du modèle est réalisée sur des estimations quantitatives classiques (RMSE, Biais, coefficients d'efficience de Nash-Sutcliffe et de corrélation ¹) comparant les simulations aux observations disponibles. Cependant l'utilisation de ces estimateurs quantitatifs n'est pas toujours suffisante pour appréhender complètement la dynamique de ces variables, comme par exemple les humidités ou stocks d'eau dans le sol. C'est pourquoi, une évaluation plus qualitative, basée sur une appréciation « visuelle » des chroniques simulées en confrontation avec les observations, vient compléter cette première évaluation.

1. Ces différents estimateurs sont définis explicitement dans l'annexe A

Sur la base des critères d'évaluation établis ci-dessus, si les simulations des processus sont satisfaisantes, les potentialités du modèle à bases physiques peuvent alors être pleinement exploitées (cf. chapitre 8). Par exemple, les processus peuvent être analysés finement et les interprétations préliminaires réalisées sur la base des observations seules peuvent être vérifiées et enrichies. La modélisation devient alors un outil d'analyse et d'interprétation pour répondre aux différentes interrogations posées.

2.3 Exploitation de la modélisation

Étant donné la richesse des informations apportées par le modèle, de nombreuses analyses peuvent être menées. Dans le cadre de ce travail, il a été choisi de les présenter comme suit.

2.3.1 Analyses climatologique et descriptive des processus biophysiques

Pour ce cadre, nous nous intéressons essentiellement (i) à la variabilité interannuelle des processus, (ii) à la comparaison des fonctionnements éco-hydrologiques et énergétiques des deux systèmes étudiés, (iii) avec un focus sur les processus d'évaporation et de transpiration, qui ne peuvent être quantitativement appréhendés sans l'apport de la modélisation. Plus précisément, en réponse aux objectifs généraux de la thèse, il s'agit :

- d'identifier les facteurs de variabilité (forçages météorologiques et phénologiques, pratiques agro-pastorales...) des processus biophysiques de surface et analyser la réponse des deux éco-hydrosystèmes à différentes échelles temporelles (événementielle à interannuelle) ;
- d'établir des bilans d'eau et d'énergie complets aux échelles annuelle et saisonnière ;
- d'établir une climatologie des cycles saisonniers des flux d'eau et d'énergie ;
- de comprendre la dynamique saisonnière des cycles diurnes des flux d'énergie ;
- d'améliorer notre compréhension des processus hydrologiques en se basant sur une analyse croisée des flux d'eau et d'énergie et de variables clefs fournies par la modélisation au pas de temps semi-horaire telles que les résistances aérodynamiques et l'albédo de surface.

Ces études sont menées à différentes échelles temporelles, annuelle à infra-journalière, à partir d'une analyse descriptive et d'une analyse climatologique (au sens statistique, cf. chapitre 9).

L'analyse climatologique consiste à dériver de l'échantillon simulé une estimation des caractéristiques statistiques des variables de flux et de stocks d'eau et d'énergie, aux différentes échelles de temps et pour les deux couverts. Une telle caractérisation climatologique, appuyée sur des données *in situ*, comme c'est le cas de cette modélisation, n'existe pas à ce jour pour cette région. Elle fait l'objet d'un article (Velluet *et al.*, 2014) disponible dans l'annexe E.

L'analyse descriptive de l'échantillon consiste à étudier les composantes des cycles de l'eau et de l'énergie à partir d'une représentation séquentielle des variables sur toutes les années, ou sur des périodes spécifiques. Il s'agit d'analyser leur variabilité interannuelle, la différence entre les deux couverts d'autre part et de répondre à des questions spécifiques sur les processus.

L'intérêt de la modélisation tient aussi dans sa capacité à susciter de nouvelles interrogations en lien avec certains processus impliqués dans les cycles de l'eau et de l'énergie. Certains de ces

processus clés au Sahel seront également abordés, comme par exemple l'évaporation de l'eau du sol, en lien avec les propriétés du sol superficiel ou la structure aérienne du couvert végétal.

2.3.2 Analyse de sensibilité

Enfin, la modélisation construite peut également être exploitée de manière prospective, par exemple pour tester différents *scenarii* ou configurations en lien avec des activités agropastorales de la région, l'évolution des couverts végétaux ou du climat. Elle peut également faire l'objet d'une spatialisation à l'échelle du bassin versant de Wankama.

Mais avant de pouvoir extrapoler les résultats de cette modélisation vers ces objectifs prospectifs ou de spatialisation, il est nécessaire d'analyser la sensibilité des bilans établis à la variabilité spatiale des propriétés du sol ou de couverts végétaux. À travers différents *scenarii* de modélisation, modifiant par exemple l'assolement actuel, le chapitre 10 analyse la sensibilité des climatologies annuelles et saisonnières établies au chapitre 9 aux propriétés du sol.

Vers une spatialisation du modèle, un nouveau type de surface est modélisé. Il s'agit du sol nu qui tend à se répandre dans la région du Sahel agropastoral. De même que pour les deux écosystèmes, une analyse de sensibilité aux propriétés du sol est effectuée.

Chapitre 5

Critique et analyse des données

Ce chapitre présente les observations disponibles utilisées dans cette étude. Il montre l'intérêt et les limites de ce jeu de données par une analyse préliminaire du fonctionnement éco-hydrologique des deux principaux couverts du Sahel agropastoral : le champ de mil et la jachère arbustive.

1 Dispositif expérimental et données utilisées

Le dispositif instrumental déployé depuis juin 2005 sur le bassin de Wankama au Sud-Ouest Niger (Cappelaere *et al.*, 2009 ; Ramier *et al.*, 2009 ; Boulain *et al.*, 2009a) est reproduit à l'identique sur les deux sites pilotes (figure 5.1). Il comporte une tour de flux qui enregistre, à un pas de temps semi-horaire, les précipitations à une hauteur de 1,50 m, la pression atmosphérique, l'humidité relative et la température de l'air à 2,00 m, les rayonnement de courtes et grandes longueurs d'onde à 2,88 m. Les données à haute fréquence (vent sonique 3D, température et concentration de vapeur d'eau à 5 m, mesurés à 20 Hz) ont permis d'estimer les flux turbulents (Ramier *et al.*, 2013) à l'aide du logiciel EdiRe (R. Clement, U. of Edinburgh) et des recommandations CarboEurope (Mauder & Foken, 2004). Des plaquettes, enterrées à 5 cm sous la surface du sol, mesurent au même pas de temps le flux de chaleur dans le sol. Seules les observations du vent sont acquises sur un site unique, localisé entre le champ de mil et la parcelle en jachère. L'instrument (Anémogirouette de type YOUNG) est placé à une hauteur de 2,90 m et permet de mesurer la vitesse et l'orientation du vent.

La dynamique de la végétation saisonnière a été suivie annuellement par des relevés de terrain bi-mensuels permettant de caractériser la biomasse aérienne, l'indice foliaire (LAI pour Leaf Area Index en anglais) et les hauteurs des strates herbacées, arbustives et des cultures. Le LAI représente la surface totale de la face supérieure de feuilles vertes par unité de surface au sol. Il est estimé par traitement numérique de photos hémisphériques acquises à une fréquence hebdomadaire sur chacune des parcelles suivant le protocole décrit par le projet VALERI (<http://www.avignon.inra.fr/valeri>) à partir du logiciel Can-Eye. Des informations complémentaires sur les dynamiques de la végétation sont également disponibles, telles que les mesures de biomasse aérienne ainsi que les photos sur le site du mil (4 par jours) et albédos. Ces différentes sources d'information ont été compilées pour obtenir un profil de LAI journalier continu sur toute la période d'étude.

Concernant le sol, des sondes de mesure de la teneur en eau (TDR pour Time Domain Reflectometry) et des sondes de mesure de la température disposées sur chaque site à six profondeurs (10, 50, 100, 150, 200 et 250 cm) permettent d'accéder, au pas de temps semi-horaire, respectivement à un profil vertical d'humidité du sol corrigée de l'humidité résiduelle et de température du sol. Les stocks d'eau dans le sol sont déduits par interpolation linéaire entre les mesures d'humidités. Par ailleurs, pour améliorer la compréhension des échanges d'eau et d'énergie dans le sol, il est important de caractériser la structure du sol. Pour cela, des échantillons de sols ont été prélevés pendant la période d'étude pour déterminer la granulométrie et la densité apparente sèche sur 2,5 m de profondeur. Deux points de mesures ont été réalisés sur le mil pour appréhender partiellement la variabilité spatiale.

Pour diverses raisons pratiques et théoriques, les séries de données comportent des lacunes sur la période d'étude (mai 2005 à mai 2012). Elles sont indiquées par année dans le tableau 5.1. Les forçages climatologiques ont pu être comblés par une procédure développée dans l'équipe, reposant notamment sur les informations accessibles des parcelles voisines. Cette même procédure est appliquée dans le cadre du projet ALMIP-2.

Par ailleurs, les données sur les sites n'étaient disponibles qu'à partir du 15 juin 2005. Par conséquent, les précipitations ont été complétées entre le 01 mai et le 15 juin par les données de pluie enregistrées à Banizoumbou, tandis que les autres forçages climatiques ont été comblés par ceux de 2009 sur la même période ; les saisons des pluies 2009 et 2005 ayant débuté au même moment de l'année (début mai).

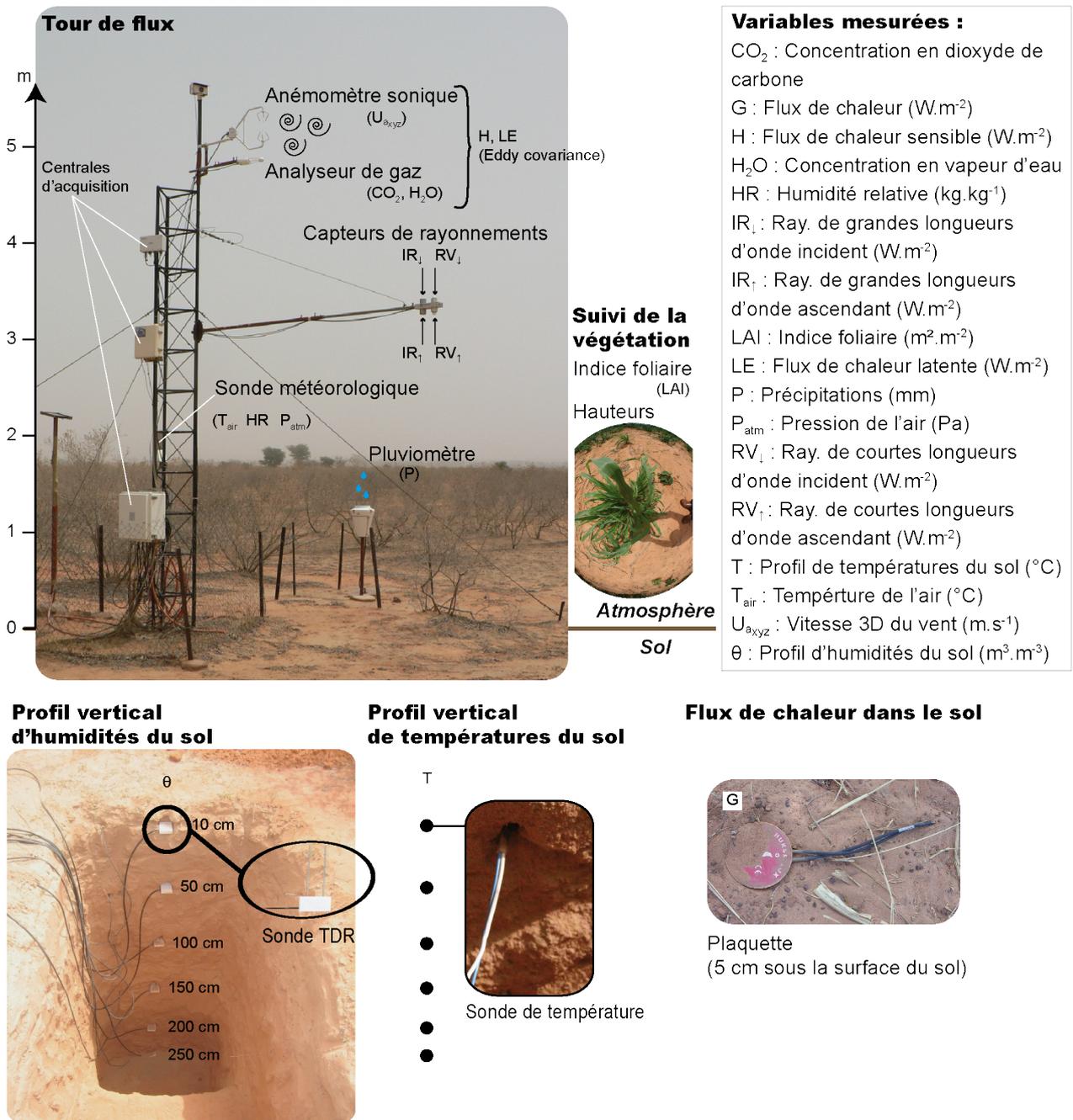


FIGURE 5.1 – Présentation détaillée du dispositif expérimental et des variables mesurées (source des photos : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).

2 Données pédologiques

Entre les deux sites, les mesures de densité apparente sèche témoignent d'une certaine variabilité spatiale (verticale et horizontale, figure 5.2), alors qu'au contraire les textures semblent plus homogènes, surtout en profondeur. À noter même que les textures du mil et de la jachère sont très proches. Tous les prélèvements indiquent un sol glaiseux-sableux ($\sim 20-30$ cm à 250 cm sous la surface) à sableux (0-20 cm) d'après la classification USDA, avec des pourcentages de sable compris entre 83 et 94 % et d'argile compris entre 2,5 et 14,5 %. Les densités apparentes sèches varient quant à elles entre 1,62 et 1,85 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$. Ces valeurs mesurées sont cohérentes avec celles de Ibrahim (2013) pour les mêmes parcelles.

TABLEAU 5.1 – Lacunes dans les données de rayonnement, flux de surface, humidités et températures dans le sol.

Rayonnements R_V, IR, R_N	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Période totale	<div style="font-size: small; margin: 0; padding: 2px;"> <15% 15-50% >50% </div>
Jachère	29%	6%	4%	7%	0%	20%	8%	11%	
Mil	23%	17%	0%	6%	10%	44%	15%	17%	

Flux de surface	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Période totale
Jachère								
G_{5cm}	29%	6%	4%	7%	0%	20%	8%	11%
H	29%	5%	4%	13%	4%	44%	24%	18%
LE	32%	12%	27%	13%	5%	44%	24%	23%
Mil								
G_{5cm}	23%	17%	0%	6%	10%	44%	15%	17%
H	30%	16%	3%	4%	8%	93%	21%	25%
LE	31%	18%	26%	4%	8%	93%	21%	29%

À chaque profondeur (10-50-100-150-200-250 cm) :

Humidités	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Période totale
Jachère	29%	8%	13-29%	7%	0%	20%	8%	12-15%
Mil	23%	17%	0%	6%	10%	44%	15%	17%

Températures	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Période totale
Jachère	29%	6%	4%	7%	1%	20%	8%	11%
Mil	23%	17%	0%	6%	11%	44%	15%	17%

3 Forçages phénologiques

La période d'étude comporte sept années hydrologiques¹ complètes.

Concernant la végétation, les données utilisées pour cette étude sont les hauteurs de végétation et l'indice foliaire (LAI) pour chacune des années hydrologiques étudiées, pour les deux couverts végétaux (cf. figure 5.3). Il faut noter que ces couverts végétaux sont hétérogènes sur

1. Une année hydrologique est définie comme la période comprise entre le 01/05 et le 30/04 de l'année suivante. Une année hydrologique commence donc par une saison des pluies (1^{er} mai au 31 octobre), suivie d'une saison sèche (1^{er} novembre au 30 avril).

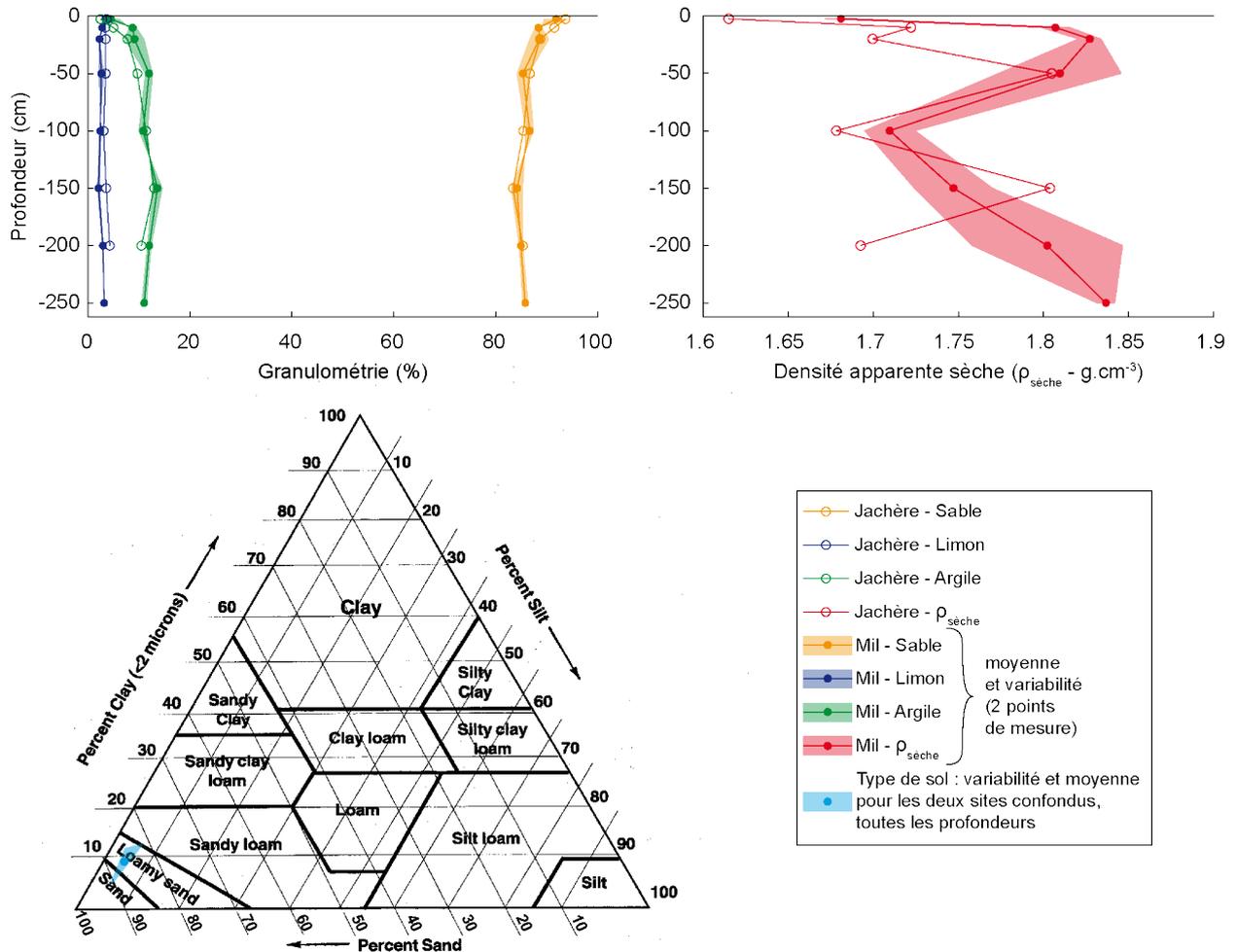


FIGURE 5.2 – Granulométrie et densité apparente sèche mesurées sur les deux sites (mil et jachère). Le type de sol (tous horizons et sites confondus) selon la classification USDA est déduit de la granulométrie mesurée.

les deux parcelles et l'indice foliaire (LAI) et les hauteurs de végétation moyennes (h_v) incluent différentes strates végétales. Sur la culture, le couvert associé du mil et des *guiera* peu fréquents à l'échelle de la parcelle. Sur le site de la jachère, le couvert se compose d'une couche de *guiera* et d'une strate herbacée annuelle.

Les figures 5.3.a représentent l'indice foliaire, pour chacun des couverts. La variabilité est plus marquée pour la jachère que pour le champ de mil. Selon Boulain *et al.* (2009a), le développement du mil est sensible à la date de la première pluie alors que celui des herbacées sur la jachère est plus sensible à la distribution des pluies. Ces résultats semblent confirmés pour les différentes années présentées ici :

- le développement du mil présente une variabilité interannuelle plus importante au début de la saison des pluies alors qu'il est plus homogène ensuite ;
- le pic de développement de la végétation est davantage variable pour la jachère.

La hauteur de végétation moyenne de la jachère reste à peu près constante sur toute l'année, égale à 1,9 m (figure 5.3.b). Sur le champ de mil, la hauteur est nulle en début de saison car les arbustes sont rabattus. Elle évolue ensuite progressivement pour atteindre environ 2 m lorsque le mil arrive à maturité. En début de saison sèche, lorsque les épis sont récoltés, la hauteur de végétation moyenne diminue : elle correspond alors aux repousses de *guiera* sur le champ.

L'évolution saisonnière de la végétation sera analysée plus en détail dans la section 6 à travers l'indice foliaire, en lien avec les précipitations et plus généralement le cycle hydrologique.

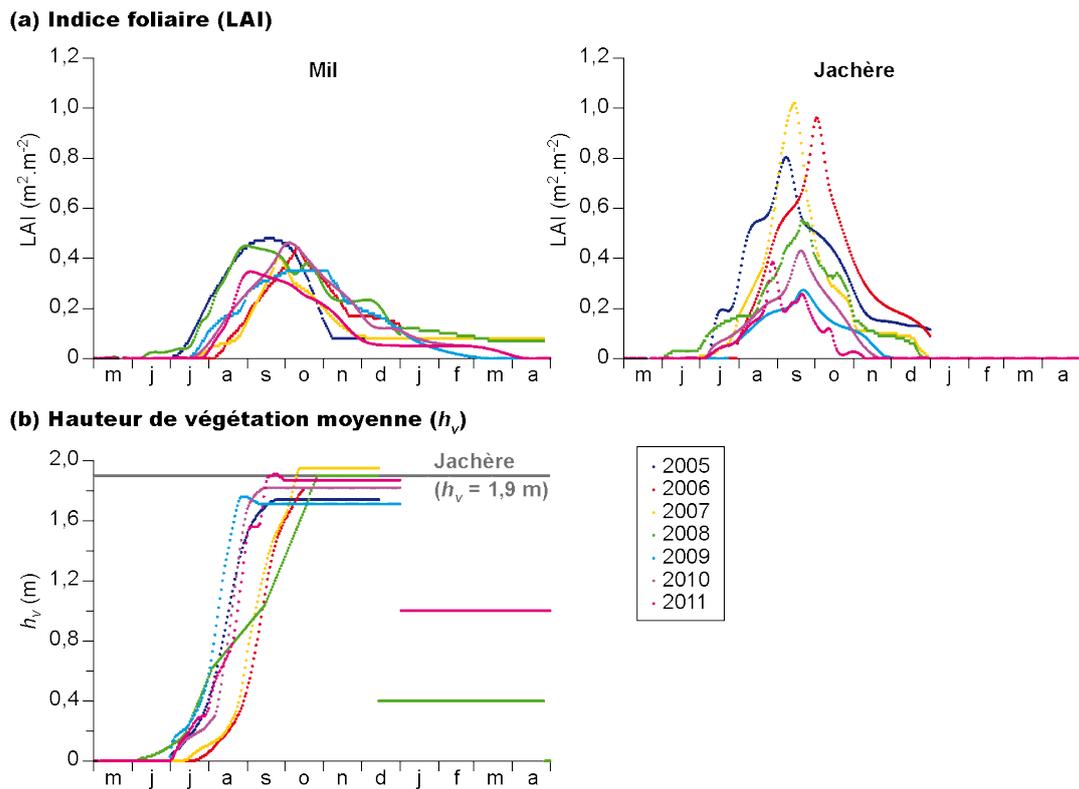


FIGURE 5.3 – Chroniques journalières (2005-2011, une couleur par année) sur une année hydrologique (mai à avril) : (a) indice foliaire (LAI) et (b) hauteur moyenne de végétation (h_v). La hauteur de végétation étant supposée constante pour toutes les années sur la jachère, celle-ci est représentée en gris.

4 Forçages climatiques

Nous allons présenter ici le cycle saisonnier moyen et les chroniques journalières des forçages climatiques. Les cycles saisonniers moyens sont déduits de la période échantillonnée. Une moyenne dans une fenêtre glissante de 30 jours a été appliquée pour filtrer les composantes à haute fréquence et obtenir une estimation plus robuste du signal saisonnier moyen d'une population dominée par des basses fréquences. L'erreur standard² d'estimation de ce cycle moyen est affichée comme un intervalle de confiance.

4.1 Précipitations

D'un point de vue pratique, de 2005 à 2007, les précipitations étaient enregistrées par un seul pluviomètre situé à mi-chemin entre les deux stations. En 2008, chaque station a été équipée d'un pluviomètre. Pour les années 2010 et 2011, le pluviomètre situé sur la jachère comptait trop de lacunes (respectivement 100 et 205,5 mm de lacunes) ; seules les précipitations mesurées

2. L'erreur standard d'estimation de la moyenne est calculée comme le rapport entre l'écart-type et le nombre de valeurs considérées pour le calcul de la moyenne : $\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$, $n = 7$ années.

sur le mil ont été retenues (pour les quelques événements où les données étaient disponibles pour ces deux pluviomètres elles sont bien corrélées). Les différences étant faibles par rapport à la quantité annuelle, seules les précipitations sur le site du mil seront représentées par la suite.

La variabilité des précipitations annuelles sur la période d'étude 2005-2011 (moy. : 465 mm ; écart-type : 80 mm ; min./max. : 350/580 mm) est assez bien représentative de celle observée sur la période 1992-2006 sur le bassin de Wankama (moy. : 479 mm ; écart-type : 90 mm ; min./max. : 320/680 mm ; Ramier *et al.* (2009), cf. figure 5.4). La chronique est composée de trois années excédentaires (2005, 2006 et 2008) et quatre déficitaires, dont trois successives en fin de période (2009-2011, figure 5.5). La distribution saisonnière des précipitations varie fortement, s'agissant en particulier des dates de début et de fin de saison, du nombre d'épisodes pluvieux, et des intensités. Par exemple, les années 2007 et 2009 présentent des cumuls annuels identiques mais une saisonnalité très contrastée. L'année 2007 est notamment caractérisée par très peu d'événements (21) avec des intensités importantes, tandis que l'année 2009 compte un nombre plus importants d'événements (33) mais avec des intensités plus réduites.

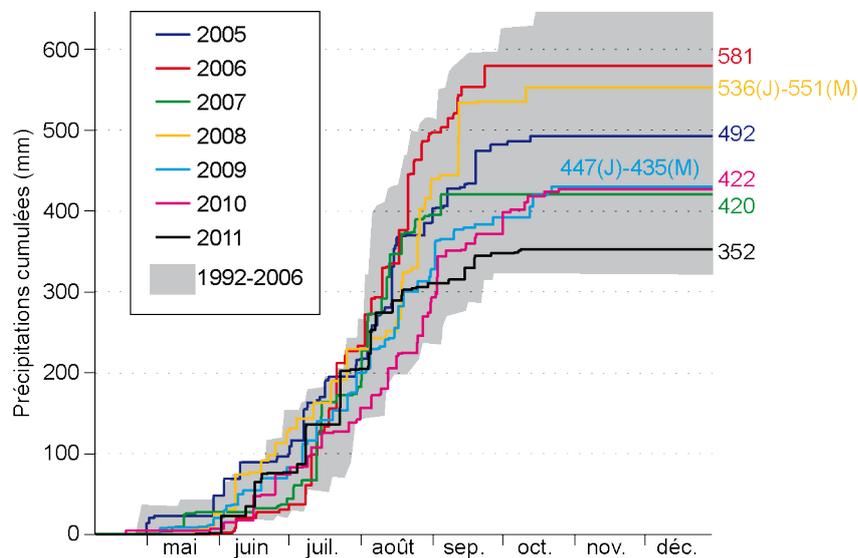


FIGURE 5.4 – Précipitations cumulées par année hydrologique sur la période 2005-2011 et valeurs annuelles (sur le mil (M) et la jachère (J) pour les années avec deux pluviomètres différents).

Le signal saisonnier moyen des précipitations forme une cloche légèrement asymétrique (montée lente, pic pointu puis descente rapide et régulière, figure 5.6) typique du cycle saisonnier des précipitations au Sahel. Le signal moyen de cet échantillon est d'ailleurs étonnamment semblable au cycle saisonnier moyen obtenu sur la période 1990-2007, sur une fenêtre de $5^\circ \times 5^\circ$ centrée sur le site de l'étude AMMA-CATCH Niger (Lebel & Ali, 2009, cf. chapitre 3). Il présente en effet toutes les caractéristiques du régime de mousson sahélienne : les dates de début, de fin de la saison et du pic (mi-août), l'amplitude ($\sim 5,6$ mm/j) du signal et les phases successives de l'installation de la mousson (démarrage progressif en avril-mai, pause en juin, pic secondaire mi juillet puis plateau fin juillet) puis de son retrait (plateau fin août à septembre, puis diminution rapide).

La forme des cycles saisonniers des précipitations diffère entre les années sur plusieurs aspects tels que la durée totale, l'intensité maximale des événements, la durée des périodes de sécheresse entre deux événements, les dates de démarrage et de fin, ou autres spécificités du

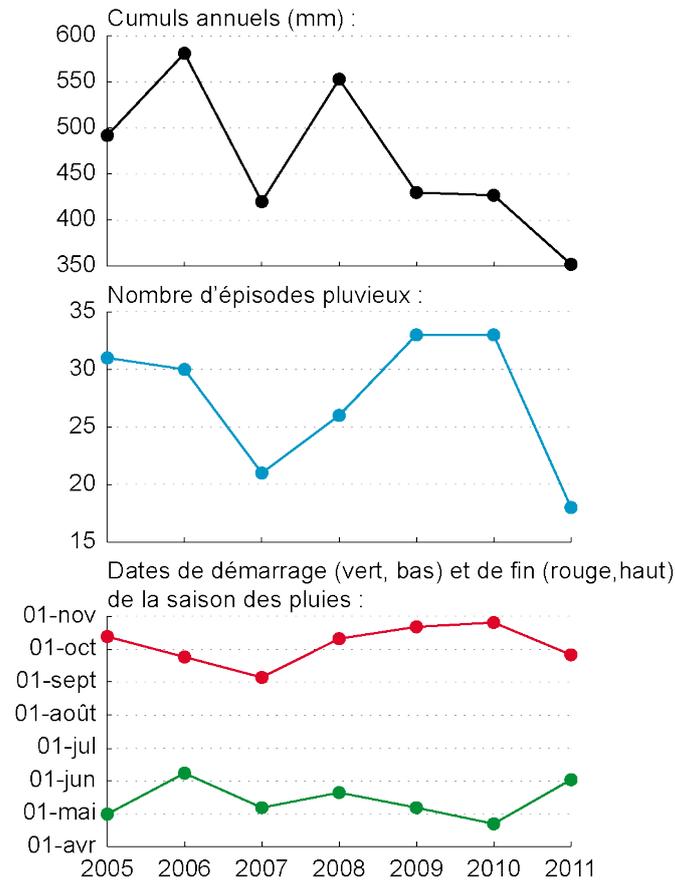


FIGURE 5.5 – Cumuls annuels des précipitations, nombre d'épisodes et dates de démarrage et de fin de la saison des pluies (2005-2011).

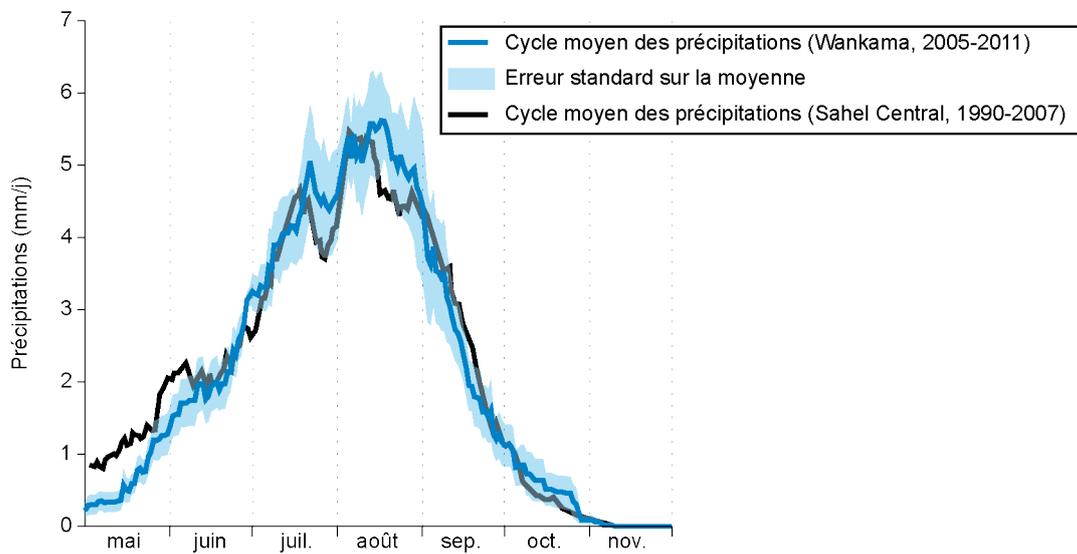


FIGURE 5.6 – Cycle saisonnier moyen des précipitations (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) sur le site du mil (Wankama, 2005-2011) et du Sahel Central ($5^{\circ} \times 5^{\circ}$, moyennes dans une fenêtre glissante de 11 jours, Lebel & Ali, 2009).

cycle saisonnier de la mousson au Sahel rappelées plus haut (cf. figure 5.7). L'échantillon est donc bien diversifié. Il comporte une année (2005) dont la quantité annuelle est moyenne et le signal saisonnier suit la forme du cycle moyen. Les années sèches le sont pour différentes raisons. Par exemple, l'année 2007 est plus courte, avec un départ plus tardif et une fin de saison plus précoce, mais un pic plus élevé, tandis que les trois dernières années (2009-2011)

présentent toutes un creux sur l'une des phases du cycle saisonnier : soit pendant le pic de mousson (2009) ou juste avant (2010), soit pendant la phase de retrait (2011). Les années plus humides (2006 et 2008) affichent des intensités maximales plus fortes (>8 mm/j).

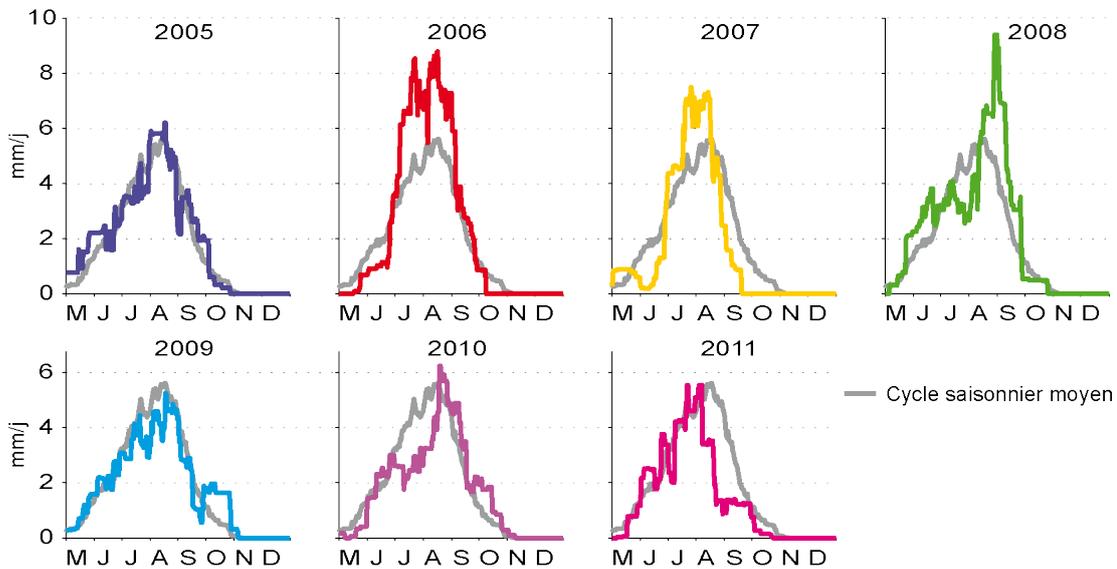


FIGURE 5.7 – Cycles saisonniers des précipitations (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) pour toutes les années 2005 à 2011, comparés au cycle saisonnier moyen (Wankama, 2005-2011).

4.2 Rayonnements et variables météorologiques

Selon toute probabilité, les faibles différences qui apparaissent entre les deux sites sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (RV_{\downarrow}), proviennent essentiellement des différences de mesures entre les instruments. La variabilité spatiale devrait être faible, étant donnée la proximité des deux stations météorologiques (570 m). Nous pouvons noter une tendance à la mesure de valeurs plus fortes sur le mil de l'ordre de 2 à 3 $W.m^{-2}$ en moyenne. Les différences restent néanmoins très faibles (cf. figure 5.8), en regard des moyennes journalières mesurées pour ces flux ($\sim 35-330$ $W.m^{-2}$ pour RV_{\downarrow} et $\sim 270-470$ pour IR_{\downarrow}). Par conséquent, par la suite, seuls les forçages météorologiques sur le mil seront représentés.

En raison de la latitude intertropicale et de la concordance entre l'été astronomique et la mousson, saison nuageuse, le rayonnement global (RV_{\downarrow}) montre une saisonnalité restreinte (gamme de variabilité entre ~ 230 et 267 $W.m^{-2}$, figure 5.9.a). Il présente deux dépressions, une première au pic de mousson (août), liée à la couverture nuageuse, et une seconde au solstice d'hiver (fin décembre-début janvier), entrecoupées par un premier maximum local fin septembre (252 $W.m^{-2}$) puis un second absolu en mars (270 $W.m^{-2}$). Il est atténué de mars à juin (aérosols, poussières, changement du vent) puis pendant la saison des pluies avec la présence des nuages. Il présente de fortes variabilités ponctuelles, principalement pendant la saison des pluies (figure 5.10). Ces variabilités sont liées au couvert nuageux et aux poussières/aérosols. Sa moyenne annuelle est relativement constante (249 ± 5 $W.m^{-2}$, tableau 5.2).

Le rayonnement atmosphérique (c'est-à-dire le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident IR_{\downarrow} , figure 5.9.b) est maximal durant la saison des pluies, avec un pic en mai (435 $W.m^{-2}$) et minimal durant la saison sèche, en janvier (328 $W.m^{-2}$). Sa moyenne annuelle est relativement

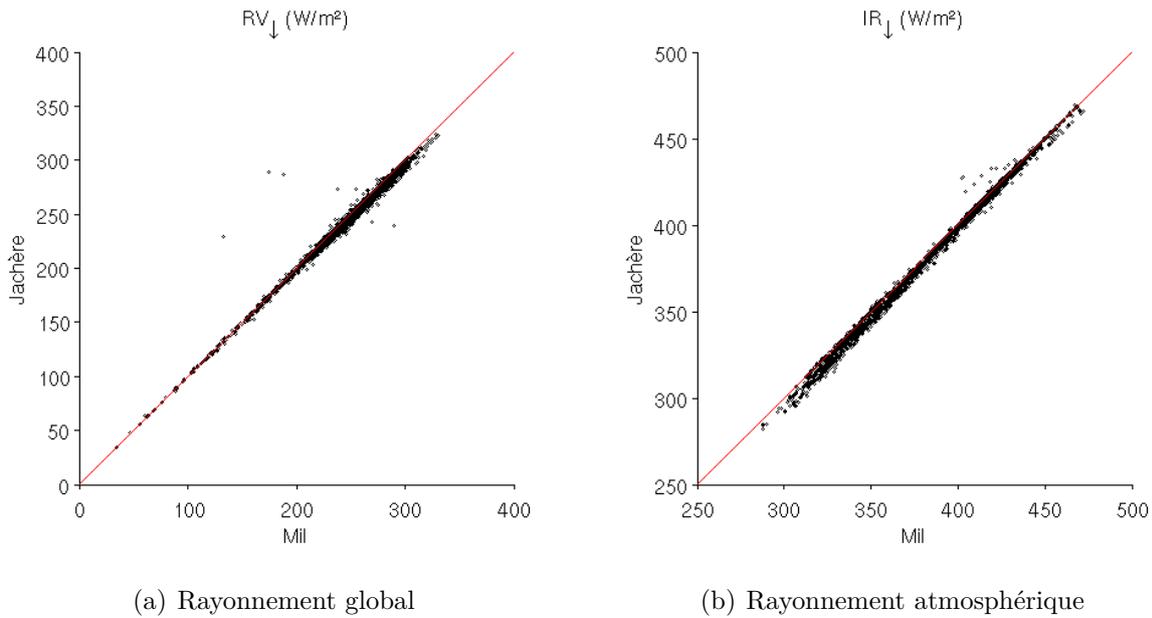


FIGURE 5.8 – Scatterogrammes des rayonnements incidents journaliers mesurés sur la période 2005-2011 sur la jachère versus le mil.

stable d'une année à l'autre ($391 \pm 7 \text{ W.m}^{-2}$, tableau 5.2).

Pendant la saison sèche, le climat est influencé par l'Harmattan, vent sec qui souffle du nord-est au sud-ouest. La vitesse du vent (U_a , figure 5.9.c) augmente fortement en avril avec l'arrivée des alizés chargés d'humidité. À ce moment, l'humidité spécifique de l'air augmente également (q_a , figure 5.9.d). Ensuite, à partir du mois de mai, elle suit la dynamique des précipitations. Pendant la mousson, le vent accompagne souvent de violentes averses. C'est une des raisons pour laquelle la vitesse du vent (U_a) présente une forte variabilité journalière et interannuelle à cette période (figure 5.11.a). Sa moyenne annuelle est d'ailleurs plus variable (coefficient de variation de 14 %, tableau 5.2) que celle des autres forçages météorologiques (1-4 %), exceptées les précipitations (17 %).

La température de l'air (T_{air} , figure 5.9.e) suit un cycle bimodal corrélé au rayonnement global et à la couverture nuageuse, éventuellement précipitante. Elle varie entre $\sim 23,5^\circ\text{C}$ en janvier et $\sim 35^\circ\text{C}$ en avril, avec un maximum local en octobre ($\sim 31^\circ\text{C}$) et un minimum local en août ($\sim 28^\circ\text{C}$). Globalement, la dynamique des températures est similaire pour toutes les années en saison des pluies, avec un maximum relativement constant ($\sim 35\text{-}37^\circ\text{C}$, figure 5.11.c). En revanche, en saison sèche, la valeur minimale en janvier est plus variable ($\sim 20\text{-}25^\circ\text{C}$). Sa moyenne annuelle est assez constante ($29\text{-}30^\circ\text{C}$, 1 % de variation, tableau 5.2).

Le rayonnement global (figure 5.10.a, tableau 5.2) montre une diminution en moyenne annuelle depuis 2008 tandis que la température de l'air (figure 5.11.c, tableau 5.2) augmente ainsi que le rayonnement atmosphérique (figure 5.10.b, tableau 5.2). Les années hydrologiques 2010 et 2011 sont particulièrement sèches et chaudes avec une température de l'air et un rayonnement atmosphérique élevés, tandis que le rayonnement global est plus faible que sur la période précédente. Il y a donc un effet de compensation entre les rayonnements de courtes et grandes longueurs d'onde incidents : si le rayonnement global diminue, c'est que l'énergie solaire interceptée par l'atmosphère est plus importante, donc l'atmosphère est plus chaud et

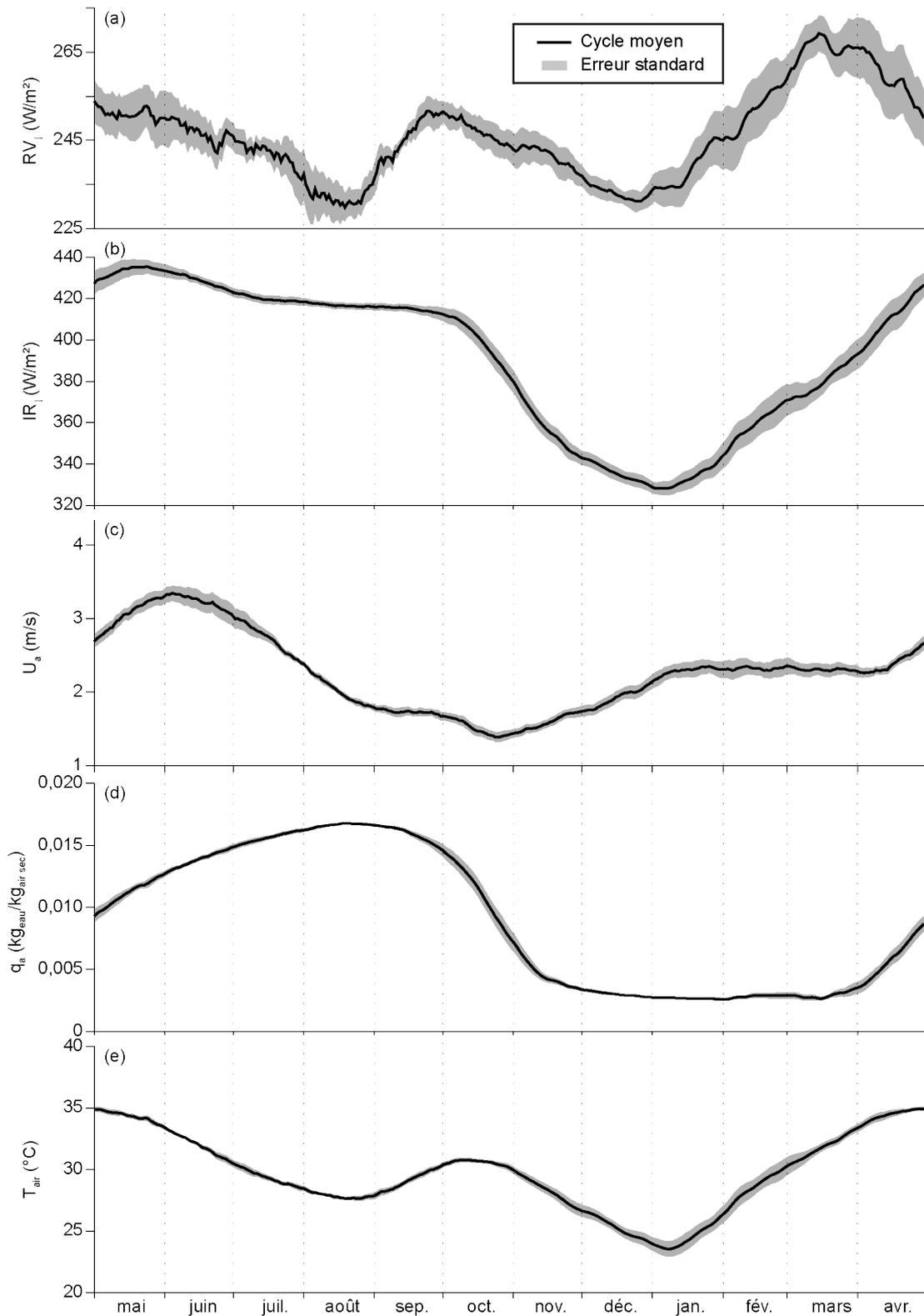
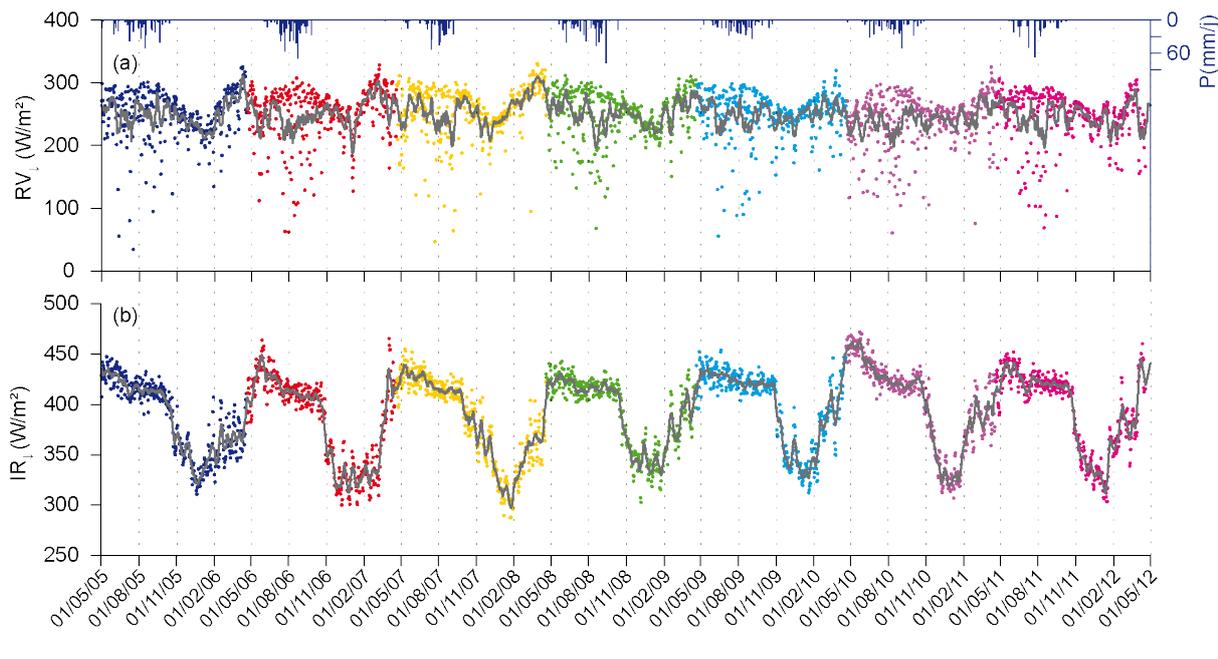


FIGURE 5.9 – Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours - 2005-2011) des forçages météorologiques : (a) rayonnement global (RV_{\downarrow}), (b) rayonnement atmosphérique (IR_{\downarrow}), (c) vitesse du vent (U_a), (d) humidité spécifique de l'air (q_a) et (e) température de l'air (T_{air}).

émet un rayonnement infrarouge thermique plus élevé.

TABLEAU 5.2 – Moyenne annuelle des principaux forçages météorologiques : précipitations (P), rayonnements global (RV_{\downarrow}) et atmosphérique (IR_{\downarrow}), vitesse du vent (U_a), humidité spécifique (q_a) et température (T_{air}) de l'air.

Moyenne annuelle	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Moy. (2005-2011)	Écart-type	Coef. de variation
P (mm)	492	581	420	553	430	427	352	465	81	17%
RV_{\downarrow} ($W.m^{-2}$)	250	251	256	250	250	241	245	249	5	2%
IR_{\downarrow} ($W.m^{-2}$)	387	383	383	391	398	400	394	391	7	2%
U_a ($m.s^{-1}$)	2,26	2,41	2,36	2,02	2,14	2,32	1,56	2,15	0,29	14%
q_a ($100 \times kg.kg^{-1}$)	0,87	0,90	0,86	0,88	0,91	0,95	0,87	0,89	0,03	4%
T_{air} ($^{\circ}C$)	30	29	29	30	30	30	30	29,7	0,4	1%


 FIGURE 5.10 – Chroniques journalières (2005-2011) des rayonnements (a) de courtes longueurs d'onde incident (RV_{\downarrow}) et (b) de grandes longueurs d'onde incident (IR_{\downarrow}). Les points représentent les moyennes journalières et les traits gris la moyenne glissante sur 10 jours.

5 Fermeture des bilans d'eau et d'énergie par les observations

5.1 Bilan d'énergie

Toutes les composantes du bilan d'énergie sont mesurées. La fermeture du bilan d'énergie ($R_N - G = H + LE$) n'est pas toujours respectée mais reste globalement très satisfaisante, par rapport à ce que l'on peut attendre de ce type de système instrumental au pas de temps semi-horaire (figure 5.12(a)) et journalier (figure 5.12(b)).

Tout d'abord, pour les données disponibles, au pas de temps semi-horaire, la dispersion du bilan d'énergie (RMSE³) est d'environ 43-45 $W.m^{-2}$ sur les deux sites, pour toutes les années hydrologiques (figure 5.12(a)). Le biais³ est systématiquement négatif mais les valeurs restent satisfaisantes (-12 à -22 $W.m^{-2}$ sur le site de la jachère et -2,3 à -15 $W.m^{-2}$ sur le site du mil pour

3. Les estimateurs quantitatifs utilisés dans ce travail (RMSE, Biais, Corrélation, Efficience de Nash-Sutcliffe, Rapport du bilan d'énergie) sont définis dans l'annexe A.

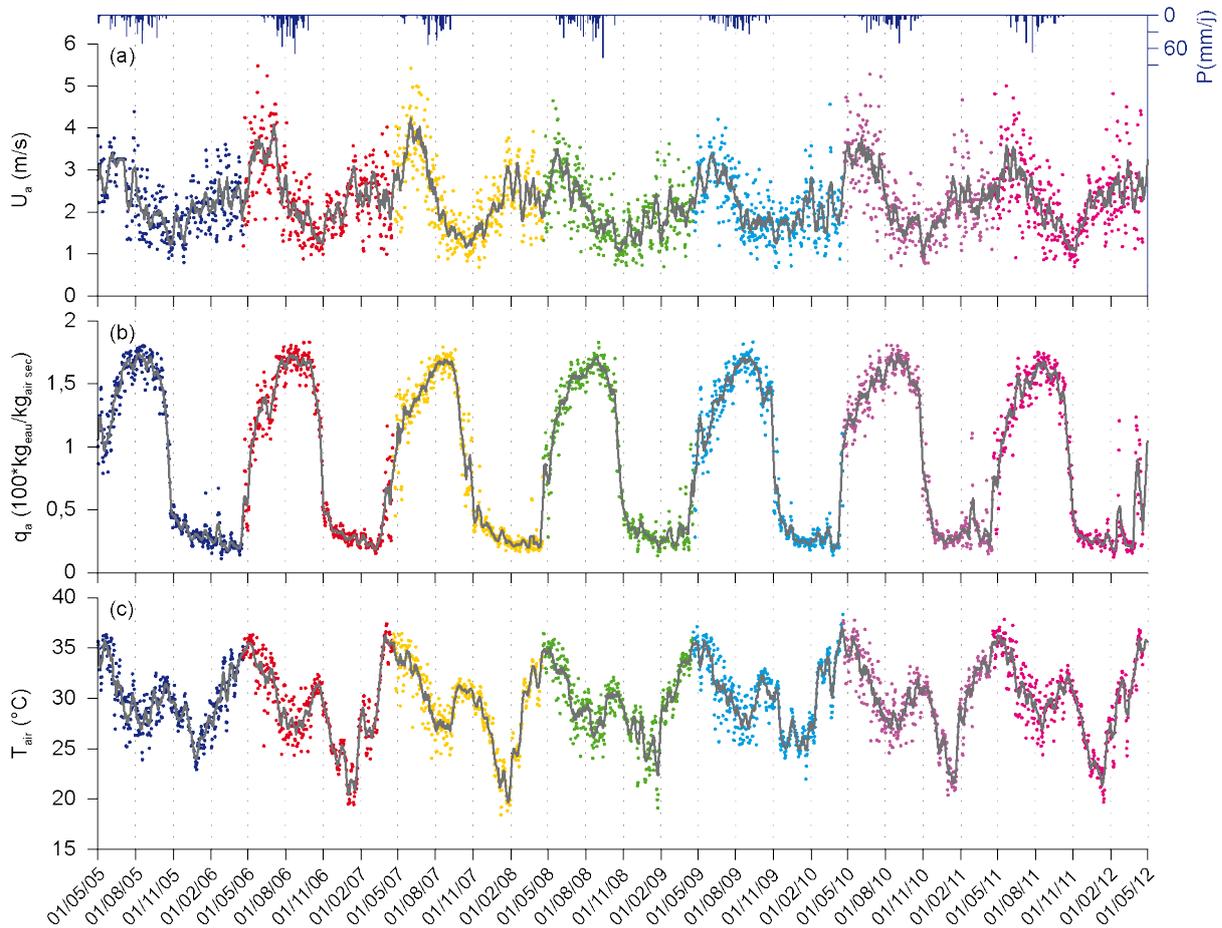


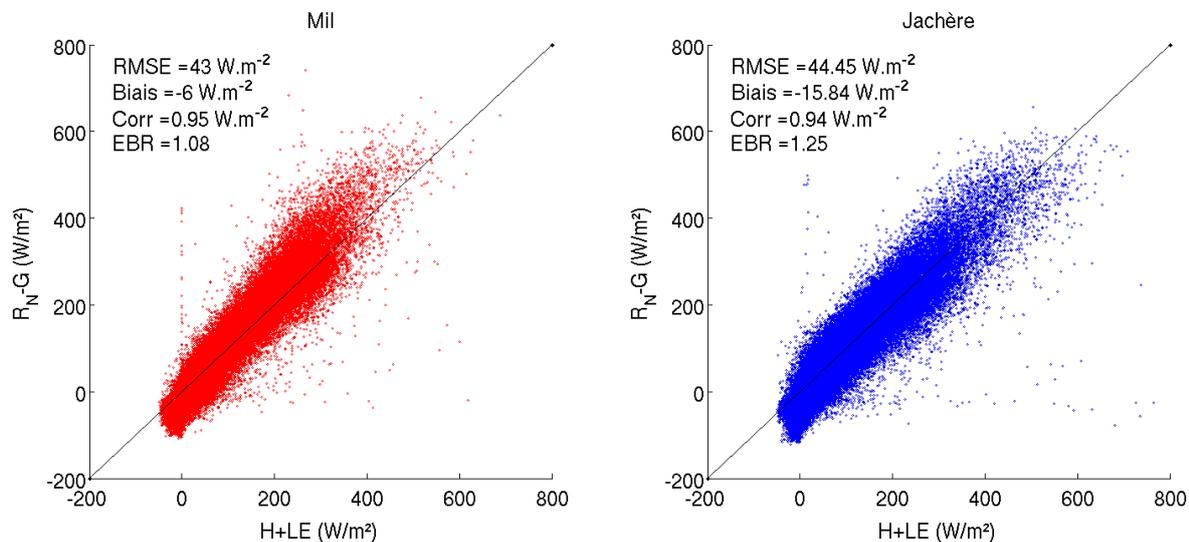
FIGURE 5.11 – Chroniques journalières (2005-2011) des variables aérodynamiques : (a) humidité spécifique de l'air (q_a), (b) température de l'air (T_{air}) et (c) vitesse du vent (U_a). Les points représentent les moyennes journalières et les traits gris la moyenne glissante sur 10 jours.

toutes les années 2005 à 2011). Les corrélations³ sont également très bonnes (0,93 à 0,96 sur les deux sites, pour toutes les années). Pour le rapport du bilan d'énergie³ (EBR pour Energy Balance ratio), les observations affichent une valeur moyenne de 1,25 (min-max : 1,17-1,42 pour toutes les années) sur la jachère et 1,1 sur le mil (1,03-1,26 pour toutes les années). Ces valeurs sont convenables, en comparaison avec celles obtenues pour 22 sites du réseau FLUXNET : 0,84 en moyenne (min-max : 0,34 à 1,69, Wilson *et al.*, 2002).

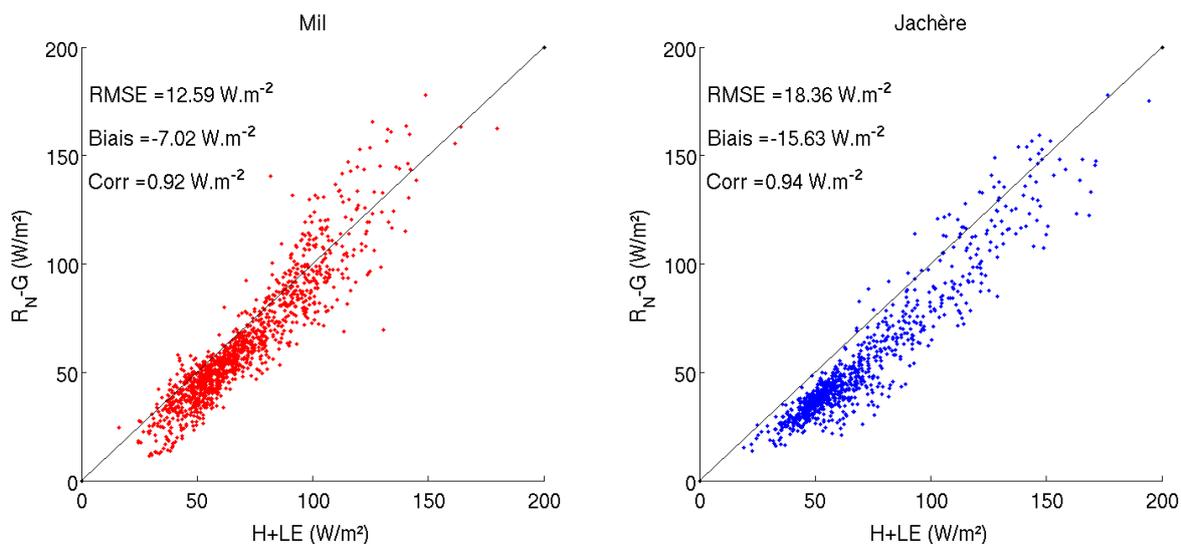
Au pas de temps journalier, la dispersion est plus faible ($\sim 13 \text{ W.m}^{-2}$ sur le mil et $\sim 18 \text{ W.m}^{-2}$ sur la jachère) et les autres estimateurs restent équivalents (cf. figure 5.12(b)).

La valeur d'EBR positive et le biais négatif pourraient venir du traitement des flux, et notamment de la méthode d'Eddy covariance (Wilson *et al.*, 2002), ou à un stockage d'énergie dans le sol pendant la journée (Ramier *et al.*, 2009), non considéré dans l'équation du bilan. D'une part, le flux de chaleur dans le sol (G) est mesuré à 5 cm sous la surface. Par conséquent sa dynamique est certainement atténuée, par rapport au flux de chaleur réel à la surface, ce qui peut induire des erreurs de fermeture dans le bilan. D'autre part, les mesures des différentes composantes du bilan d'énergie n'ont pas toute la même représentativité spatiale. En effet, la mesure des flux radiatifs intègre une surface d'environ 10^2 à 10^3 m^2 . La représentativité des mesures de flux turbulents peut être fortement variable en fonction du vent (environ 10^{-2} à 10 km^2). Enfin, la mesure de flux de chaleur dans le sol est très locale (< quelques m^2), fortement dépendante de son emplacement.

Par ailleurs, 53 à 60 % des valeurs de restes ($R_N - H - LE - G$) sont inférieures à 10 % du rayonnement net (R_N) au pas de temps semi-horaire et 41 à 31 % au pas de temps journalier, respectivement sur le mil et la jachère (cf. tableau 5.3). Ces résultats de fermeture sont donc corrects pour utiliser ces observations dans une modélisation (Schüttemeyer *et al.*, 2006).



(a) Pas de temps semi-horaire



(b) Pas de temps journalier

FIGURE 5.12 – Scatterogrammes de l'énergie disponible ($R_N - G$) en fonction de l'énergie utilisée par les flux turbulents ($H + LE$) sur les sites du mil (gauche) et de la jachère (droite) aux pas de temps semi-horaire (haut) puis journalier (en bas).

5.2 Bilan d'eau

Bien que relativement complet, ce jeu de données n'est pas suffisant pour analyser entièrement le bilan d'eau et sa variabilité interannuelle ($P = E_v + T + \Delta S + R + D = ET + \Delta S + R + D$, cf. chapitre 2; en rouge sont notées les données manquantes, en bleu celles qui peuvent être

TABLEAU 5.3 – Reste du bilan d'énergie ($R_N - H - LE - G$) : pourcentage de valeurs inférieures à 10 % de R_N .

Pas de temps	Mil	Jachère
Journalier	41%	31%
Journalier (diurne)	43%	31%
Semi-horaire	53%	60%
Semi-horaire (diurne)	38%	50%

estimées par interpolation linéaire ou « gap-filling » pour combler les lacunes et en vert les données complètes). Cependant, ce même jeu est suffisamment important pour forcer et évaluer un modèle SVAT à bases physiques, couplant les bilans d'eau et d'énergie. En vue d'une telle modélisation, il peut être intéressant de commencer par appréhender certains processus éco-hydrologiques à partir des observations. Vers cet objectif, la partie suivante présente une analyse préliminaire du cycle hydrologique et du fonctionnement éco-hydrologique des deux écosystèmes. Au delà, cette étude permet de vérifier la cohérence et la pertinence du jeu de données éco-hydrologiques disponibles pour son utilisation dans la modélisation, en complément de l'analyse faite pour la fermeture du bilan d'énergie par les observations.

6 Cycle hydrologique et végétation : analyse préliminaire

6.1 Cycle annuel et grands traits de fonctionnement

Durant cette période d'étude, la saison des pluies s'est étalée en moyenne sur 145 jours, du 14 mai au 5 octobre, avec un maximum le 17 août (tableau 5.4), pour un cumul de 465 mm/an. Cette année moyenne est proche de celle observée sur un plus grand domaine spatio-temporel (Balme *et al.*, 2005 ; Lebel & Ali, 2009). Bien que les deux parcelles reçoivent les mêmes précipitations et soient relativement homogènes, le stock d'eau du sol apparaît presque toujours plus important sous le mil que sous la jachère (figure 5.13.c). Pendant la saison sèche, les observations montrent un déstockage progressif de l'eau accumulée sous le mil durant la saison des pluies, tandis que le stock est quasi-nul sous la jachère. Les variations d'humidité à 250 cm sous le champ de mil (figure 5.14) témoignent d'un drainage sous la zone racinaire même pour les années sèches (ex. 2011), alors que le front d'infiltration ne dépasse généralement pas 200 cm de profondeur sous la jachère. Il n'y atteint la profondeur maximale de mesure qu'en 2006, avec toutefois une intensité nettement plus faible que sous la culture. Pour la majorité des épisodes pluvieux (85 %), la recharge hydrique du sol est plus importante sous la culture que sous la jachère (figure 5.15), ce qui explique en partie le stock plus important observé sous la première. Ceci traduit également un ruissellement plus fort sur la parcelle de jachère que sur celle de mil, lié selon toute vraisemblance à un encroûtement du sol plus important observé par ailleurs *in situ*.

Le LAI montre un démarrage de la végétation relativement proche pour les deux parcelles, autour de la mi-juillet en moyenne, lorsque la saison des pluies commence à être établie. Il atteint sa valeur maximale vers la mi-septembre, soit avec environ un mois de retard sur le maximum d'intensité des précipitations. Le feuillage perdure au-delà des dernières pluies, plus

longtemps sur la parcelle de mil (repousse d'arbustes), grâce à l'eau encore disponible dans le sol (figures 5.13.b et 5.13.c). Alors que le cycle annuel de l'évapotranspiration mesurée (figure 5.13.d) suit logiquement ceux de l'eau du sol et de la végétation, le cycle de l'évapotranspiration de référence (figure 5.13.e) est essentiellement opposé, avec des valeurs journalières environ deux fois plus fortes en saison sèche dues à l'air plus sec et à des vents plus forts. Très inférieure la majeure partie de l'année, l'évapotranspiration approche celle de référence en cours de saison des pluies, et peut même ponctuellement la dépasser lorsque l'eau du sol n'est plus limitante. En début de saison sèche, l'évapotranspiration se prolonge davantage sur la parcelle de mil que sur celle de jachère, en cohérence avec le LAI et l'eau du sol.

TABLEAU 5.4 – Quelques caractéristiques statistiques des précipitations et de l'indice foliaire (LAI) observés.

<u>Précipitations</u>	Moyenne	Écart-type	
- Cumul annuel (mm)	465	81	
- Premier événement	14-mai	17 jours	
- Dernier événement	5-oct.	18 jours	
- Durée de la saison (jours)	145	30	
- Nombre d'événements	27	6	
- Événement maximal :			
+ Quantité (mm)	59	18	
+ Date	17-août	23 jours	
+ Durée (heure)	6	2	

<u>Indice foliaire (LAI)</u>	Mil		Jachère	
	Moyenne	Écart-type	Moyenne	Écart-type
- Date de début	17-juil.	19	8-juil.	17
- Date de fin	8-avr.	24	9-déc.	24
- Durée du cycle (jours)	266	33	155	30
- LAI maximum :				
+ Valeur (m ² .m ⁻²)	0,4	0,1	0,6	0,3
+ Date	20-sept.	15 jours	15-sept.	11 jours

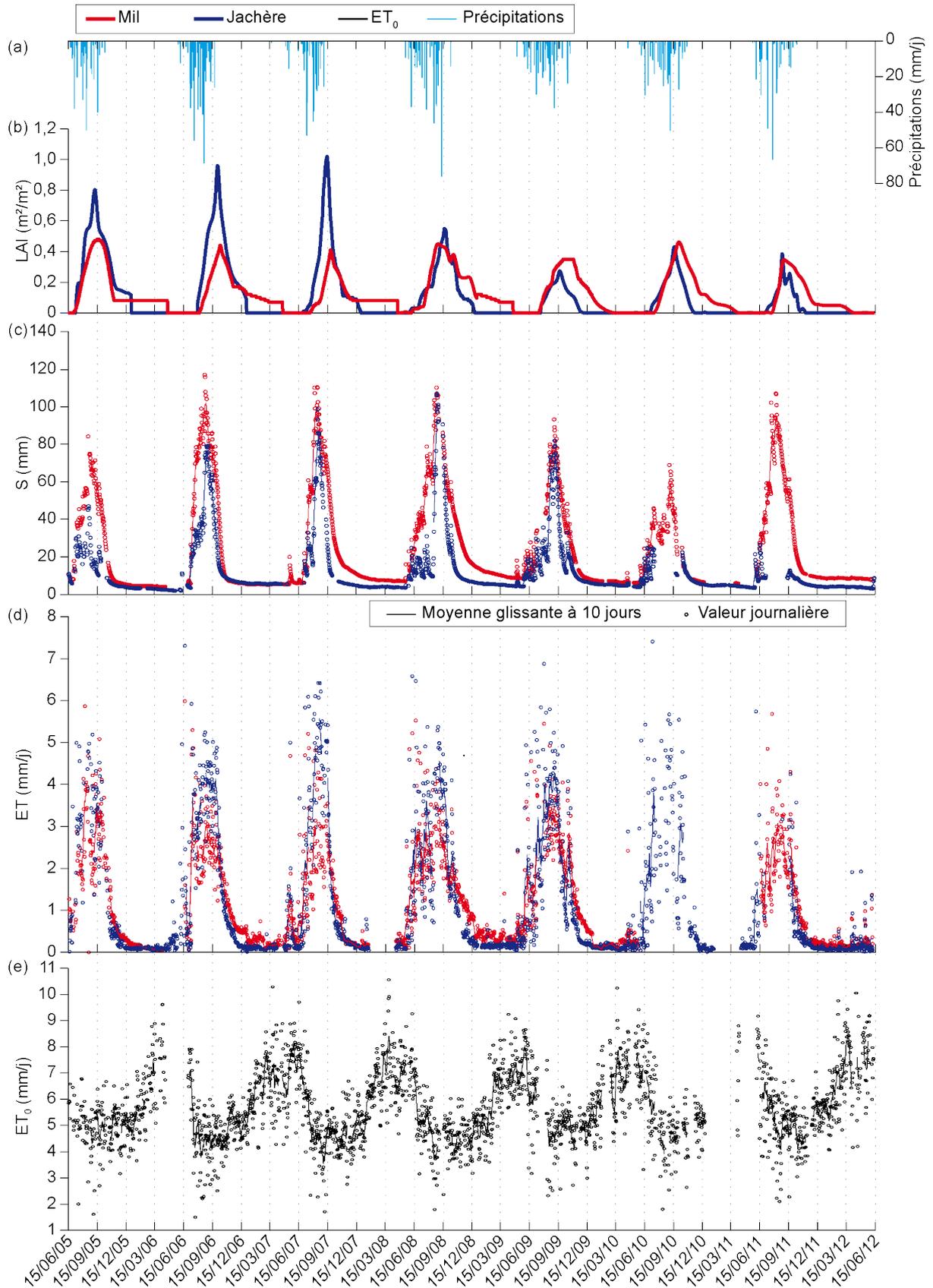


FIGURE 5.13 – Chroniques 2005-2011 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) du stock d'eau (S) dans la zone racinaire principale (0-150 cm), (d) de l'évapotranspiration journalière mesurée (ET) et (e) de référence (ET_0), au pas journalier (points) ou décadaire (lignes).

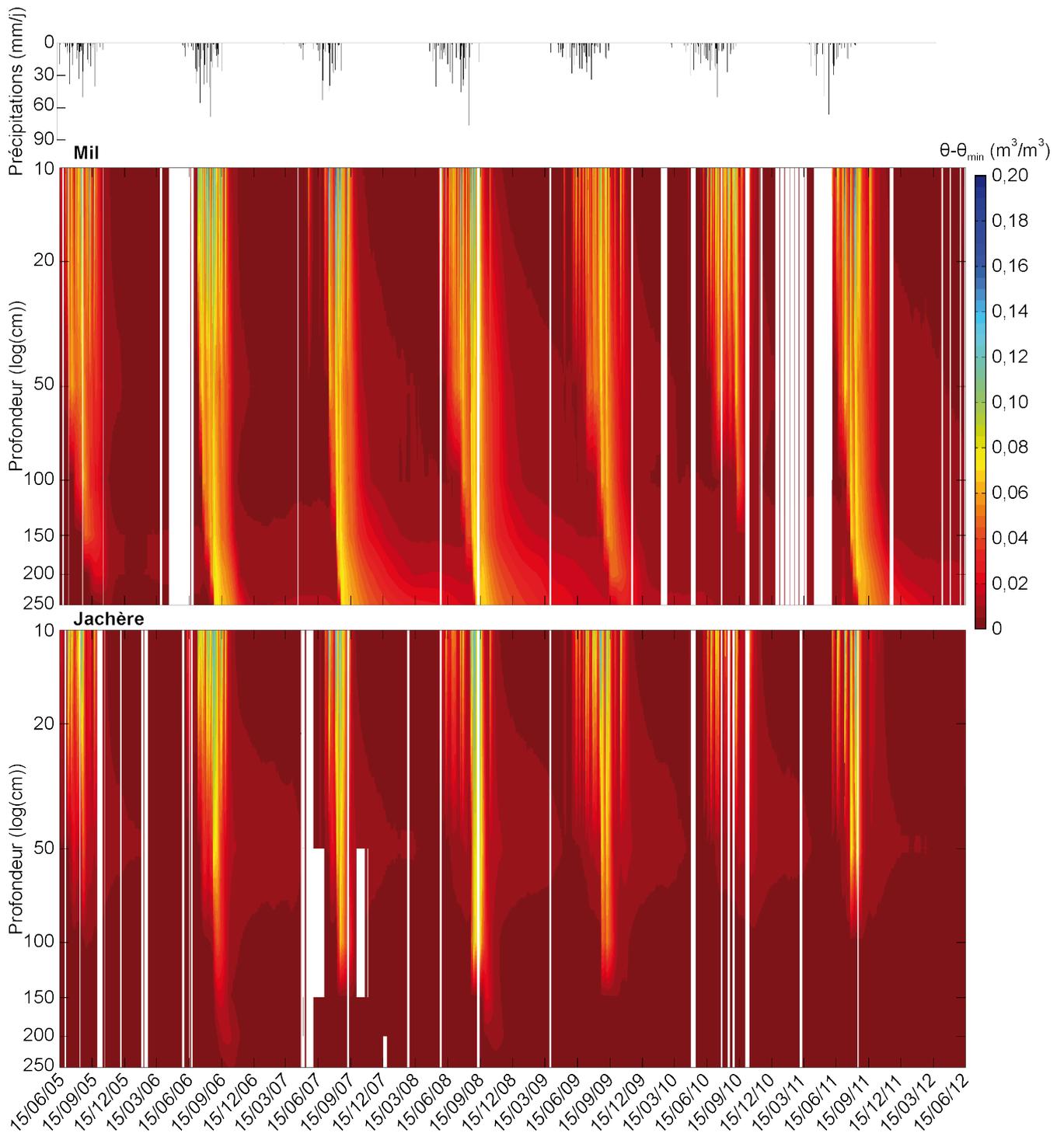


FIGURE 5.14 – Évolution spatio-temporelle 2005-2011 (temps en abscisse, profondeur en ordonnée logarithmique) de l’humidité volumique « utile » ($\theta - \theta_{min}$) du sol sous les parcelles de mil (haut) et de jachère (bas). Cette cartographie est obtenue par interpolation linéaire entre profondeurs de mesure (10, 50, 100, 150, 200, 250 cm) après soustraction de l’humidité résiduelle (θ_{min}).

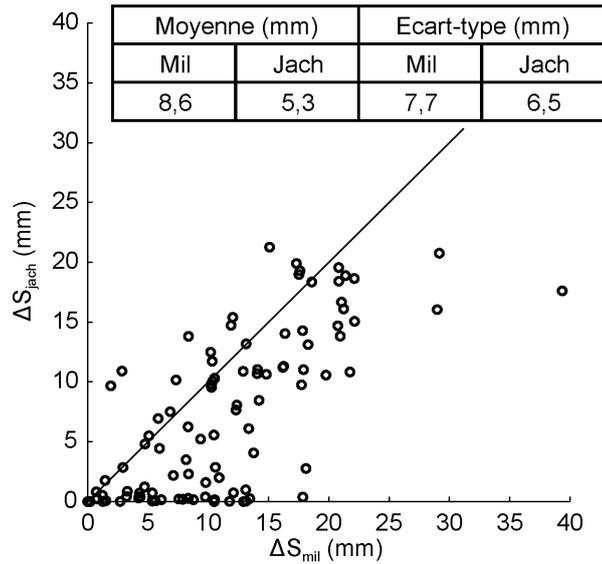


FIGURE 5.15 – Comparaison de la recharge hydrique du sol par épisode pluvieux (2005-2011), pour les parcelles de mil (abscisse) et de jachère (ordonnée); la recharge est estimée par la variation de stock (ΔS) durant l'événement.

6.2 Focus sur les principales phases saisonnières

En tout début de saison des pluies, avant le démarrage de la végétation, l'évapotranspiration correspond à l'évaporation directe de l'eau contenue dans le sol ou à sa surface. Les observations montrent qu'une très grande fraction de l'eau précipitée retourne ainsi vers l'atmosphère par ce processus avec des intensités pouvant déjà être très élevées (≥ 4 -5 mm/j) mais décroissant rapidement pendant les jours suivant l'épisode pluvieux (année 2009 par exemple, figure 5.16). La parcelle de mil évapore généralement moins que celle de jachère, notamment juste après la pluie quand l'évaporation est maximale (figure 5.17).

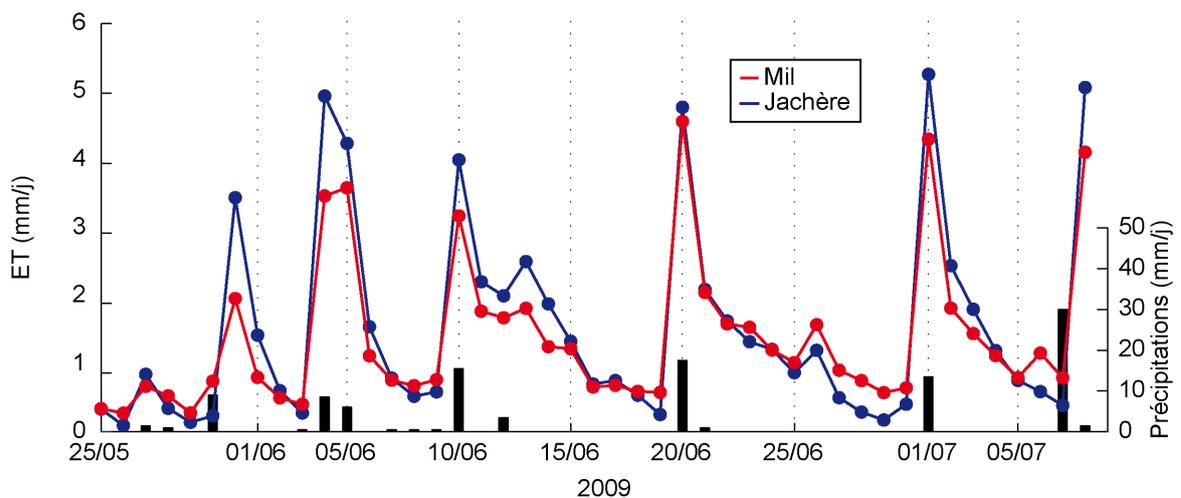


FIGURE 5.16 – Réponse aux premiers épisodes pluvieux (année 2009) de l'évapotranspiration (ET) sur les deux parcelles.

Au démarrage de la végétation (mi-juillet à mi-août), les LAI étant très faibles ($\leq 0,2$ $m^2 \cdot m^{-2}$) sur les deux parcelles, l'évaporation du sol reste le processus prépondérant de l'éva-

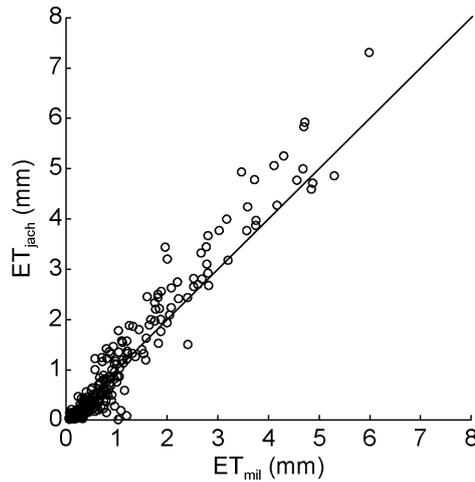


FIGURE 5.17 – Comparaison de l'évapotranspiration (ET) entre les parcelles de mil (abscisse) et de jachère (ordonnée), durant la phase des premiers épisodes pluvieux avant démarrage de la végétation (2005-2011). ET correspond alors à l'évaporation directe du sol et de sa surface.

potranspiration qui se comporte alors de manière très semblable à la phase précédente (année 2008 par exemple, figure 5.18). Durant cette phase, le stock d'eau dans le sol est presque toujours plus faible sous la jachère, en accord avec une infiltration généralement plus réduite. Ce stock plus faible induit une plus forte sensibilité de ce couvert à la disponibilité en eau du sol, avec une fraction évaporative - part de l'évapotranspiration dans l'ensemble des flux turbulents d'énergie - plus sensible aux périodes de stress hydrique. Par exemple, sur la période du 24/07/08 au 14/08/08, l'épuisement progressif du stock d'eau dans le sol se traduit par un déclin de l'évapotranspiration et de la fraction évaporative et par une stagnation du LAI, contrairement à la parcelle de mil.

Au cœur de la mousson (mi-août à début octobre), les pluies plus fréquentes et le sol plus humide permettent à la végétation de se développer pleinement (figure 5.18). L'évapotranspiration y est très forte et résulte alors des processus combinés d'évaporation du sol et de transpiration. L'évapotranspiration reste toujours supérieure sur la parcelle de jachère, et contrairement au champ cultivé, elle peut y dépasser l'évapotranspiration de référence, en utilisant la quasi-totalité de l'énergie disponible. En effet, la fraction évaporative peut approcher 100 %, alors que pour la culture, elle ne dépasse que rarement 80 %.

Après les dernières pluies, l'évapotranspiration ne provient plus que de la transpiration des plantes. Les résultats montrent un fort contraste entre les deux écosystèmes (année 2007 par exemple, figure 5.19). En effet, au début de la saison sèche, l'évapotranspiration diminue lentement sur la parcelle cultivée, devenant de ce fait supérieure à celle de la jachère. La dynamique de l'humidité du sol dans la parcelle de mil montre un déstockage progressif de l'eau accumulée pendant la saison des pluies, induit par cette transpiration. Sous la jachère en revanche, le stock d'eau ne varie presque plus, étant quasiment épuisé. Les évolutions respectives de l'humidité, de l'évapotranspiration et du LAI apparaissent ainsi tout à fait cohérentes : l'eau accumulée sous le mil pendant la saison des pluies permet la repousse d'arbustes pendant la saison sèche et le maintien d'une transpiration, tandis que le couvert végétal disparaît sur la jachère, faute d'eau suffisante (figure 5.13). Pendant cette phase de sénescence, le processus d'évapotranspiration est donc essentiellement contrôlé par la disponibilité de l'eau dans le sol.

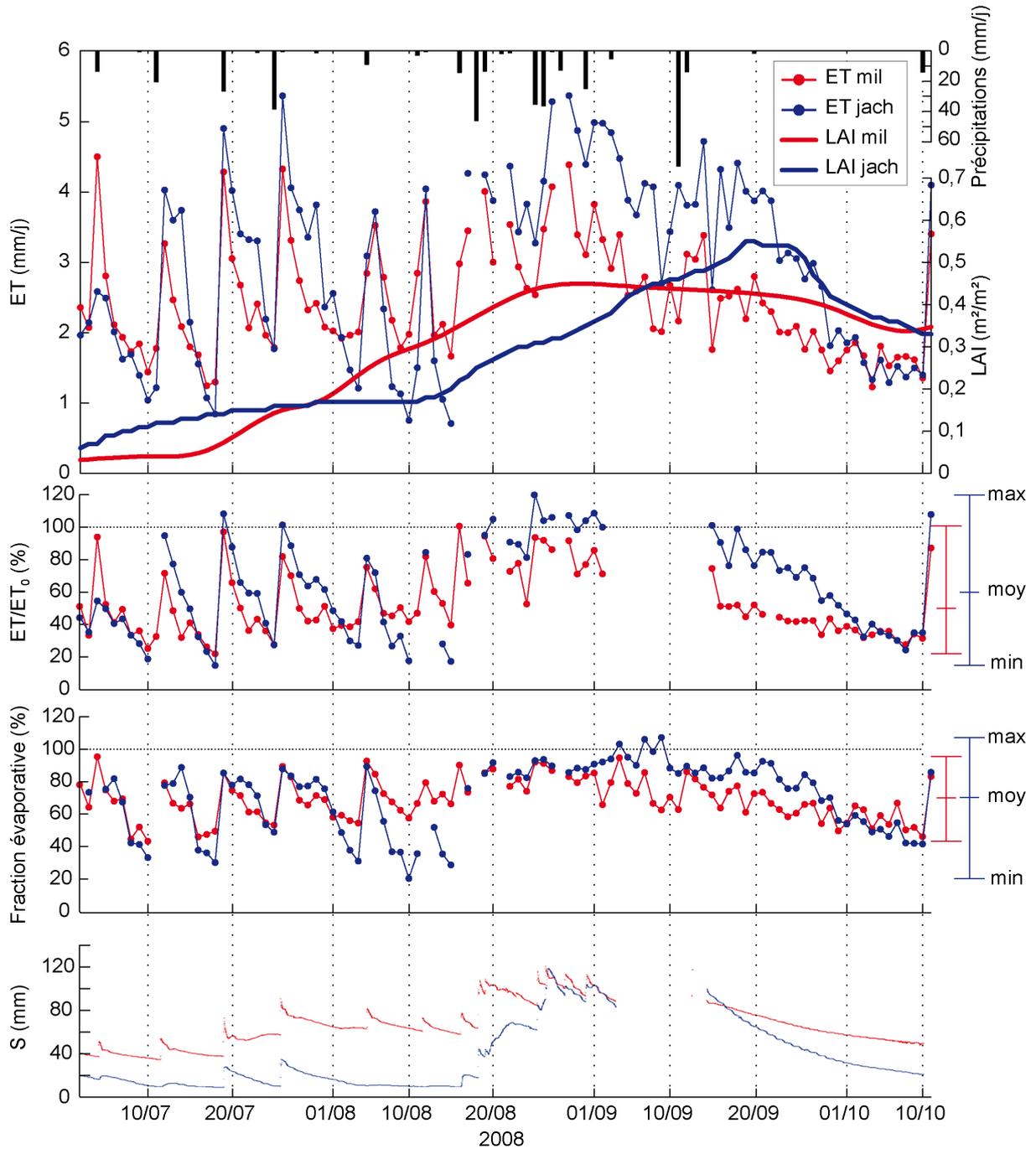


FIGURE 5.18 – Évapotranspirations mesurée (ET) et de référence (ET_0), fraction évaporative, indice foliaire (LAI) et stock d'eau (S) sur les deux parcelles pendant le cycle de la végétation (année 2008).

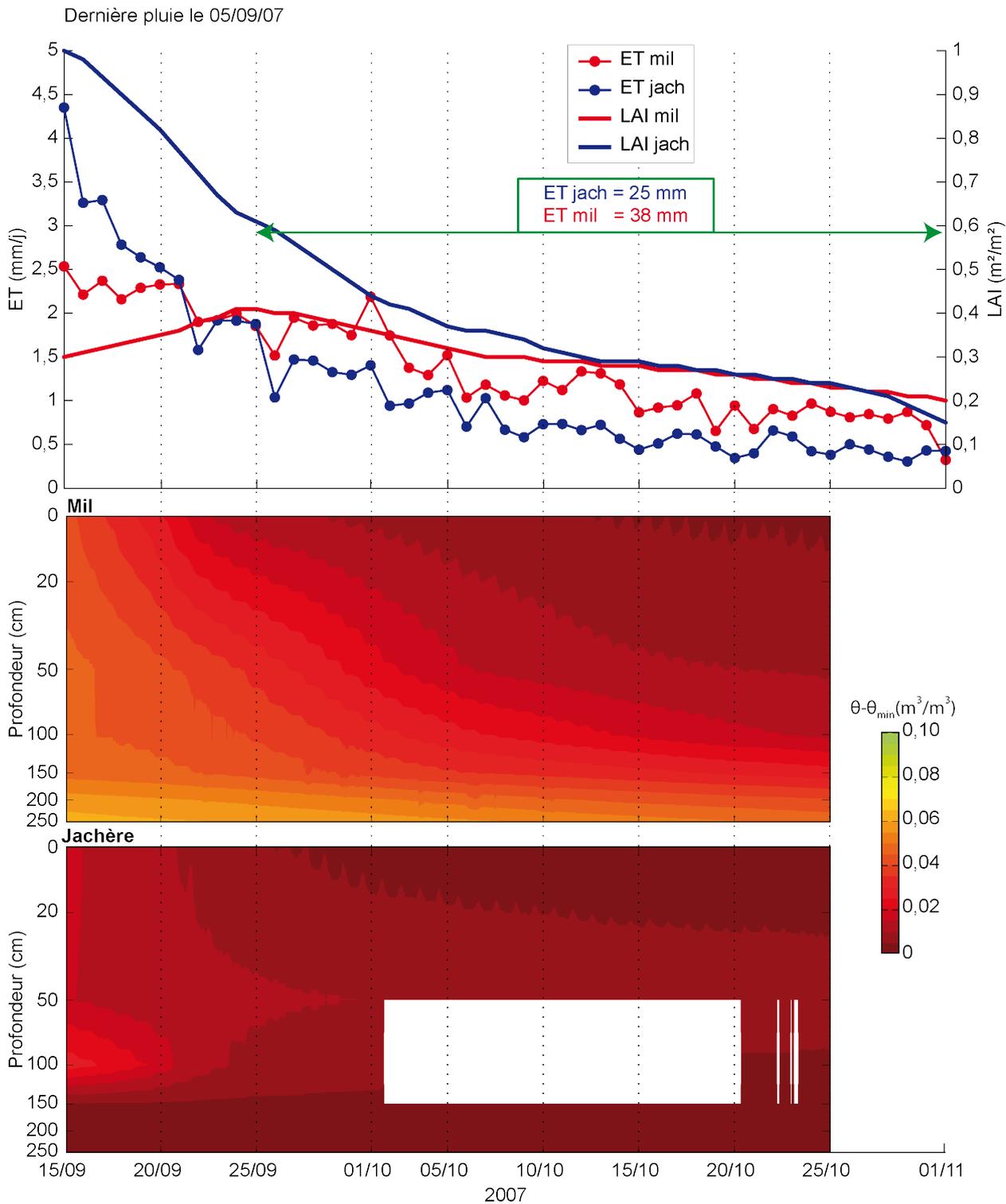


FIGURE 5.19 – Dynamiques de l'évapotranspiration (ET), de l'indice foliaire (LAI) et de l'humidité du sol « utile » ($\theta - \theta_{min}$) sur les deux parcelles pendant le début de la saison sèche (année 2007).

6.3 Variabilité interannuelle

La variabilité interannuelle observée sur les deux parcelles est d'abord induite par les précipitations ; les autres forçages météorologiques montrant moins de variabilité comme en témoigne l'évapotranspiration de référence (figure 5.13.e). Ceci a évidemment des répercussions sur le développement de la végétation, notamment pour la jachère dont le LAI montre des variations interannuelles en relation avec la distribution des pluies (figure 5.13.b). En revanche, concernant le mil, les différences interannuelles se traduisent davantage sur la phénologie, caractérisée ici par les dates clés du cycle du LAI (tableau 5.4), que sur la forme de ce cycle. L'humidité du sol généralement plus élevée sous le mil, pour une évapotranspiration plus faible, contribue vraisemblablement à atténuer la sensibilité de la culture à la variabilité des précipitations par rapport à la jachère. D'autres facteurs peuvent affecter particulièrement la jachère tels que le pâturage qui altère le développement des herbacées (Hiernaux *et al.*, 2009) et qui pourrait avoir contribué à la chute du LAI enregistrée depuis 2008.

Par rapport aux autres variables hydrologiques, l'amplitude du cycle annuel d'évapotranspiration montre relativement moins de variabilité interannuelle, sur les deux sites. Sur la jachère, la diminution attendue de la transpiration liée à celle de l'indice foliaire pour les dernières années d'étude, pourrait donc être au moins partiellement compensée par une augmentation de l'évaporation. Le fait que les valeurs hautes d'évapotranspiration soient relativement peu sensibles à la variabilité interannuelle des stocks d'eau pourrait également suggérer qu'elles sont contraintes par d'autres facteurs que l'eau disponible, en particulier l'énergie disponible (comme entrevu plus haut à travers la fraction évaporative). L'évapotranspiration diffère par contre plus nettement d'une année sur l'autre en début et fin de saison, en relation avec le stock d'eau et les précipitations. À l'inverse de l'évapotranspiration, la très forte variabilité interannuelle de l'humidité dans les couches inférieures du profil de sol de la parcelle de mil (figure 5.14) suggère un flux de drainage sous la zone racinaire très différent d'une année à l'autre. Enfin, au-delà du report d'un certain stock d'eau de la saison des pluies à la saison sèche dans la parcelle de mil, les occasionnels reports interannuels apparaissent d'ampleur limitée dans la zone racinaire principale (cf. 2007-2009 et 2011-2012, figure 5.13.c), mais plus significatifs en-dessous (figure 5.14). Ils sont négligeables sous la jachère.

7 Discussions et conclusions

De manière générale, les chroniques acquises sur ces parcelles se révèlent cohérentes et complémentaires, malgré des représentativités spatio-temporelles différentes, intrinsèques aux méthodes et instruments de mesure. Comme cela est illustré ici, l'analyse croisée des variables hydrologiques mesurées et du développement de la végétation permet de dégager certains grands traits du fonctionnement éco-hydrologique des deux principaux écosystèmes du Sahel agropastoral actuel, dans un contexte de variabilité climatique et d'évolution du couvert en lien avec les activités humaines. Les précipitations enregistrées présentent une variabilité interannuelle forte, caractéristique de la région, qui affecte grandement ces fonctionnements et souligne donc la nécessité d'une profondeur temporelle suffisante pour ce type d'étude. Le jeu de données disponible, assez complet et continu, fournit une documentation détaillée des variables, à différentes échelles temporelles, apportant des éléments de réponse robustes sur les dynamiques et leurs différences entre ces deux écosystèmes.

S'agissant de l'évapotranspiration en particulier, la plupart des observations réalisées jusqu'alors dans ce contexte géographique l'ont été sur des périodes de quelques jours à quelques semaines, généralement au cours de la mousson. Notre suivi long confirme que l'évapotrans-

piration est généralement plus importante sur la jachère que sur le mil durant cette période, mais suggère qu'une différence de transpiration pourrait ne pas en être l'unique cause. Cette tendance générale peut d'ailleurs ponctuellement s'inverser en situation de stress hydrique. Qui plus est, la transpiration devient plus importante sur la parcelle de mil que sur la jachère en début de saison sèche, grâce à une réserve en eau du sol encore significative et au développement foliaire des arbustes conservés dans le champ. En raison notamment de l'importance entrevue de l'évaporation directe ou du bilan d'énergie dans l'évapotranspiration totale, cette étude suggère également que l'écophysologie de la plante et le stock d'eau de la zone racinaire ne sont sans doute pas, avec le forçage météorologique, les seuls facteurs clés du contrôle de l'évapotranspiration : le comportement physique du sol superficiel, du couvert et de la couche limite atmosphérique devrait également jouer un rôle essentiel dans le contrôle du flux de vapeur d'eau.

Le comportement éco-hydrologique de la parcelle de mil reste relativement stable entre années et en cours d'année, tandis que celui de la jachère présente une sensibilité nettement plus forte à la variabilité des précipitations. Ceci est à rapprocher du stock d'eau généralement plus faible dans la parcelle de jachère et de son épuisement plus rapide, sous l'effet combiné semble-t-il d'une moindre infiltration et de plus d'évapotranspiration. Le poids relatif de ces deux facteurs reste cependant à quantifier.

Tous ces résultats soulignent l'intérêt de disposer de mesures d'évapotranspiration, en association avec la pluie et les évolutions de la végétation et de l'humidité du sol. L'utilisation de la méthode des covariances turbulentes est encore peu répandue en Afrique de l'Ouest, du fait des difficultés de mise en œuvre et d'exploitation. La comparaison à l'évapotranspiration de référence peut permettre d'améliorer les représentations utilisant ce concept pour les couverts étudiés. Compte-tenu de l'ampleur de la variabilité hydrométéorologique et écologique inter-annuelle, et de ses propriétés (effets de persistance, mis en évidence par exemple dans la série phénologique analysée), ainsi que de la non-stationnarité climatique qui semble caractériser cette région, il serait extrêmement utile de pouvoir maintenir un tel dispositif sur la durée. Il est également intéressant de pouvoir analyser les effets de la rotation des couverts pratiquée dans le système d'exploitation traditionnel, laquelle a été effectuée entre les deux parcelles en 2013. Ceci devrait permettre par exemple de mieux isoler dans le comportement des systèmes ce qui est lié d'une part au type de couvert et d'autre part aux caractéristiques propres de la parcelle (ex. : sol).

L'analyse directe de cet important jeu de données ne permet pas à elle seule d'en tirer toute l'information potentielle et pertinente. La modélisation détaillée qu'il est possible de construire à partir de ces données, en leur adjoignant la physique des processus en jeu, peut permettre d'inférer des estimations complètes de variables non directement observées (ex. : ruissellement, drainage sous le profil, partitionnement de l'évapotranspiration en évaporation directe et transpiration) ou incomplètes (données manquantes dans le temps ou l'espace). Des bilans complets peuvent alors être dressés, et les interprétations suggérées en termes de processus être analysées plus finement et vérifiées. C'est ce travail qui va être présenté dans les chapitres suivants et qui, au-delà, vise par la suite à apprécier les effets possibles d'évolutions dans les modes d'exploitation des terres (agroforesterie, pastoralisme,...) ou les conditions climatiques.

8 Synthèse

Nous disposons d'un jeu de données acquises en continu depuis 2005, comportant sept années hydrologiques complètes, sur une parcelle de mil et une jachère arbustive. Il comporte (au pas de temps semi-horaire) :

- des forçages météorologiques (précipitations, pression atmosphérique, humidité relative et température de l'air, rayonnements de courtes et de grandes longueurs d'onde incidents, vitesse et direction du vent),
- certaines variables hydrologiques (profil d'humidités dans le sol à 6 profondeurs entre 10 cm et 250 cm),
- toutes les composantes du bilan d'énergie (flux turbulents, flux de chaleur dans le sol, rayonnements de courtes et grandes longueurs d'onde incidents et ascendants) et températures dans le sol entre 10 cm et 250 cm,
- des indicateurs du développement de la végétation (indice foliaire, hauteur de végétation) au pas journalier.

Le forçage météorologique sur la période d'étude apparaît bien représentatif du climat de la région. En particulier, les caractéristiques saisonnières et annuelles des précipitations échantillonnées sur les deux sites sont similaires à celles mesurées pour des périodes antérieures dans la région (Balme *et al.*, 2006 ; Lebel & Ali, 2009). À partir de ces observations pluriannuelles, plusieurs variables caractérisant les cycles hydrologique et de végétation (pluie, eau du sol, évapotranspiration, phénologie) ont été analysées à diverses échelles de temps (interannuelle, saisonnière, infra-saisonnière). Cette étude a permis de dégager les grandes lignes des dynamiques éco-hydrologiques de ces deux écosystèmes, dans un contexte de variabilité climatique et d'évolution du couvert en lien avec une pression anthropique croissante. Il apparaît notamment que l'évapotranspiration est généralement plus importante sur la parcelle en jachère que sur le champ de mil pendant la mousson, alors que l'infiltration d'eau dans le sol et le stock d'eau dans la zone racinaire semblent plus réduits, confirmant les travaux antérieurs menés dans la région. Cependant, les observations suggèrent que la différence de transpiration entre les deux sites pourrait ne pas en être l'unique explication, l'évaporation semblant jouer une part importante dans l'évapotranspiration. De plus, la transpiration du mil devient plus importante que celle de la jachère en début de saison sèche, grâce à un stock hydrique suffisant et au développement foliaire des arbustes dans le champ à cette période. Les contributions de l'évaporation et de la transpiration à l'évapotranspiration restent néanmoins à quantifier, principalement au cœur de la mousson.

Au-delà de la documentation de ces dynamiques, ce jeu de données doit aussi permettre de progresser dans la connaissance des processus régissant le fonctionnement respectif de ces écosystèmes. Pour cela, il est nécessaire d'envisager une modélisation détaillée des processus physiques. La richesse du jeu de données et la cohérence entre les variables offre la possibilité de construire ce type de modélisation. Elle permettrait par exemple d'établir des bilans d'eau et d'énergie complets en estimant des variables non mesurées (p. ex. drainage, ruissellement, partitionnement de l'évapotranspiration entre évaporation et transpiration) ou en comblant les lacunes identifiées dans les séries de données.

Chapitre 6

Choix et description du modèle SiSPAT-RS

Ce chapitre décrit le fonctionnement du modèle SVAT SiSPAT (Braud et al., 1995b) choisi comme outil d'aide à l'analyse des processus. Une étude bibliographique des utilisations antérieures de ce modèle dans des régions semi-arides synthétise les intérêts et limites de ce modèle. Les équations subsidiaires sont décrites dans l'annexe B.

1 Description du schéma de surface du modèle

SiSPAT est un modèle SVAT vertical-1D mécaniste. Il permet de simuler les échanges d'énergie et d'eau dans le sol à l'interface SVA à une échelle homogène. Les transferts horizontaux de chaleur et d'eau ne sont pas considérés. De plus, SiSPAT est un modèle à deux couches : il distingue le fonctionnement de la végétation de celui du sol nu sous-jacent, en leur attribuant à chacun leur propre bilan d'énergie. Les deux couches sont juxtaposées l'une en-dessous de l'autre. Ainsi, l'eau et les rayonnements solaire et atmosphérique incidents sont en partie interceptés par la couche supérieure de végétation, avant d'atteindre éventuellement le sol sous-jacent. Ce principe de fonctionnement est tout a fait courant et typique des modèles SVAT à deux couches, présentés au chapitre 2.

Ce modèle est divisé en trois modules principaux qui interagissent :

- le module « Sol » décrivant les transferts de chaleur et de masse sur le profil de sol discrétisé,
- le module interface « Sol-Plante-Atmosphère » décrivant l'ensemble des processus physiques et biologiques agissant à ces interfaces,
- le module « Sol-Plante » caractérisant l'évolution temporelle du système racinaire et calculant l'extraction hydrique totale associée.

1.1 Module Sol

SiSPAT résout les équations couplées non-linéaires des échanges d'énergie et de masse dans le sol empruntées au formalisme de Milly (1982), ce qui permet d'obtenir l'évolution temporelle du potentiel matriciel (h) et de la température (T). Les échanges de masse sous forme vapeur sont également décrits. Les équations de bases sont résumées par le système d'équations 6.1 (cf. section 3, chapitre 2). Le modèle a la capacité de traiter des sols verticalement hétérogènes discrétisés en plusieurs horizons de propriétés thermiques et hydrodynamiques différentes, avec continuité de la température et du potentiel matriciel au niveau des interfaces. En revanche, la teneur en eau n'est pas continue (Vauclin *et al.*, 1979). Le choix du maillage du sol (nombre de nœuds, distances entre les nœuds, nombre et profondeur des horizons) est laissé libre à l'utilisateur (figure 6.1), suivant l'hétérogénéité des sols modélisés et les objectifs poursuivis. Toutefois, un resserrement des mailles à l'approche des interfaces est préconisé pour la bonne simulation des échanges (Braud *et al.*, 1995b).

$$\begin{cases} C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] & (a) \\ C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right] - E(z, T) & (b) \end{cases} \quad (6.1)$$

Les expressions analytiques des diffusivités D et des capacités C , dépendant du potentiel matriciel h et de la température T , sont décrites par Braud *et al.* (1995b). Les diffusivités et capacités font intervenir la conductivité hydraulique $K(\theta)$ et la conductivité thermique apparente $\lambda_o(\theta)$ (cf. chapitre 2). Elles sont évaluées en chaque noeud et interpolées entre noeuds par moyenne arithmétique ou géométrique (Vauclin *et al.*, 1979).

La résolution des équations couplées (Éq. 6.1), caractérisant les transferts d'eau et d'énergie

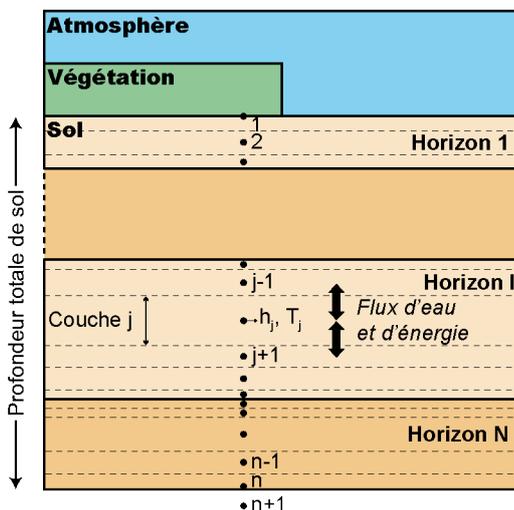


FIGURE 6.1 – Représentation de la colonne de sol dans SiSPAT (adaptée de Braud, 2000).

dans le sol en milieu non saturé, est réalisée de manière numérique par des méthodes de différences finies à n nœuds définis par le maillage. Elle nécessite la prescription d'un jeu de conditions initiales (profils de température T et d'humidité θ ou de potentiel matriciel h) et de conditions aux limites inférieure et supérieure de la colonne de sol. Plusieurs options sont possibles pour définir les conditions limites. Elles peuvent être de type Dirichlet (prescription de la température et/ou du potentiel matriciel) ou de type Neumann (prescription des flux de chaleur et/ou de masse). Il existe deux types de conditions de Neumann pour la condition à la limite inférieure de l'équation de masse, un flux constant (nul par exemple) ou gravitaire (l'eau sort du système sous l'effet de la gravité seule). Dans les deux cas, la température est imposée au dernier nœud. En ce qui concerne la condition à la limite supérieure, il est préconisé d'utiliser les conditions de type Neumann car les flux sont directement issus de la résolution du module « Sol-Plante-Atmosphère ». Cependant, si le sol se sature en eau, la condition supérieure est automatiquement transformée en une valeur de potentiel nulle (condition de Dirichlet) et utilise les valeurs de température du sol.

1.1.1 Courbes de rétention et de conductivité hydraulique

La résolution des équations de Richards (Éq. 6.1(b)), nécessite de définir deux fonctionnelles, une pour la rétention en eau dans le sol liant la teneur en eau du sol (θ) au potentiel matriciel (h) et une autre pour la conductivité hydraulique $K(\theta)$. Il existe différents modèles numériques permettant de décrire ces relations. Le modèle SiSPAT en propose plusieurs types décrits dans le manuel de l'utilisateur (Braud, 2000). Toutefois, Fuentes *et al.* (1992) ont montré que l'application des modèles de van Genuchten (1980), sous l'hypothèse de Burdine (1953), pour la courbe de rétention d'eau et de Brooks & Corey (1964) pour la courbe de conductivité hydraulique est celle qui respecte le mieux les contraintes mathématiques imposées par la statique et la dynamique des écoulements. Cette combinaison satisfait les conditions d'infiltration pour tous les types de sols. Dans le cadre de notre étude, nous utiliserons donc la combinaison de ces deux modèles, dont les expressions présentées au chapitre 2 sont rappelées ci-dessous.

Le modèle de van Genuchten lie la teneur en eau (θ) avec le potentiel matriciel (h) :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (6.2)$$

avec n et m reliés de la façon suivante :

$$\text{avec } n_B = \frac{2}{1 - m_B} \quad (\text{Burdine, 1953}) \quad (6.3)$$

$$\text{ou } n_M = \frac{1}{1 - m_M} \quad (\text{Mualem, 1976}) \quad (6.4)$$

$$\text{et } n_B = n_M + 1 \quad (\text{Zammit, 1999}) \quad (6.5)$$

Par la suite nous utiliserons les symboles n et m avec la condition de [Burdine](#).

La capacité capillaire $C_h = \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} \right)_T$ peut alors être facilement calculée par dérivation partielle de la formule de [van Genuchten](#) (cf. Éq. [B.1](#) de l'annexe [B](#)).

[Brooks & Corey](#) proposent le modèle suivant pour relier la teneur en eau à la conductivité hydraulique :

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} \right)^\beta \quad (6.6)$$

L'équation de capillarité permet de déduire le paramètre de forme β à partir des paramètres de forme m , n , ainsi que deux paramètres b_1 et a_1 et d'un paramètre de tortuosité τ dépendant du modèle de capillarité choisi (cf. Éq. [6.7](#)). Par exemple, [Burdine \(1953\)](#) choisit une valeur de $\tau = 2$, $a_1 = 2$ et $b_1 = 1$.

$$\beta = \frac{a_1}{mn} + b_1 + \tau \quad (6.7)$$

Les propriétés hydrodynamiques du sol, décrivant les deux fonctionnelles, sont des paramètres sensibles du modèle car ils assurent les relations entre le bilan d'eau et le bilan d'énergie. Un jeu de six paramètres (θ_{sat} , θ_r , h_g , n , β et K_{sat}) est alors prescrit pour chaque horizon de sol. Pour cinq horizons de sol, cela fait 30 paramètres à renseigner. Il est également possible de prendre en compte le phénomène d'hystérèse pour la courbe de rétention en prescrivant une courbe pour la sorption et une courbe pour la désorption. Cependant cela ajoute un nombre important de paramètres souvent difficilement quantifiables.

1.1.2 Propriétés thermiques

Les propriétés thermiques sont définies par la capacité et la conductivité thermiques.

a) Capacité thermique

La capacité thermique C_T ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) est la somme des contributions de la matière organique, de la matière minérale et du sol sec (cf. Éq. [B.2](#) de l'annexe [B](#)).

b) Conductivité thermique apparente

SiSPAT propose quatre modèles de la conductivité thermique apparente $\lambda_o(\theta)$ ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) :

- Le modèle de [de Vries \(1963\)](#) est une combinaison des contributions des constituants du sol (quartz et autres minéraux, matière organique, air sec et teneur en eau).
- Le second modèle considère une conductivité thermique apparente constante.
- Le modèle de [Laurent & Guerre-Chaley \(1995\)](#) est empirique. Les coefficients sont déterminés à partir de mesures de conductivité en fonction de la teneur en eau dans le sol. Ce modèle peut être utilisé seulement si les paramètres empiriques peuvent être définis.
- Le modèle de [van De Griend & O'Neill \(1986\)](#) fait intervenir les capacités thermiques du sol sec et de l'eau et la classe texturale du sol. Ce dernier modèle est adapté aux situations dans lesquelles la texture du sol n'est pas connue.

Nous avons choisi d'utiliser le modèle de [de Vries](#) qui décrit physiquement le processus de conduction thermique, en considérant la composition du sol, sa teneur en matières minérales (fortement conducteur) et organiques, sa teneur en eau et en air (faiblement conducteur).

Si besoin, la conductivité thermique apparente peut être multipliée par un facteur P_{therm} à déterminer. Ainsi, $\lambda_o(\theta) = \lambda_o(\theta) * P_{therm}$. Ce paramètre a été intégré dans le modèle pour offrir un degré supplémentaire de contrôle des échanges thermiques dans le sol ([Demarty et al., 2004, 2005](#)).

1.2 Module Sol-Plante-Atmosphère

Ce module décrit numériquement l'ensemble des processus biophysiques qui agissent à l'interface SVA. Il calcule l'évolution des flux de surface, des températures du sol et de la plante, principales variables pronostiques impliquées dans le bilan d'énergie. Le fonctionnement du module Sol-Plante-Atmosphère permet la résolution de l'équilibre des systèmes « sol nu » et « couvert végétal » pris séparément. L'organisation en deux couches superposées représentant chacune une source (une source représentant le couvert et l'autre le sol nu) suit le formalisme de [Taconet et al. \(1986\)](#). Le facteur d'écran σ_v , défini par [Deardorff \(1978\)](#) est utilisé pour répartir le rayonnement reçu par la surface entre les deux couches. Ce coefficient suit une loi de Beer-Lambert, fonction du LAI et d'un paramètre a_{bl} (cf. Éq. B.3 de l'annexe B).

L'expression des flux turbulents s'obtient par analogie électrique, à partir d'un réseau de résistances et d'un nœud atmosphérique positionné à un certain niveau dans le couvert végétal et assurant la jonction entre les deux sources de chaleur (figure 6.2). Ainsi, les équations à résoudre sont au nombre de cinq (Éq. 6.8) : un bilan de masse en surface, un bilan d'énergie pour chacune des couches et une équation de continuité pour chaque flux turbulent (chaleurs sensible et latente). L'évaporation du sol nu et des feuilles en surface et la transpiration des plantes pour les couches plus profondes assurent le couplage entre le bilan d'énergie et le bilan de masse. Conventionnellement, nous noterons LE (respectivement LE_v , LE_s et LE_f) le flux de chaleur latente de la surface (de la végétation, du sol et de la feuille) issu du bilan d'énergie exprimé en W.m^{-2} et ET (T_r , E_v et E_{v_f}) l'évapotranspiration (transpiration, évaporation du sol et de la feuille) issue du bilan d'eau, exprimée en mm. L'expression analytique permettant de relier ces deux quantités (ET & LE) est décrite dans l'annexe B (Éq. B.4 et B.5).

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Bilan d'énergie (sol) :} \\ \text{Bilan d'énergie (végétation) :} \\ \text{Continuité du flux de chaleur sensible :} \\ \text{Continuité du flux de chaleur latente :} \\ \text{Bilan de masse :} \end{array} \right. \begin{array}{l} R_{N_s} = G + H_s + LE_s \\ R_{N_v} = G + H_v + LE_v \\ H = H_s + H_v \\ LE = LE_s + (1 - \delta) LE_v + \delta LE_f \\ P_s = E_v + Q_m + R \end{array} \quad (6.8)$$

Bilan de masse

LE_f est l'évaporation de l'eau liquide interceptée par la fraction humide δ (-) du couvert végétal ($\delta = (W_r/W_{r\ max})^{2/3}$). Elle dépend du réservoir d'interception des précipitation par les feuilles W_r (m) dont l'évolution temporelle est contrôlée par la relation adaptée de Noilhan & Planton (1989) (cf. Éq. B.6 de l'annexe B). L'expression des termes du bilan de masse sont donnés dans le système d'équations (B.8) de l'annexe B.

Bilan radiatif

Concernant les transferts radiatifs, le sol nu et la végétation sont considérés comme deux surfaces uniformes superposées, d'extension infinie dont les caractéristiques optiques sont résumées dans le tableau 6.1, en fonction du spectre du rayonnement reçu, courtes (*RV* - rayonnement solaire) ou grandes (*IR* - rayonnement infrarouge thermique) longueurs d'ondes. La végétation est considérée comme semi-transparente, avec des propriétés optiques de réflexion, transmission et d'absorption sur les deux faces de la couche de végétation. Elle confine une partie du rayonnement réfléchi/émis par le sol dans l'espace situé entre le sol nu et le couvert végétal. Les réflexions multiples engendrées par ce processus se propagent à l'infini en s'ameuisant. Les termes des bilans radiatifs du sol nu et de la végétation sont résumés dans le système d'équations (B.10) de l'annexe B.

TABLEAU 6.1 – Facteurs des transferts radiatifs du sol nu et de la végétation, suivant le spectre du rayonnement reçu.

	Visible <i>RV</i>		Infrarouge <i>IR</i>	
	Sol	Végétation	Sol	Végétation
Facteur d'absorption	$(1 - \alpha_s)$	$\sigma_v(1 - \alpha_v)$	ϵ_s	$\sigma_v\epsilon_v$
Facteur de réflexion	α_s	$\sigma_v\alpha_v$	$(1 - \epsilon_s)$	$\sigma_v(1 - \epsilon_v)$
Facteur de transmission	0	$(1 - \sigma_v)$	0	$(1 - \sigma_v)$

Les indices s et v sont respectivement utilisés pour le sol nu et la végétation. α représente l'albédo et ϵ l'émissivité. L'albédo du sol nu (α_s) est relié à la teneur volumique en eau des cinq premiers centimètres du sol θ_{0-5cm} ($m^3 \cdot m^{-3}$) par une fonction définie par morceaux (Ross *et al.*, 1991), où α_{sec} (respectivement α_{hum}) est l'albédo du sol supposé sec (humide) pour une

teneur en eau θ_{0-5cm} inférieure (supérieure) à la limite θ_{sec} (θ_{hum}) à définir :

$$\begin{cases} \alpha_s = \alpha_{sec} & \theta_{0-5cm} \leq \theta_{sec} \\ \alpha_s = \alpha_{sec} - \left(\frac{\theta_{0-5cm} - \theta_{sec}}{\theta_{hum} - \theta_{sec}} \right) (\alpha_{sec} - \alpha_{hum}) & \theta_{sec} \leq \theta_{0-5cm} \leq \theta_{hum} \\ \alpha_s = \alpha_{hum} & \theta_{0-5cm} \geq \theta_{hum} \end{cases} \quad (6.9)$$

Bilan d'énergie

Les termes du bilan d'énergie, résultant des contributions des deux couches, sont résumés dans le système d'équations (B.11) de l'annexe B.

1.3 Module Sol-Plante

La colonne de sol est reliée à la végétation *via* le système racinaire. Ce module caractérise l'évolution temporelle du système racinaire et calcule l'extraction hydrique totale associée. Le modèle est capable de gérer l'extraction racinaire dans les différentes couches de sol sous l'hypothèse forte, mais classiquement utilisée, du régime permanent des plantes. Cela signifie que toute l'eau extraite dans le sol est immédiatement transpirée (Federer, 1979). Cette approximation est justifiée dans le cas de plantes dont la physiologie ne permet pas un stockage important, telles que les herbacées. Ce n'est pas le cas pour des arbres ou arbustes bien développés. Le taux d'extraction dépend essentiellement de la régulation stomatique de la plante. Les stomates des feuilles s'ouvrent et se ferment en fonction de la demande évaporative, de la quantité d'eau dans le sol et du rayonnement incident. L'objectif du module est de calculer la quantité d'eau extraite dans le sol et l'endroit dans le sol où s'opère cette extraction.

Le système racinaire est décrit à partir de la densité de longueur racinaire (en $m_{racines} \cdot m_{sol}^{-3}$) qui varie avec la profondeur et dont le profil vertical dépend d'un ensemble de 7 paramètres (Z_{ri} , Z_{rm1} , Z_{rm2} , Z_{rpm} , Z_{rt} , P_{mr} et F_{dr}) prescrits par l'utilisateur (figure 6.3) et ceci pour autant de dates souhaitées. Ainsi, le module prend en compte l'évolution temporelle du profil racinaire, par simple interpolation entre deux dates consécutives.

Par analogie électrique, la plante est considérée comme un circuit limité par deux bornes de potentiels hydriques différents (potentiel foliaire et potentiel matriciel du sol), contenant trois résistances en série (figure 6.4) :

☞ **La résistance à l'extraction racinaire** r_s ($s \cdot m^{-1}$) traduit l'efficacité de la plante à extraire l'eau du sol par les racines. Cette résistance est décomposée en plusieurs résistances élémentaires à chaque nœud de la colonne de sol, dépendant de la densité racinaire à la même profondeur.

☞ **La résistance totale de la plante** r_t ($s \cdot m^{-1}$) traduit l'efficacité de la plante à transférer l'eau du bout de ses racines vers la feuille et donc à transiter par son système conducteur. La résistance de la tige et de la racine principale est négligée. En revanche, la résistance est également décomposée en plusieurs résistances élémentaires à chaque nœud de la colonne de sol, dépendant de la densité racinaire à la même profondeur.

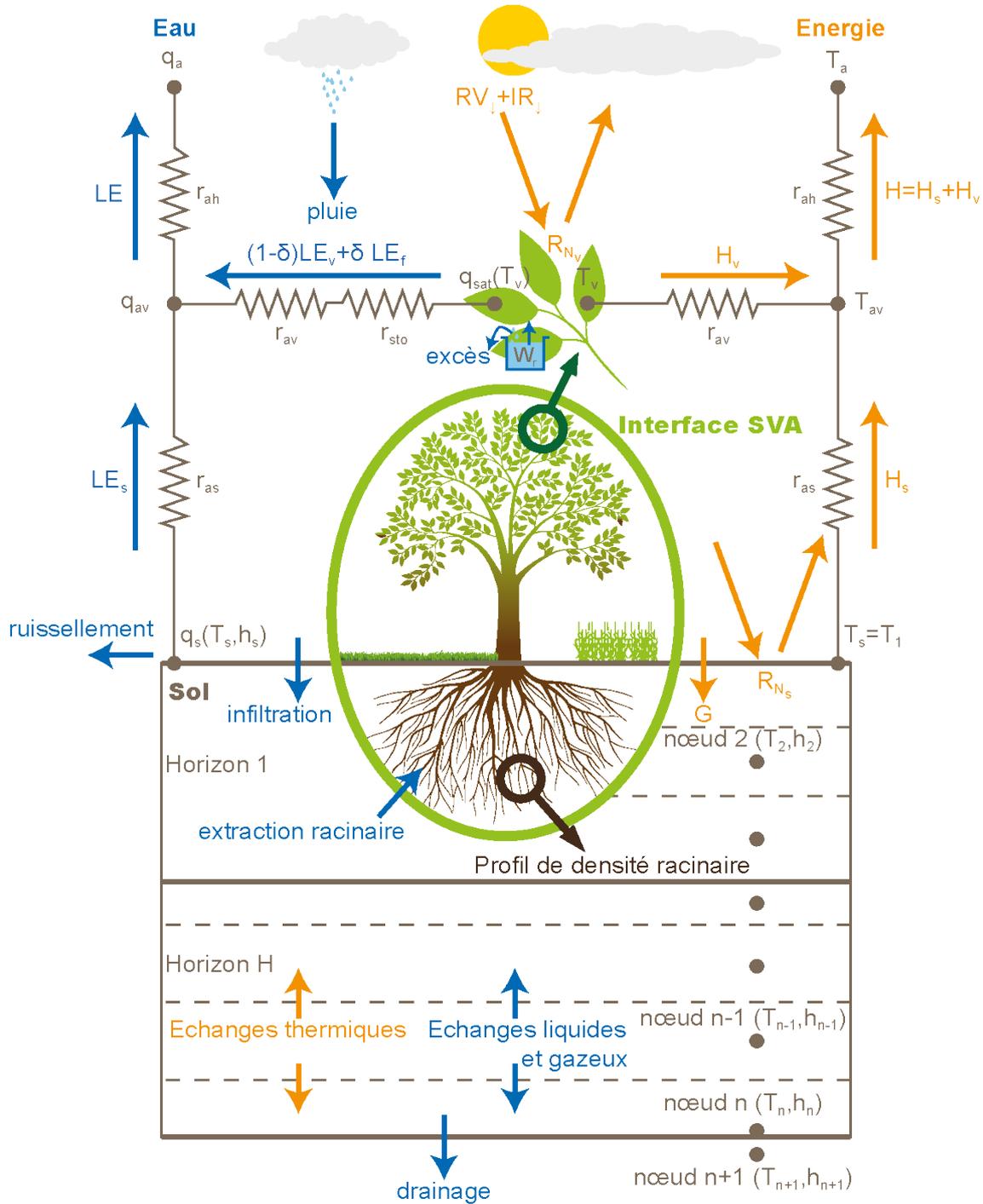


FIGURE 6.2 – Description des échanges d'énergie au sein du module d'interface Sol-Plante-Atmosphère (adaptée de Boulet, 1999 et Demarty, 2001).

☞ **La résistance stomatique** r_{sto} ($s \cdot m^{-1}$) traduit l'efficacité de la plante à évacuer la vapeur d'eau de la feuille vers l'atmosphère à travers les stomates.

La modélisation du processus d'extraction racinaire est basée sur le modèle de Federer (1979). Le flux d'extraction racinaire (Q_r en $mm \cdot s^{-1} \equiv kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$) est égal à la somme des extractions racinaires de chaque nœud j , associées aux résistances r_{s_j} et r_{t_j} (s) élémentaires montées en série. Au niveau des nœuds du sol qui ont un potentiel h_j inférieur ou égal au potentiel foliaire, l'extraction racinaire est nulle (le stress hydrique du sol est plus important que celui de la plante). Les expressions analytiques des résistances élémentaires r_{s_j} et r_{t_j} sont décrites

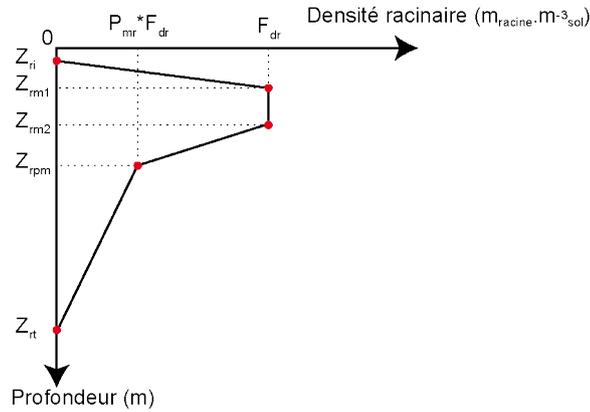


FIGURE 6.3 – Profil racinaire caractéristique (d'après Braud, 2000).

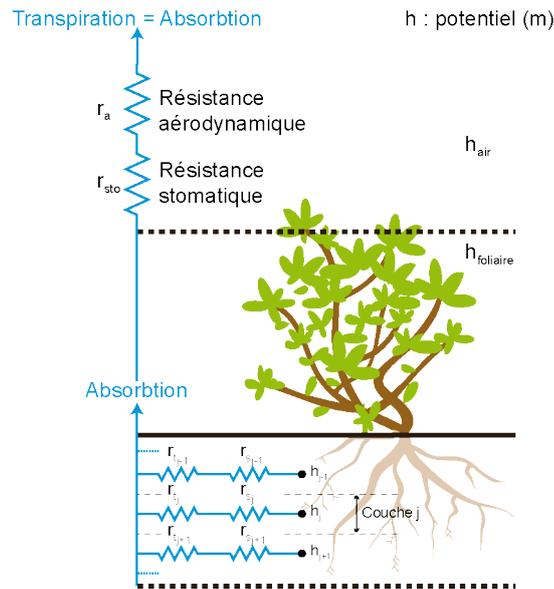


FIGURE 6.4 – Schématisation de l'extraction racinaire dans le système sol-plante (adaptée de Braud, 2000).

dans l'annexe B (section 3, Éq. B.13 et B.14). r_{sj} est supposée inversement proportionnelle à la conductivité hydraulique et à la densité racinaire de la couche j correspondante (Federer, 1979). r_{tj} est supposée constante le long du profil de sol, divisée par la densité racinaire de la couche correspondante.

La transpiration est estimée dans le module Sol-Plante-Atmosphère à partir de la résistance stomatique du couvert r_{sto} (Éq. B.11, annexe B). Cette dernière est définie à partir de la résistance stomatique minimale ($r_{sto\ min}$, stomates ouverts au maximum) et maximale (stomates fermés comme la nuit par exemple), de l'énergie radiative globale incidente (RV_{\downarrow}), du déficit de pression de vapeur saturante de l'atmosphère (VPD en anglais) et du stress hydrique, lui-même déterminée à partir du potentiel foliaire (h_f), du potentiel foliaire critique (h_{fc}) et d'un paramètre de la fonction de stress (a_{sh} en Pa^{-1}). L'expression de cette résistance est donnée en annexe B (section 3, Éq. B.15).

Le potentiel foliaire est déduit par itérations successives, jusqu'à convergence de l'extraction racinaire et du flux de transpiration ($Q_r = Tr$, Tr étant relié à LE_v par la relation B.4, annexe B).

1.4 Fonctionnement général du modèle

L'algorithme du modèle est présenté dans la figure 6.5. L'initialisation du modèle débute par une lecture des conditions initiales (profils de températures et de potentiels matriciels dans le sol) et limites du système, des paramètres qui interviennent dans les équations présentées ci-dessus et des forçages météorologiques et phénologiques. Dans la configuration du modèle utilisée dans le cadre de ce travail, le tableau B.1 (annexe B) synthétise les principaux paramètres à renseigner. Le modèle est forcé en entrée par les variables météorologiques au pas de temps 30 min :

- précipitations (et/ou irrigation),
- rayonnement global (courtes longueurs d'onde incident),
- rayonnement atmosphérique (grandes longueurs d'onde incident),
- vitesse du vent,
- humidité spécifique de l'air,
- température de l'air,
- pression atmosphérique,
- hauteurs des mesures aérodynamiques.

Le LAI et la hauteur moyenne de végétation, au pas de temps journalier, forcent le développement de la végétation (forçage phénologique).

À chaque pas de temps, après plusieurs étapes d'interpolation des forçages, SiSPAT calcule les propriétés thermiques et hydrodynamiques du sol ainsi que les résistances aérodynamiques à chaque nœud, à partir des profils des deux variables d'état, le potentiel matriciel h et la température T du pas de temps précédent (conditions initiales au premier pas de temps).

Ensuite, le modèle résout successivement les modules « Sol-Plante-Atmosphère », « Sol-Plante » puis « Sol » par un processus de boucles de calculs itératifs assurant la résolution des équations non-linéaires et la convergence des variables intervenant dans plusieurs modules.

Le module « Sol-Plante-Atmosphère » calcule des flux de chaleur et de masse dans le sol, G et Q_m (Éq. B.11 et B.8), par une approximation aux différences finies. Ce calcul nécessite les valeurs du potentiel matriciel et de la température au niveau du deuxième nœud (h_2 et T_2 , cf. figure 6.2). Or celles-ci sont calculées plus tard par le module « Sol ». Dans un premier temps, l'interface utilise les valeurs h_2 et T_2 du pas de temps précédent. Si les valeurs obtenues par le module « Sol » à l'étape suivante diffèrent fortement des valeurs utilisées, une nouvelle boucle de résolution des trois modules s'enclenche, à partir des nouvelles valeurs de h_2 et T_2 calculées. Le nombre d'itération est toutefois limité. Dans le cas d'un nombre trop important, le pas de temps est alors divisé par deux.

De la même manière, le module « Sol-Plante » nécessite le potentiel foliaire, dont la valeur est *a priori* inconnue, pour le calcul de l'extraction racinaire. Une routine itérative assure la convergence de la transpiration et de l'extraction racinaire.

Avant la résolution du module « Sol », le modèle vérifie le signe du potentiel matriciel de surface (h_s au nœud 1). S'il est positif (saturation), le modèle revient au pas de temps précédent et lui assigne une valeur nulle. Ainsi, le système d'équation est réduit d'une inconnue et donc d'une équation : celle du bilan de masse. Le ruissellement est alors considéré comme le refus à l'infiltration dans le module « Sol ». Le pas de temps du modèle est ajustable en fonction des variations de températures et de potentiels matriciels. Ainsi, en cas d'événements pluvieux, le pas de temps est réduit entre 1 et 50 secondes, tandis qu'il est compris entre 10 et 200 secondes pour des variations moindres.

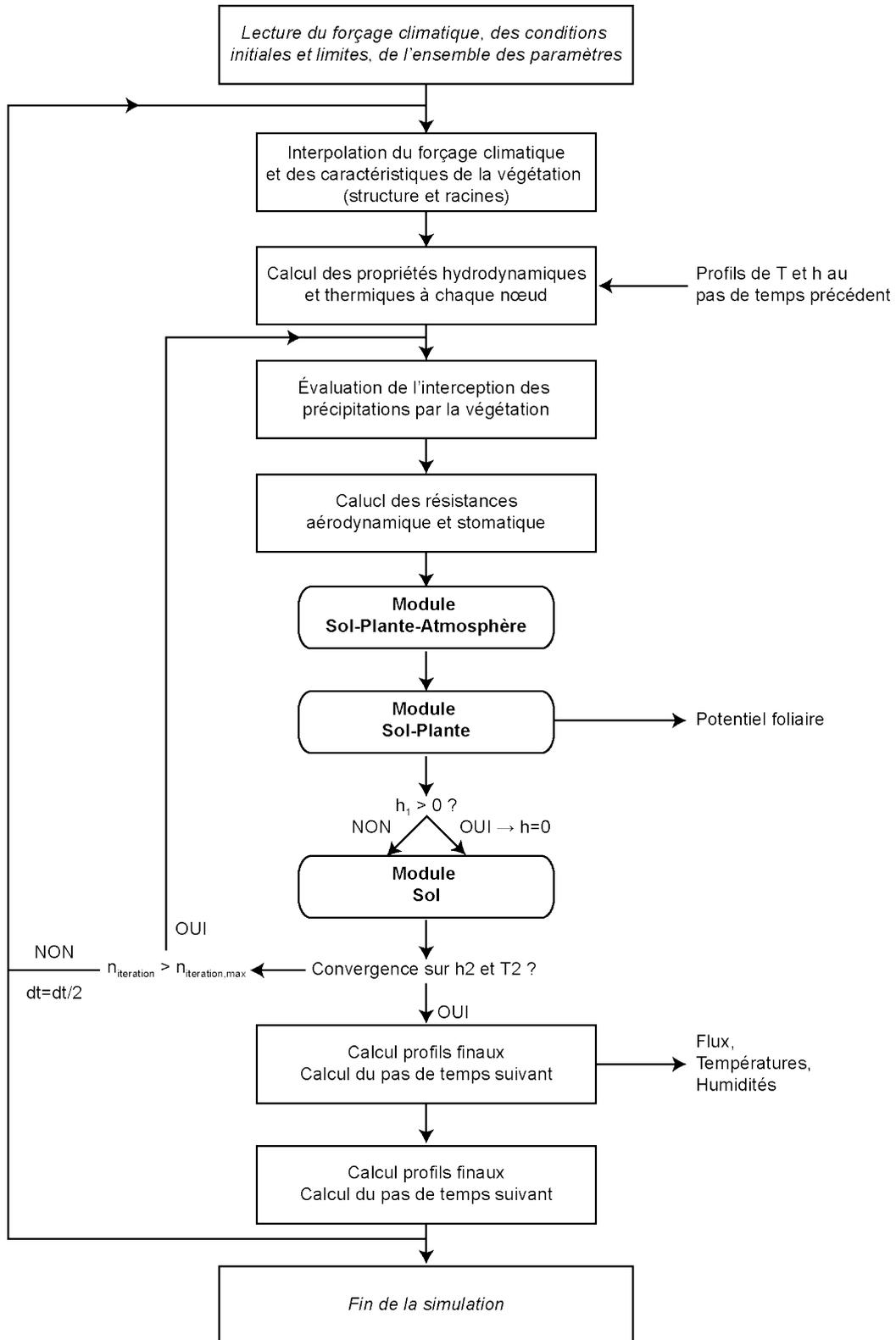


FIGURE 6.5 – Schéma du fonctionnement du modèle SiSPAT (d'après Demarty, 2001).

2 Intérêts et limites du modèle

Il existe de nombreux modèles SVAT, utilisés dans différentes disciplines (cf. chapitre 2). Les outils informatiques permettent d'envisager de manière efficace l'utilisation de modèles de plus en plus sophistiqués avec de moins en moins de contraintes de temps de calculs.

Le modèle SiSPAT est un modèle physique conçu pour approcher au mieux la réalité des processus principaux liés au cycle hydrologique vertical. Le modèle est bien adapté à des études locales (Braud *et al.*, 1995b ; Demarty *et al.*, 2002). Il prend en compte un nombre important de processus biologiques et physiques, notamment dans son module « Sol » où les échanges thermo-hydriques sont décrits physiquement à partir des équations de Richards. Le point fort du modèle est donc de pouvoir étudier des sols hétérogènes. De plus, cette spécificité permet d'obtenir un profil vertical d'humidités détaillé et un suivi fin du bilan hydrique du sol, comprenant le drainage au niveau de la zone racinaire du sol (Demarty, 2001). Ce profil peut également être validé par des observations ponctuelles sur la colonne de sol. De plus, le modèle fournit les flux d'énergie à un pas de temps semi-horaire, ce qui permet d'analyser leur dynamique suite à une forte variation d'humidité dans le sol (Williams *et al.*, 2004) et de comprendre l'effet des couverts végétaux sur les flux d'évaporation et de transpiration « réels ». Ces avantages sont très intéressants pour les questions scientifiques en lien avec le paradoxe hydrologique observé au Niger, notamment sur l'infiltration profonde vers la zone saturée du sol et les modifications du couvert végétal. D'autre part, le modèle tient compte en partie du cycle saisonnier de la végétation, *via* le forçage phénologique du LAI et de la hauteur moyenne de végétation au pas de temps journalier et le modèle de résistance stomatique. Ceci améliore la représentation des processus d'évapotranspiration (Arora, 2002) même si la représentation du couvert végétal reste encore très simple, n'intégrant pas par exemple un profil racinaire dynamique d'une saison à l'autre ou les processus de photosynthèse.

Toutefois, la représentation physique des processus, dans le but d'obtenir une description plus réaliste des échanges, se traduit par un nombre plus important de paramètres. Par exemple, la résolution des échanges couplés de chaleur et de masse dans SiSPAT repose sur la prescription de nombreux paramètres dont l'importance est capitale car ils contrôlent le passage entre le bilan de masse et d'énergie (Boulet, 1999). Néanmoins, il est difficile d'estimer l'ensemble des paramètres d'entrée du modèle. On se retrouve confronté à deux problèmes. Tout d'abord l'ensemble des paramètres nécessaires n'est jamais totalement déterminé, fautes de mesures *in situ* ou de moyens. D'autre part la détermination expérimentale des dits paramètres est sujette à des problèmes de variabilités spatiale et temporelle, d'autant plus importantes que les processus considérés sont nombreux et fins (Demarty, 2001). Cependant, Demarty *et al.* (2004, 2005) ont montré, par exemple, que quelques paramètres d'entrée relatifs aux propriétés du sol pouvaient être renseignés sans informations précises *a priori* dans le modèle SiSPAT.

Le jeu de données ACN est suffisamment complet pour forcer et valider un modèle aussi complexe. Il fournit les forçages nécessaires à cette modélisation et un nombre de variables d'évaluation important (17 variables, cf. chapitre 7). Ce dernier point permet de réduire les problèmes d'équifinalité, courants pour ce type de modélisation (Franks *et al.*, 1999).

Depuis sa première mise en œuvre (Braud *et al.*, 1995b,a), SiSPAT a été utilisé sous une grande diversité de conditions climatiques et environnementales (p. ex. Braud *et al.*, 1997 : HAPEX-Sahel, Boulet *et al.*, 1997 : EFEDA, Gonzalez-Sosa *et al.*, 1999, 2001 : MUREX, Oliso *et al.*, 2002 & Demarty, 2001 : Alpilles-ReSeDA). Ce modèle a été conçu pour une meilleure compréhension du fonctionnement des couverts végétaux, notamment agricoles, avec une vision hydrologique.

Il possède aujourd'hui de multiples applications, qui ont permis de construire plusieurs couplages du modèle suivant les différents objectifs souhaités, dont :

- **Le module de télédétection (RS pour Remote Sensing en anglais)** a été développé par Demarty (2001). Il couple SiSPAT avec deux modèles de transferts radiatifs. Le premier fonctionne dans le domaine visible-proche infrarouge, le second dans le domaine infrarouge thermique. Ce nouveau module permet d'intégrer des mesures de télédétection pour le forçage du modèle, de comparer la teneur en eau de surface avec des estimations satellites dérivées des observations micro-ondes et de confronter les sorties du modèle avec deux nouvelles variable de validation que sont la température de brillance et les réflectances.
- **Le schéma « mosaïque »** a été ajouté, pour tenir compte des surfaces plus hétérogènes. Cette seconde configuration du modèle permet de diviser deux compartiments atmosphériques verticaux, un avec une couche de végétation et une couche de sol et l'autre avec que du sol nu. Ainsi, trois sources sont considérées (Boulet *et al.*, 1997).

La version utilisée pour cette étude est la version **SiSPAT-RS** (Demarty *et al.*, 2002). Cette version a été choisie dans le but d'assimiler des données de télédétection (Demarty *et al.*, 2005). Elle ne tient donc pas compte des évolutions plus récentes intégrées au modèle, comme par exemple la prise en compte du « ponding » ou le schéma « mosaïque » présenté ci-dessus. Cependant, si ces processus/schémas s'avèrent indispensable pour une bonne représentation des processus, il sera possible de les intégrer également à la version SiSPAT-RS.

3 Synthèse des applications antérieures du modèle en contexte semi-aride

Voici un bilan des études réalisées en contexte semi-aride à échelle locale avec l'outil SiSPAT dans sa configuration « classique » à deux sources :

★ EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL (NIGER) — Braud *et al.* (1997) :

Contexte : Jachère arbustive en climat aride (54 jours de données, dont 14 jours pour la calibration et 54 jours pour la validation) - Niger.

Objectifs de l'étude :

- Capacité du modèle à représenter les flux d'eau et d'énergie dans le système SVA, en contexte semi-aride (première application du modèle dans ces conditions climatiques) ;
- Étude de la liaison entre l'humidité de surface et l'évapotranspiration réelle.

Conclusions :

- Les résultats montrent une bonne représentation des cycles diurnes et des dynamiques des flux d'eau et d'énergie.
- Cette étude souligne l'importance des propriétés hydrodynamiques sur la prévision de ces deux quantités, et notamment de l'impact des croûtes de surface sur l'infiltration de l'eau dans le sol.
- Ce modèle peut être utilisé comme référence pour tester la pertinence d'une modélisation SVAT simplifiée (en vue d'une spatialisation par exemple) puisqu'il tient

compte des principaux processus physiques et permet d'identifier quels sont les plus importants pour un environnement donné.

- L'utilisation d'une modélisation déterministe à une échelle plus large, telle que réalisée dans cette étude, serait discutable, étant donné le nombre d'informations nécessaires.

★ EXPÉRIENCE EFEDA (ESPAGNE) — Boulet *et al.* (1997) :

Contexte : Parcelle de sol sous un climat semi-aride (11 jours de données).

Objectifs de l'étude :

- Étude du processus d'évaporation en conditions très sèches.

Conclusions :

- Le modèle peut être utilisé comme un outil d'étude des échanges d'eau et des processus d'évaporation dans le sol sous des conditions très sèches.
- Cette étude montre l'importance de la prise en compte des transferts couplés et de la phase vapeur près de la surface du sol.

★ EXPÉRIENCES MONSOON'90 (ARIZONA, USA), SALSA'97 (MEXIQUE) — Boulet *et al.* (1999a) :

Contexte : Végétation arbustive éparsée en climat semi-aride, homogène dans le cadre du projet SALSA'97 (19 jours) et plus hétérogène dans le cadre de MOONSON'90 (13 jours).

Objectifs de l'étude :

- Analyser l'influence des zones de sol nu sous couvert épars ;
- Comparer deux configurations du modèle SiSPAT : « classique » et « mosaïque ».

Conclusions :

- Dans le cas d'une végétation éparsée très hétérogène, la configuration « mosaïque » de SiSPAT est mieux adaptée, ce qui est le contraire dans le cas d'une végétation éparsée relativement homogène, notamment pour la simulation des températures de surface.
- Les principales différences entre les deux types de configurations concernent essentiellement la partition de l'énergie entre le sol et la végétation, et donc les températures et les flux individuels issus de ces deux sources. Les températures radiatives restent très proches dans les deux schémas.
- Dans une optique d'assimilation de données de télédétection, il est préférable d'utiliser la configuration « classique », plus simple.
- L'albédo du sol nu contrôle le partitionnement de l'énergie incidente entre le sol et la végétation et la résistance stomatique minimale, la répartition de l'énergie disponible entre les flux turbulents. L'optimisation de ces deux paramètres permettent de restreindre la différence entre les flux simulés par les deux schémas du modèle.

★ MODÉLISATION DU CYCLE DE L'EAU (MEXIQUE) — Mastachi-Loza (2010) ; Gonzalez-Sosa *et al.* (2012) :

Contexte : 3 sites de végétation arbustive en contexte semi-aride (3 ans de données).

Objectifs de l'étude :

- Quantifier et modéliser le processus d'interception des précipitations par la végétation ;
- Quantifier et modéliser la répartition des composantes des bilans d'eau et d'énergie dans les zones d'études.

Conclusions :

- La vitesse du vent et l'intensité des précipitations ont un effet sur le processus d'interception des précipitations.
- Les composantes du bilan d'eau sont sensibles aux paramètres liés au sol et au LAI.
- L'évapotranspiration annuelle représente 90 à 130 % des précipitations. Le stock d'eau simulé dans la colonne de sol a diminué, ce qui n'est pas le cas des observations. Ceci montre les limites d'une simulation unidimensionnelle ne tenant pas compte des apports latéraux.

★ EFFETS DE L'IRRIGATION SUR LES ÉCHANGES D'EAU ET D'ÉNERGIE (CHINE) — Ji *et al.* (2009) :

Contexte : Simulation des échanges d'eau et d'énergie pour une culture irriguée sur des sols sableux en région aride.

Objectifs de l'étude :

- Étalonage-Validation du modèle SiSPAT dans un contexte d'irrigation ;
- Étude de l'impact de l'irrigation sur l'utilisation de l'eau par les plantes à différents stades du développement de la culture (quelques jours).

Conclusions :

- Le modèle a été étalonné-validé avec succès et représente correctement les profils d'humidités et de températures dans le sol après irrigation du sol pour toutes les expériences réalisées.
- Le modèle peut être appliqué pour optimiser l'irrigation du sol, en fonction des besoins en eau de la culture, afin de réduire la consommation d'eau dans des régions arides.

★ EFFETS DU LABOUR SUR LE BILAN D'EAU (NORD DE L'ESPAGNE) — Moret *et al.* (2007) :

Contexte : Modélisation du bilan d'eau et impact du labour sur une jachère.

Objectifs de l'étude :

- Étudier l'effet d'une longue période de jachère (17-18 mois) sur le bilan d'eau en utilisant différents systèmes de labour (conventionnel, réduit, ou absent).

Conclusions :

- Le modèle est capable de simuler correctement les composantes du bilan d'eau sur une longue période de jachère.

- Moins le sol est travaillé, plus l'évapotranspiration est forte.

SiSPAT a également fait l'objet de recherches à des échelles plus grandes en contexte semi-aride, confrontées à des problèmes liés à l'hétérogénéité spatiale des paramètres, traitées par des approches stochastiques (p. ex. Braud, 1998) ou déterministes (p. ex. Boulet *et al.*, 1999b).

L'objet de notre travail consiste à analyser les échanges d'énergie et d'eau sur une parcelle de jachère et un champ de mil dans des conditions semi-arides. L'outil SiSPAT s'avère être une aide dans la compréhension des processus, par une confrontation entre les observations, récoltées depuis 2005 au cours du programme ACN, et les simulations. Ce travail constitue une première utilisation de SiSPAT sur une aussi longue période d'étude, de sept années hydrologiques complètes (2005 à 2011 inclus). Comme le soulignent Braud *et al.* (1997), la principale difficulté réside dans le renseignement des caractéristiques hydrodynamiques des sols. Néanmoins, toutes ces études nous confortent dans l'utilisation de ce modèle pour notre cas d'étude en contexte semi-aride.

4 Synthèse

L'outil SiSPAT (Braud *et al.*, 1995b), modèle détaillé à base physique bi-couche, séparant les fonctionnements de la surface du sol et de la végétation, nous apparaît le plus approprié pour traiter la problématique décrite au chapitre 4. Il est basé d'une part sur la résolution d'un module « Sol » décrit par un système complexe d'équations discrétisées des échanges couplés d'eau et de chaleur dans le sol, comprenant une phase vapeur. D'autre part, les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère sont modélisés par un système analogue de résistances électriques. Enfin, la représentation de la végétation dans le modèle est relativement simple et la transpiration des plantes correspond à l'extraction racinaire basée sur un modèle de résistances. Les différents modules sont couplés pour assurer la continuité des échanges d'eau et d'énergie à l'interface SVA. Le modèle décrit donc de manière détaillée les processus physiques liés aux cycles de l'eau et de l'énergie et restitue un bilan complet de ces deux cycles pour le système considéré. Un autre intérêt de ce modèle est de pouvoir discrétiser le sol en plusieurs horizons et donc de tenir compte des hétérogénéités verticales du sol. Les difficultés sont liées à un paramétrage conséquent pour assurer une représentation des processus physiques la plus proche de la réalité. Dans ce contexte semi-aride, ce type de modèle n'a encore jamais été exploité pour analyser un jeu complet de sept ans de données sur deux types de couverts végétaux.

Pour son fonctionnement, SiSPAT requiert en entrée un forçage météorologique (précipitation, vitesse du vent, température de l'air...) et un forçage phénologique (hauteur moyenne du couvert végétal, indice foliaire). L'état du sol doit être initialisé avec un profil détaillé de la température initiale et de la teneur en eau du sol ou du potentiel matriciel. En sortie, il restitue les flux et stocks d'eau et d'énergie.

Chapitre 7

Construction du modèle

Ce chapitre présente la construction du modèle :

- *forçages,*
- *conceptualisation du système,*
- *paramétrisation,*
- *méthodes d'évaluation, étalonnage et validation du modèle.*

1 Forçages

Pour chacune des parcelles, SiSPAT a été forcé en entrée par les chroniques météorologiques disponibles au pas de temps 30 min sur sept années hydrologiques complètes (1^{er} mai 2005 - 30 avril 2012, cf. chapitre 5) :

- précipitations,
- rayonnement de courtes longueurs d'onde incident (ou rayonnement global),
- rayonnement de grandes longueurs d'onde incident (ou rayonnement atmosphérique),
- vitesse du vent,
- humidité spécifique de l'air,
- température de l'air,
- pression atmosphérique,
- hauteurs des mesures aérodynamiques.

Les forçages phénologiques sont renseignés au pas de temps journalier :

- indice foliaire des feuilles vertes (LAI),
- hauteur du couvert végétal.

2 Conceptualisation

2.1 Discrétisation de la colonne de sol

Le maillage du sol a été établi sur la base de plusieurs éléments. Pour faciliter la comparaison des fonctionnements thermo-hydriques du sol entre les deux sites, une discrétisation commune a été utilisée. Tout d'abord, la profondeur de la colonne de sol a été fixée à 400 cm pour contenir entièrement la zone racinaire, les observations ponctuelles dans le sol (entre 10 et 250 cm) et s'affranchir de la condition limite inférieure. D'autre part, d'un point de vue physique, il est absolument nécessaire que le maillage soit représentatif des éventuelles hétérogénéités verticales du sol. Les mesures de granulométrie effectuées sur la parcelle de jachère jusqu'à une profondeur de 250 cm n'ont pas révélé de différences significatives sur la texture glaiseux-sableux du sol, sauf en surface (0-20 cm) où la texture est plutôt sableuse (cf. figure 7.1). Une telle homogénéité n'a donc pas été un élément discriminant dans la définition du maillage en dessous des vingt premiers centimètres du sol. Cependant, les mesures de densité présentent une forte hétérogénéité verticale sur les deux sites. Un profil moyen entre les deux sites a été calculé. La variabilité de ce profil a été prise en compte pour le découpage des horizons de sol (1-70 cm, 70-120 cm et 120-250 cm). Les effets de la structure du sol, tels que ceux liés au compactage des sols, peuvent aussi avoir une influence significative sur la modélisation des échanges thermo-hydriques dans le sol. Sur la parcelle de jachère, un encroûtement des sols de surface est généralement observé (cf. Cappelaere *et al.*, 2009). Cet élément sera donc pris en compte au travers une couche de surface de 1 cm. Enfin, d'un point de vue pratique, pour faciliter l'évaluation des humidités dans le sol à partir du profil de mesures, notamment dans la partie supérieure du sol (mesures à 10 et 50 cm) où la dynamique présente de fortes amplitudes, les premiers horizons de sol ont été délimités de manière à n'avoir qu'une seule observation dans l'horizon de sol.

Tenant compte de ces différentes considérations, le sol a été divisé en cinq horizons. Le premier horizon (H1) de 1 cm permet de modéliser une croûte de surface avec des propriétés

hydrodynamiques spécifiques. Les horizons du sol sous-jacent sont discrétisés comme suit (cf. figure 7.1) : 1-20 cm (H2), 20-70 cm (H3), 70-120 cm (H4) et 120-400 cm (H5).

Pour des aspects numériques, le choix final du maillage a été défini en suivant les recommandations de Braud *et al.* (1995b), préconisant un resserrement des nœuds à l'approche des interfaces des horizons de manière à bien gérer le calcul des échanges thermo-hydriques. De plus, dans l'objectif de parvenir à une bonne évaluation du modèle, une attention particulière a aussi été portée à la correspondance d'un nœud de calcul avec la profondeur de mesures des humidités et des températures dans le sol. Ainsi, pour assurer une précision suffisante des profils des variables d'état, le sol a été discrétisé en 194 nœuds de calculs (cf. figure 7.1).

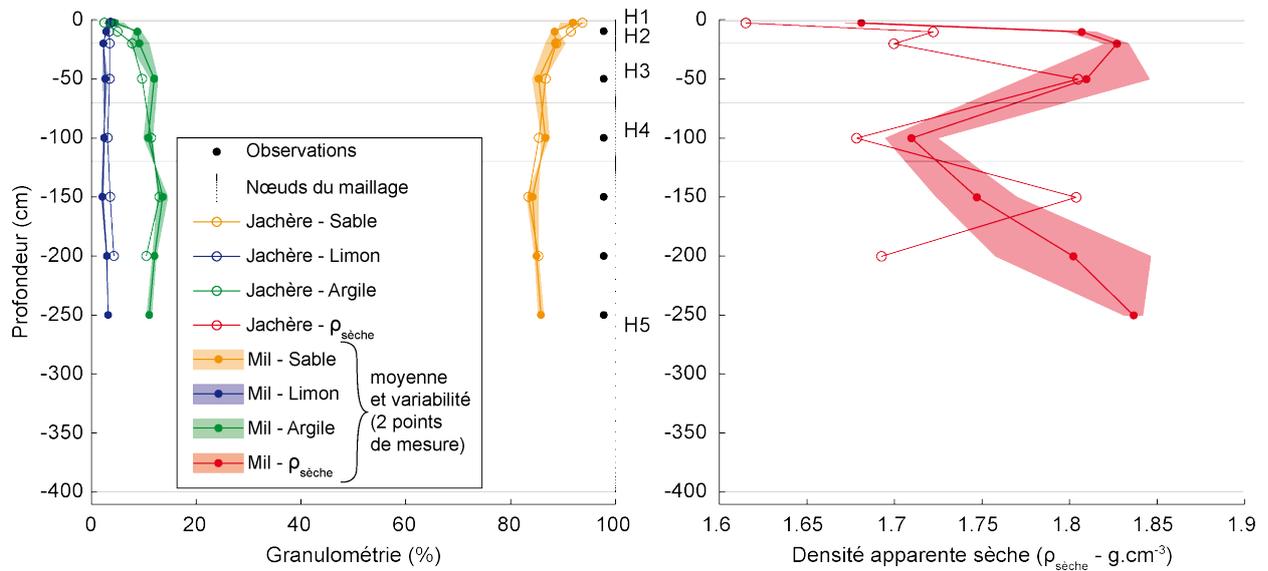


FIGURE 7.1 – Discretisation du sol et données pédologiques.

2.2 Conditions limites et conditions initiales

La résolution des équations couplées de masse et d'énergie par le modèle nécessite la prescription d'un jeu de conditions initiales (profils de température T et d'humidité θ ou de potentiel matriciel h) et de conditions aux limites du profil de sol défini précédemment. SiSPAT propose différentes options pour décrire les conditions initiales et conditions aux limites (cf. chapitre 6).

2.2.1 Conditions limites

Comme préconisé par Braud *et al.* (1995b) les flux de chaleur et de masse ont été prescrits pour définir la condition à la limite supérieure (condition de type Neumann).

La condition à la limite inférieure (4 m) a été prescrite par un flux gravitationnel et une température constante. Ainsi, le flux d'eau, au niveau du dernier nœuds du profil de sol, dépend de la conductivité hydraulique, de la teneur en eau et de la gravité. La température à la limite inférieure a été calculée à partir de la moyenne des températures annuelles mesurées à 250 cm.

2.2.2 Conditions initiales

Les simulations ont débuté le 01 mai 2005, juste avant la première pluie de l'année. À cette période, en fin de saison sèche, le sol est complètement asséché sous la jachère. Les humidités sont donc égales à la teneur en eau résiduelle. Le mil étant en jachère l'année précédente, le sol est également asséché. La teneur en eau minimale (mesurée sur toute la période d'étude) à chaque profondeur a donc été considérée pour l'initialisation du profil d'humidités et interpolée linéairement sur toutes les profondeurs de nœuds. Pour le profil de températures, les données disponibles au 15 juin 2005 ont été interpolées linéairement suivant la verticale entre 10 et 250 cm pour chaque nœuds du maillage. Le « warm-up » étant de quelques jours (1-2 jours), ceci a peu d'impact sur les processus étudiés. Pour les couches de sol situées au dessus du point de mesure à 10 cm, la température et l'humidité ont été supposées constantes et égales aux observations à 10 cm. De manière analogue, pour le dernier horizon (250-400 cm), la température et l'humidité ont été supposées constantes et égales aux observations du dernier point de mesure à 250 cm.

3 Paramétrisation

3.1 Propriétés thermiques du sol

3.1.1 Conductivité thermique

Pour la conductivité thermique, SiSPAT laisse le choix à différentes paramétrisations (cf. chapitre 6). La plupart a été testée. Il est apparu que le modèle de de Vries (1963) était le plus adapté, en regard de la température, des flux de chaleur sensible (H) et conductif (G) et du rayonnement de grandes longueurs d'onde ascendant (IR_{\uparrow}). Pour renseigner les propriétés physiques intervenant dans les échanges thermiques dans le sol (modèle de de Vries, 1963), nous disposons des mesures de texture et densité apparente sèche à différentes profondeurs dans le sol (cf. figure 7.1). Celles-ci sont soumises à une variabilité spatiale et temporelle prises en compte dans la restitution des données. Une analyse de sensibilité qualitative du modèle a montré en amont que le modèle était peu sensible à la variabilité de ces mesures. Une valeur moyenne pour chaque horizon a donc été considérée, en ajoutant la teneur volumique en matière organique (cf. tableau 7.1). Celle-ci n'est pas mesurée mais Rockström & de Rouw (1997) indiquent que les sols sont pauvres en nutriments (< 2 % carbone). Une valeur de 2 % a donc été considérée ; le modèle restant insensible dans la gamme testée 1-5 %. D'autre part, la densité apparente sèche du sol $\rho_{sèche}$ est reliée à la densité particulaire et la porosité ϕ par la relation suivante :

$$\rho_{sèche} = (1 - \phi)\rho_{particule} \quad (7.1)$$

où $\rho_{particule} = 2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ correspond à la densité particulaire du quartz.

TABLEAU 7.1 – Paramètres thermiques du sol.

Horizons	Prof. cm	Mil & Jachère					
		Sa %	Li %	A %	MO %	$\rho_{sèche}$ g.cm ⁻³	ϕ m ³ .m ⁻³
H1	0-1	85,0	3,0	10,0	2,0	1,70	0,358
H2	1-20	85,0	3,0	10,0	2,0	1,70	0,358
H3	20-70	85,0	3,0	10,0	2,0	1,80	0,321
H4	70-120	85,0	3,0	10,0	2,0	1,70	0,358
H5	120-400	85,0	3,0	10,0	2,0	1,75	0,340

Sa = teneur en sable ; Li = teneur en limon ; A = teneur en argile ; MO = teneur en matière organique ; $\rho_{sèche}$ = densité apparente sèche ; ϕ = porosité.

3.1.2 Capacité thermique

La capacité thermique apparente sèche peut être déduite de la porosité par (Braud, 2000) :

$$C_p = 2.10^6(1 - \phi) \quad (7.2)$$

Ceci induit une variabilité de 1,27-1,37.10⁶ J.m⁻³.K⁻¹.

3.2 Propriétés hydrodynamiques du sol

La caractérisation des fonctionnelles de rétention en eau et de conductivité hydraulique du sol tient une place primordiale dans la simulation des échanges hydriques et de chaleur dans le sol. La variabilité spatiale et temporelle des paramètres hydrodynamiques a un impact non négligeable sur la simulation des bilans d'eau et d'énergie à la surface. L'expérience d'étalonnage, précédée d'une analyse de sensibilité qualitative le confirme. Or, ce sont les principales inconnues du modèle.

Le choix des courbes de rétention et de conductivité implique la prescription de six paramètres sur chacun des cinq horizons (cf. chapitre 6, section 1.1.1) :

- le paramètre de forme de la courbe de rétention n (condition de Burdine) ;
- le paramètre d'échelle de la courbe de rétention h_g ;
- la teneur en eau résiduelle θ_r et la teneur en eau à saturation θ_{sat} , communes aux deux courbes ;
- la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} ;
- le paramètre de forme de la courbe de conductivité hydraulique β .

Il existe peu de mesures *in situ* des paramètres physiques à renseigner. Néanmoins, les teneurs en eau à saturation et résiduelle peuvent être déduites des données disponibles. La teneur en eau à saturation (θ_{sat}) représente environ 90% de la porosité (Braud, 2000), soit en moyenne 0,30 m³.m⁻³. Étant donné que le sol s'assèche totalement en saison sèche sur la jachère et la première année sur le mil, la teneur en eau minimale des humidités sur toute la période d'étude a été considérée comme la teneur en eau résiduelle (θ_r). Ces deux paramètres ont donc été figés pour tous les horizons.

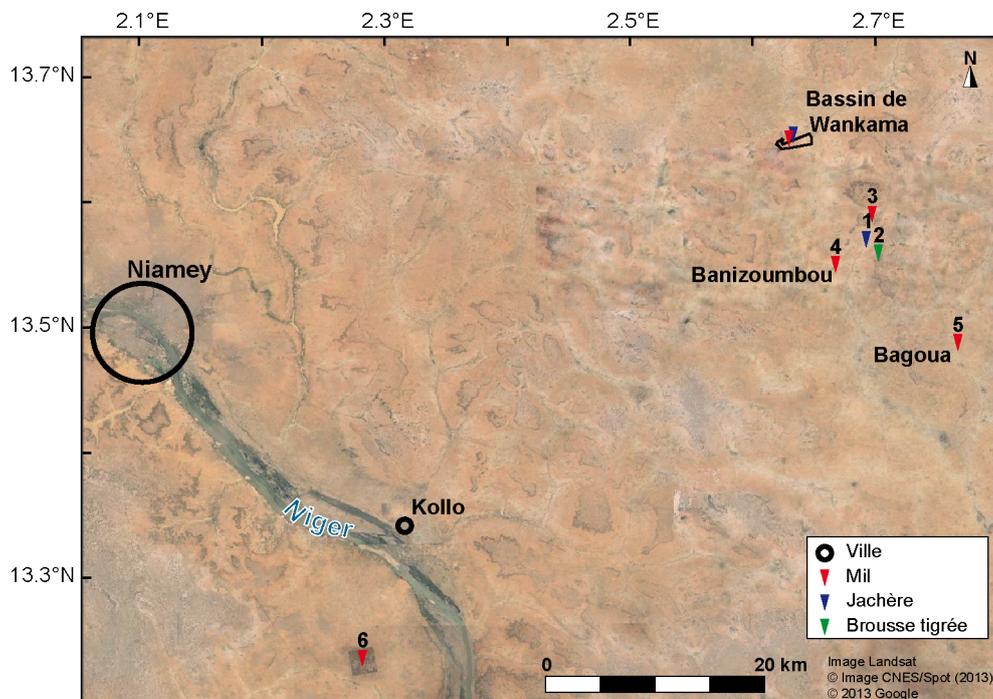


FIGURE 7.2 – Localisation des études retenues pour la synthèse bibliographique des propriétés hydrodynamiques du sol dans la région de Sud-Ouest Niger.

3.2.1 Synthèse bibliographique

Une première analyse bibliographique des études réalisées sur différents écosystèmes de mil et de jachère situés dans la région du Sud-Ouest Niger (tableau 7.2) a permis de recenser les valeurs obtenues pour ces différents paramètres. Les différents sites des études présentées sont localisés sur la figure 7.2. Les sols sont tous de types limoneux-sableux à sableux. La figure 7.3 synthétise les gammes de variabilité des propriétés hydrodynamiques toutes confondues, issues de la littérature. La croûte se distingue nettement du reste du sol par une conductivité hydraulique plus faible. Le facteur d'échelle h_g de la courbe de rétention peut également souligner l'effet de la croûte avec des comportements transitoires entre conditions sèches et humides plus abruptes ($|h_g|$ plus forte). La conductivité hydraulique à saturation des sols sous les couverts de mil semble être en moyenne plus forte que sous les jachères, tout comme la teneur en eau à saturation et le paramètre de forme β .

Les différences entre les deux écosystèmes doivent être nuancés car la texture des sites repertoriés dans cette synthèse ne sont pas forcément identiques à ceux de Wankama. Par exemple, les sols de Banizoumbou (n°4) et de Bougoua (n°5) sous des couverts de mil des études de *Manyame et al.* (2007) sont plus sableux que ceux de Wankama (> 88 % de sable).

Ces résultats donnent tout de même une idée des gammes de valeurs pour la croûte et le sol sous-jacent (mil et jachère confondus). Mais ces valeurs issues de la littérature ne peuvent pas être extrapolés directement dans la modélisation. Leur transposition telle qu'elle n'a d'ailleurs pas fourni de bons résultats (non présentés ici).

TABLEAU 7.2 – Synthèse bibliographique des valeurs de paramètres hydrodynamiques obtenus sur des sols sableux, sur des sites de mil et de jachère en région sahélienne.

Référence	SITE Type de couvert (n° fig. 7.2)	Type de données	Paramètres
Braud <i>et al.</i> (1997)	HAPEX-SAHEL Jachère (1)	Calage (SiSPAT)	$h_g, n_B, \theta_r,$ θ_{sat}, K_{sat} et β
Simunek <i>et al.</i> (1998)	HAPEX-SAHEL Jachère (1)	Mesures (texture, densité et infiltrométrie) et FPT	$h_g, n_M, \theta_r,$ θ_{sat}, K_{sat}
Vandervaere <i>et al.</i> (1997)	HAPEX-SAHEL Jachère sans croûte (1) HAPEX-SAHEL Brousse tigrée (2)	Mesures (infiltrométrie)	K_{sat} K_{sat} et θ_{sat}
Rockström & Valentin (1997)	SAMADEY Mil (3)	Mesures (infiltrométrie)	K_{sat}
Manyame <i>et al.</i> (2007)	BANIZOUMBOU Mil (4) BAGOUA Mil (5)	Mesures (texture et densité) et FPT	$h_g, n_M, \theta_r,$ θ_{sat}, K_{sat} et β
Klaij & Vachaud (1992)	ICRISAT Mil (6)	Mesures	K_{sat} et θ_r
Hoogmoed & Klaij (1990)	ICRISAT Mil (6)	Mesures	K_{sat}
Gaze <i>et al.</i> (1997)	ICRISAT Mil (6)	Calage (SWIM)	K_{sat} et θ_{sat}

3.2.2 Utilisation des fonctions de pédotransfert

Les techniques associées à la mesure directe de ces paramètres (analyse d'échantillons de laboratoire, mesures *in situ* par infiltromètres ou essais d'infiltration) restent coûteuses en temps et en argent. Pour cette étude, nous disposons uniquement de données liées à la texture du sol. C'est pourquoi, l'utilisation de fonctions de pédotransfert (FPT) s'avère potentiellement attrayante.

Les FPT permettent en outre d'attribuer une incertitude à chacun des paramètres à partir de l'incertitude sur les mesures *in situ* (texture et densité apparente sèche).

Il existe une multitude de FPT. Parmi les FPT rencontrées dans la littérature, cinq ont été retenues : celles de Puckett *et al.* (1985), Rawls & Brakensiek (1985), Vereecken *et al.* (1989), Wösten *et al.* (1995) et Haverkamp *et al.* (1997). Ces auteurs ont développé des FPT

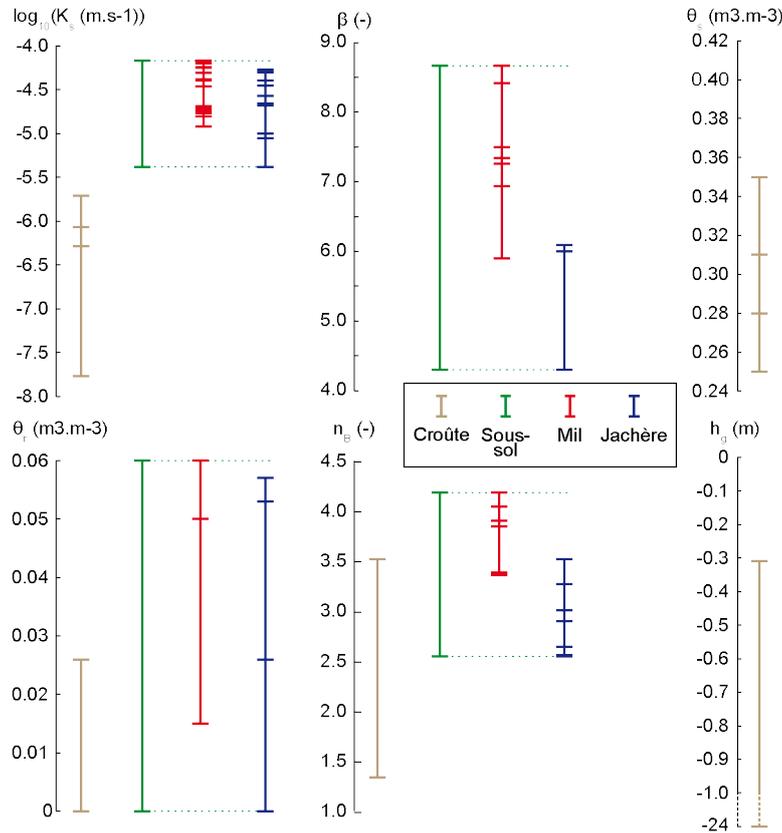


FIGURE 7.3 – Gammes de variabilité des paramètres issus de la littérature (cf. figure 7.2 et tableau 7.2).

permettant de décrire spécifiquement les courbes de conductivité hydraulique de Brooks & Corey et de rétention d'eau de van Genuchten.

Les résultats obtenus sont peu encourageants. D'une part, il existe une grande variabilité entre les différentes FPT. D'autre part, la variabilité de la granulométrie mesurée et de la densité apparente se traduit par une incertitude très importante dans les courbes paramétriques de rétention et de conductivité hydraulique fournies par les FPT. Enfin, l'utilisation *a posteriori* de ces FPT dans la modélisation ne fournit pas des résultats satisfaisants (non présentés ici). Néanmoins, cette étude souligne la difficulté d'extrapoler l'application des FPT à un autre type de sol.

3.2.3 Étalonnage

Étant donné que les valeurs de la littérature et les fonctions de pédotransfert n'ont abouti à aucune simulation satisfaisante, les paramètres restants des fonctions de rétention (h_g et n) et de conductivité hydraulique (K_{sat} et β) ont été étalonnés dans les gammes de variabilité plausibles, issues de la littérature (figure 7.3). Ces résultats d'étalonnage feront l'objet du chapitre 8.

3.3 Description de la végétation

Les paramètres de végétation ont également été définis à partir de la connaissance acquise sur les deux écosystèmes au cours des campagnes HAPEX-Sahel (Hanan & Prince, 1997 ;

Braud *et al.*, 1997 ; Rockström *et al.*, 1998 ; Braud, 1998) et AMMA-CATCH (Issoufou, 2012 ; Issoufou *et al.*, 2013). Notamment, le profil racinaire de la jachère considéré constant sur toute la période a été ajusté à partir de celui établi par Braud *et al.* (1997). Le profil racinaire sur le mil évolue au cours de l'année, selon les mesures effectuées par Rockström & Valentin (1997). Concernant les autres paramètres :

- Le paramètre a_{sh} de la fonction de stress hydrique $f(VPD)$ a été fixé à la valeur préconisée dans le manuel (Braud, 2000).
- Le potentiel critique h_{fc} a été supposé égal à -140 m pour les deux couverts.
- Le point de flétrissement a été considéré pour un potentiel de -150 m, comme il est couramment rencontré.
- Les résistances stomatiques maximales ont été fixées à une forte valeur (5 000 s.m⁻¹), correspondant à la fermeture des stomates. Si cette valeur est trop faible, le modèle simule un flux de transpiration qui n'apparaît pas avec les observations.
- Les résistances totales de la plante et stomatiques minimales ont initialement été prises égales à la valeur calibrée par Braud *et al.* (1997), puis étalonnées.

3.4 Paramètres radiatifs de surface

Les émissivités du sol nu (ϵ_s) et de la végétation (ϵ_v) ont été prises égales à celles renseignées dans l'étude de Braud *et al.* (1997). Dans les gammes de variabilité de ces paramètres pour la région sahélienne, la sensibilité du modèle à ces paramètres étant très faible, ces valeurs ont été figées. Il en est de même pour le paramètre d'interception de la loi de Beer-Lambert dans le domaine infrarouge thermique (a_{blIR}). Celui-ci a été considéré égal à une valeur classiquement utilisée (0,825, François, 2002). En revanche, ce n'est pas le cas des albédos du sol nu (α_s) et de la végétation (α_v) et du paramètre d'interception de la loi de Beer-Lambert dans le domaine visible (a_{blRV}). Ce dernier a été fixé à une valeur initiale de 0,5, correspondant à un couvert sphérique (François, 2002), puis ajusté légèrement autour de cette valeur pour les deux écosystèmes.

4 Méthode d'étalonnage et de validation du modèle

4.1 Critères d'évaluation

Quatre indicateurs d'erreurs ont été utilisés pour évaluer quantitativement la représentation des différentes variables observées par le modèle :

- le biais (*Biais*),
- la dispersion (*RMSE*),
- l'efficacité de Nash-Sutcliffe (*Eff.*),
- la corrélation (*Corr.*).

Les équations de ces différents estimateurs sont détaillées en annexe A.

Toutes les variables observées ont également été évaluées qualitativement, en regard des chroniques aux pas de temps semi-horaire et journalier.

4.2 Étalonnage et validation

Pour les paramètres ne pouvant être renseignés *a priori* ou dont les valeurs restent trop incertaines pour la modélisation, étant donné la forte sensibilité du modèle pour celles-ci, l'étalonnage a été effectué dans les gammes de valeurs plausibles de ces paramètres, établis à partir de la littérature et décrites ci-dessus. Seules les années hydrologiques 2006 et 2007, fortement contrastées du point de vue des précipitations ont été utilisées pour cet ajustement des paramètres ; les cinq autres années étant conservées pour la phase de validation.

Le modèle a été étalonné manuellement par une identification séquentielle, basée sur les expériences antérieures avec ce modèle, une analyse de sensibilité qualitative réalisée en amont et la compréhension des processus physiques impliqués (chapitres 3 & 5). Toutes les variables observées, sensibles à un type de paramètres ont été impliquées dans l'étalonnage de ceux-ci, avec comme objectif d'obtenir un bon compromis pour toutes ces variables, en connaissance de leur représentativité et leur fiabilité. Plusieurs règles ont été appliquées :

- les paramètres étalonnés doivent rester dans les gammes établies à partir de la littérature ;
- les variations spatiales des propriétés hydrodynamiques du sol (profondeur et entre les deux sites) doivent rester cohérentes avec les mesures de texture et de densité du sol.

Les propriétés optiques de la surface (albédos du sol sec et humide, de la végétation et les paramètres d'interception de la loi de Beer-Lambert dans le domaine du visible) ont été ajustées en priorité, à partir des quatre composantes radiatives (incidentes et ascendantes).

Les propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol non-figées (cinq paramètres par horizon : P_{therm} , h_g , n , K_{sat} et β) ont ensuite été étalonnées avec une attention particulière étant donné la forte sensibilité du modèle à ces paramètres (Braud, 1998 ; Boulet, 1999 ; Demarty *et al.*, 2004, 2005 ; Kahan *et al.*, 2006). Leur impact sur l'essentiel des sorties du modèle (tous les flux d'énergie H , LE et G , stocks d'eau et températures dans le sol) a été évalué paramètre par paramètre, dans sa gamme de variabilité acceptable, avec les mêmes considérations que celles établies plus haut. Enfin, quelques ajustements des paramètres de végétation ont été réalisés pour améliorer la représentation du flux de chaleur latente LE et des stocks d'eau dans le sol sur des phases pertinentes du cycle de la végétation, essentiellement pendant la phase de sénescence.

Un processus d'étalonnage itératif a été nécessaire pour aboutir à une simulation satisfaisant tous ces critères.

Les deux modélisations ont ensuite été validées pour les cinq autres années hydrologiques (2005, 2008 à 2011) à partir des 17 variables d'évaluation suivantes :

- 5 chroniques des flux d'énergie (RV_{\uparrow} , IR_N , G , H , LE),
- 6 chroniques de teneur en eau dans le sol (10-50-100-150-200-250 cm), dont 4 chroniques de stocks d'eau,
- 6 chroniques de températures dans le sol (10-50-100-150-200-250 cm).

5 Synthèse

Le sol a été discrétisé en cinq horizons sur la colonne de sol de 4 m. Un flux gravitaire et une température constante ont été considérés comme limite inférieure. Le profil de sol a été initialisé le 01 mai 2005 avec l'humidité résiduelle et la température du sol mesurée interpolées à chacun des 194 nœuds.

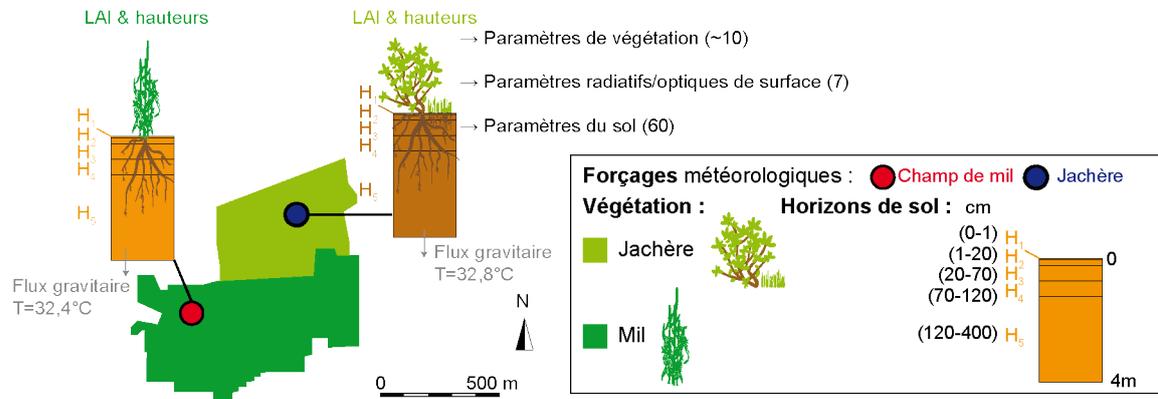


FIGURE 7.4 – Conceptualisation simplifiée des deux écosystèmes modélisés.

Cette configuration conduit à la prescription de 60 paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol, 7 paramètres radiatifs de surface et une dizaine de paramètres pour la végétation, pour chacun des écosystèmes étudiés. À partir de la littérature et des mesures *in situ*, il a été possible d'estimer les valeurs ou des gammes de valeurs pour la plupart des paramètres. Les paramètres qui ne peuvent être renseignés *a priori* ou pour lesquels le modèle est fortement sensible ont été étalonnés dans les gammes de valeurs établies. Seules deux années hydrologiques contrastées du point de vue des précipitations (2006 et 2007) ont été utilisées pour l'étalonnage ou l'ajustement de ces paramètres. Les cinq années hydrologiques restantes ont été employées pour la phase de validation. La méthode d'étalonnage, relativement simple dans sa conception, déterministe, est basée sur une identification séquentielle des paramètres réalisée à partir de la connaissance *a priori* du modèle et de la compréhension des processus impliqués. L'évaluation de l'étalonnage s'appuie sur les différentes variables observées, en accordant un poids différent suivant la précision et la représentativité estimée de la mesure et en portant une attention particulière sur la pertinence physique des paramètres étalonnés.

Troisième partie

Résultats de la modélisation

Chapitre 8

Étalonnage-Validation du modèle par une approche déterministe

Ce chapitre expose les résultats d'étalonnage et de validation du modèle par l'approche décrite au chapitre 7. Le réalisme du jeu de paramètres est évalué en regard des indications issues de la littérature et de la connaissance du terrain. La pertinence et la cohérence des simulations sont analysées de manière qualitative et statistique.

1 Introduction

En vue de l'exploitation de cette modélisation, il s'agit au préalable de montrer la capacité du modèle à simuler de manière satisfaisante les processus biophysiques de surface sur les deux couverts végétaux. Le modèle a été étalonné sur une période de deux années hydrologiques puis validé sur une période de cinq autres. La période d'étude présente une variabilité climatique importante et relativement typique de la région sur une plus longue période. Dans ces conditions, il est nécessaire d'évaluer la robustesse et la consistance du modèle pour chacune des années, aussi bien en étalonnage qu'en validation, et pour les deux types de couvert.

2 Paramètres étalonnés

L'ensemble des valeurs de paramètres prescrit dans SiSPAT est indiqué dans le tableau 8.1. Les paramètres étalonnés sont listés en gras-souligné. Les autres paramètres sont directement issus de la littérature ou de mesures *in situ*.

2.1 Caractéristiques de la végétation et propriétés optiques de surface

Concernant les résistances stomatiques minimales de la végétation, les valeurs étalonnées pour cette étude (70 s.m⁻¹ pour la jachère et 100 s.m⁻¹ pour le mil) sont proches des valeurs de la littérature et les différences entre les deux couverts sont respectées. En effet, Hanan & Prince (1997, HAPEX-Sahel) ont mesuré 80 s.m⁻¹ et 125 s.m⁻¹, respectivement pour les arbustes (*guiera*) et pour le mil, tandis que les mesures sur les mêmes parcelles de Wankama reportent 57 s.m⁻¹ (incertitude : [44-89] s.m⁻¹, Issoufou *et al.*, 2013) et 90-100 s.m⁻¹ (Issoufou, non publié).

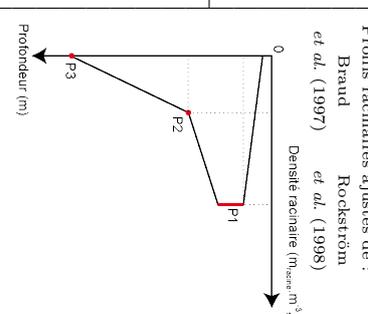
Les profils racinaires de la végétation naturelle et du mil ont été légèrement ajustés respectivement à partir des profils de Braud *et al.* (1997) et Rockström *et al.* (1998) pour améliorer la reprise de l'eau dans le sol par les racines. Ayant peu d'informations sur le profil, le parti pris a été de peu les modifier. De même, il n'existe pas de mesures de résistance totale de la végétation présente dans les deux écosystèmes. La seule indication à notre connaissance provient de la valeur étalonnée par Braud *et al.* (1997) pour une jachère de HAPEX-Sahel avec le modèle SiSPAT. Dans cette étude, cette même valeur a été appliquée au mil. Elle a cependant été optimisée pour la jachère, notamment pour améliorer la transpiration et la teneur en eau dans le sol pendant la phase de sénescence de la végétation.

Les albédos du sol nu (α_s) et de la végétation (α_v) ont été étalonnés à partir du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}). Les paramètres de la relation liant l'albédo du sol nu avec la teneur en eau dans le sol sont bien cohérents avec les indicateurs qualitatifs observés sur le terrain, tels que la couleur du sol, la rugosité de la surface et la texture du sol. Les valeurs de l'albédo du sol nu sec sont élevées (0,34-0,35) et correspondent bien aux valeurs de la littérature (Allen *et al.*, 1994 ; Roujean *et al.*, 1997 ; Lacaze *et al.*, 1999). L'albédo de la végétation étalonné pour la jachère (0,20) est proche de l'albédo d'une végétation semi-naturelle (0,18-0,20) reporté par plusieurs auteurs (p. ex. Wallace *et al.*, 1990 ; Allen *et al.*, 1994 ; Roujean *et al.*, 1997). L'albédo du mil étalonné (0,22) est plus élevé que sur la jachère (Bégué *et al.*, 1996).

Le coefficient d'atténuation de la loi de Beer-Lambert dans le domaine visible a légèrement

été ajusté autour de sa valeur initiale (0,45 pour la jachère et 0,55 pour le mil) en regard du rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi.

TABLEAU 8.1 – Propriétés de la végétation et optiques de la surface, hydrodynamiques et thermiques du sol renseignées pour les deux parcelles de jachère et de mil. Les paramètres étalonnés sont indiqués en gras-souligné.

	Jachère					Mil					Littérature				
											Jachère	Mil			
PARAMÈTRES DE VÉGÉTATION															
Résistance stomatique minimum $r_{stom, min}$	$s \cdot m^{-1}$	<u>70</u>					<u>100</u>					[57 : 125]	[100 : 200]		
Résistance stomatique maximum $r_{stom, max}$	$s \cdot m^{-1}$	5000					5000					-	-		
Résistance totale de la plante r_t	$s \cdot m^{-1}$	<u>1.50.10¹³</u>					6.50.10 ¹²					6.50.10 ¹²	-		
Paramètre de la fonction de stress hydrique α_{sh}	$P \cdot d^{-1}$	2.50.10 ⁻⁴					2.50.10 ⁻⁴					2.50.10 ⁻⁴	-		
Potentiel critique h_{fc}	m	-140					-140					-	-		
Profil racinaire :															
*P1 : densité maximum de racines & profondeur	$m \cdot m^{-3}$	Toute l'année :					Profil maximum (19 oct.) :					Profils racinaires ajustés de : Brand et al. (1997) Rocksörn et al. (1998)			
*P2 : densité intermédiaire racines & profondeur	$g \cdot m$	<u>22900 & 0.03 à 0.1</u>					<u>28000 & 0.03 à 0.1</u>					Densité racinaire ($m_{racine} \cdot m^{-3}$)			
*P3 : profondeur maximum de racines	$g \cdot m$	<u>1603 & 0.85</u>					<u>5000 & 0.50</u>								
PARAMÈTRES RADIATIFS DE SURFACE															
Albédo du sol nu $\alpha_s = f(\theta)$:	-	<u>0.345</u>					<u>0.340</u>								
*albéo sec ($\theta_{sec} = 0,04$)	-	<u>0.190</u>					<u>0.200</u>								
*albéo humide ($\theta_{hum} = 0,18$)	-	0,965					0,965								
Émissivité du sol nu ϵ_s	-	<u>0.20</u>					<u>0.22</u>								
Albédo de la végétation α_v	-	0,980					0,980								
Émissivité de la végétation ϵ_v	-														
Paramètre d'interception de la loi de Beer-Lambert :	-	<u>0.45</u>					<u>0.55</u>								
*visible α_{vl}, RV	-														
*infrarouge α_{vl}, IR	-	<u>0.825</u>					<u>0.825</u>								
PARAMÈTRES THERMIQUES															
DU SOL															
Densité apparente sèche	Horizon	H1	H2	H3	H4	H5	H1	H2	H3	H4	H5	Croûte		Sol	
	cm	0-1	1-20	20-70	70-120	120-400	0-1	1-20	20-70	70-120	120-400	sous-jacent			
Porosité ϕ	$kg \cdot m^{-3}$	1,70	1,70	1,80	1,70	1,75	1,70	1,70	1,80	1,70	1,75	=1- $\rho_{sèche}/2,65$			
Sable Sa	$m^2 \cdot m^{-3}$	0,358	0,358	0,321	0,358	0,340	0,358	0,358	0,321	0,358	0,340				
Argile+Limn $A + Lt$	%	85	85	85	85	85	85	85	85	85	85				
Matière organique MO	%	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13				
Capacité thermique vol. apparente sèche $C_p \times 10^6$	%	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2				
Paramètre multiplicatif de la conductivité P_{therm}	$J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}$	1,28	1,28	1,36	1,28	1,32	1,28	1,28	1,36	1,28	1,32	=2.10 ⁶ (1- ϕ)			
PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES DU SOL															
Paramètre d'échelle de la coupe de VG h_g	m	<u>-0.85</u>					<u>-0.50</u>					[-24; 33; -0,31]		[-0,45; -0,06]	
Paramètre de forme de la coupe de VG n	-	<u>2.75</u>					<u>3.00</u>					[2,35; 3,53]		[2,55; 4,19]	
Teneur en eau à saturation θ_{sat}	$m^3 \cdot m^{-3}$	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	[0,25; 0,35]		[0,25; 0,42]	
Teneur en eau résiduelle θ_r	$m^3 \cdot m^{-3}$	0,010	0,012	0,028	0,027	0,037	0,010	0,023	0,046	0,047	0,056	[0; 0,06]		[0; 0,06]	
Conductivité hydraulique à saturation K_{sat}	$m \cdot s^{-1}$	<u>1.10⁻⁷</u>					<u>2.5.10⁻⁷</u>					[1,7.10 ⁻⁸ ; 2.10 ⁻⁶]		[4.10 ⁻⁶ ; 7.10 ⁻⁵]	
Paramètre de forme de la coupe de BC β	-	<u>6.0</u>					<u>5.0</u>					[4,3; 6,9]			

2.2 Paramètres thermiques et hydrodynamiques du sol

Les paramètres initiaux du modèle de conductivité thermique (de Vries, 1963) ne permettent pas à eux seuls de représenter les échanges thermiques de manière satisfaisante. Comme Dermarty *et al.* (2004, 2005), un paramètre multiplicatif de la conductivité thermique a été utilisé pour tous les horizons afin d’offrir un degré de liberté supplémentaire sur le contrôle des échanges thermiques. En particulier, il a été multiplié par deux sur la croûte de surface de la jachère pour favoriser les échanges thermiques avec la profondeur. Sur le mil, il a été réduit au niveau des horizons H_2 et H_3 car les premières simulations montraient des échanges thermiques trop forts à certaines périodes de l’année.

Presque tous les paramètres hydrodynamiques du sol étalonnés sont peu différents pour les horizons H_3 à H_5 et entre les deux couverts. Premièrement, ceci est cohérent avec la granulométrie assez homogène sur ce profil de sol et entre les deux sites (cf. chapitre 5). D’autre part, les valeurs des paramètres étalonnés respectent plutôt bien les gammes de variabilité issues des études de modélisation et des mesures antérieures dans la région de Niamey, tant pour la croûte de surface (quand l’information est disponible), que le sol sous-jacent (figure 8.1). Cependant, les paramètres étalonnés pour chacun des écosystèmes ne correspondent pas nécessairement aux gammes des couverts correspondants. Une explication possible est que la granulométrie des sites de jachères recensés dans cette synthèse bibliographique soit plus représentative de celle des deux écosystèmes étudiés (teneur en sable $\sim 87\%$ en moyenne) que les sites de mil, dont la teneur en sable dépasse les 90 %.

Quasiment toutes les valeurs des paramètres de l’horizon H_1 se distinguent nettement des paramètres des horizons sous-jacents, traduisant l’effet important de la croûte sur la redistribution de l’eau à la surface sur les deux sites. Il existe peu d’informations sur les paramètres de la croûte dans la littérature car celle-ci est très fine, rendant difficiles les mesures de ses propriétés. Les quelques informations recueillies offrent des gammes de variabilité très larges, soulignant la forte incertitude des propriétés de la croûte de surface. Les paramètres ont donc été étalonnés indépendamment des valeurs de la littérature. Néanmoins, les valeurs obtenues restent dans les gammes de celle-ci (figure 8.1). Les paramètres hydrodynamiques de ce premier horizon traduisent une capacité de rétention (paramètres h_g et n , tableau 8.1, figure 8.2.a) plus forte et surtout une conductivité hydraulique plus faible (paramètres K_{sat} et β , tableau 8.1, figure 8.2.b) que les horizons sous-jacents. Ces contrastes sont d’autant plus prononcés sur le site en jachère que sur le champ de mil, en accord avec la connaissance du terrain et notamment le travail du sol sur la culture. La conductivité hydraulique à saturation de la croûte sur la jachère est 700 fois (200 fois sur le mil) plus faible que celle de l’horizon H_2 sous-jacent. La conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}) a été étalonnée à des valeurs de l’ordre de 5 à $7 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour les horizons sous la croûte, ce qui est assez bien caractéristique des mesures de conductivité réalisées dans les sols sableux de la région (cf. Vandervaere *et al.*, 1997), et des valeurs étalonnées pour la modélisation (p. ex. Braud *et al.*, 1997 ; Braud, 1998 ; Pellarin *et al.*, 2009) ou dérivées de fonctions de pédotransfert (Simunek *et al.*, 1998 ; Manyame *et al.*, 2007). De même, le paramètre de forme de la courbe de conductivité (β) est plus fort sur la croûte (6,0) que sur l’horizon H_2 (5,0). La plus forte capacité de rétention de la croûte lui confère un effet tampon, retenant l’eau en surface pour être ensuite évaporée, qui peut se substituer en partie au phénomène de « ponding » observé *in situ* (cf. figure 8.3) mais non pris en compte dans la configuration du modèle utilisé. Or ce processus peut jouer une part non négligeable dans l’évaporation (Bromley *et al.*, 1997 ; Wallace & Holwill, 1997). L’horizon H_2 se comporte comme un compartiment intermédiaire entre la croûte et les horizons subjacents, venant corroborer l’effet de la croûte, davantage sur le site en jachère que sur le champ cultivé (figure

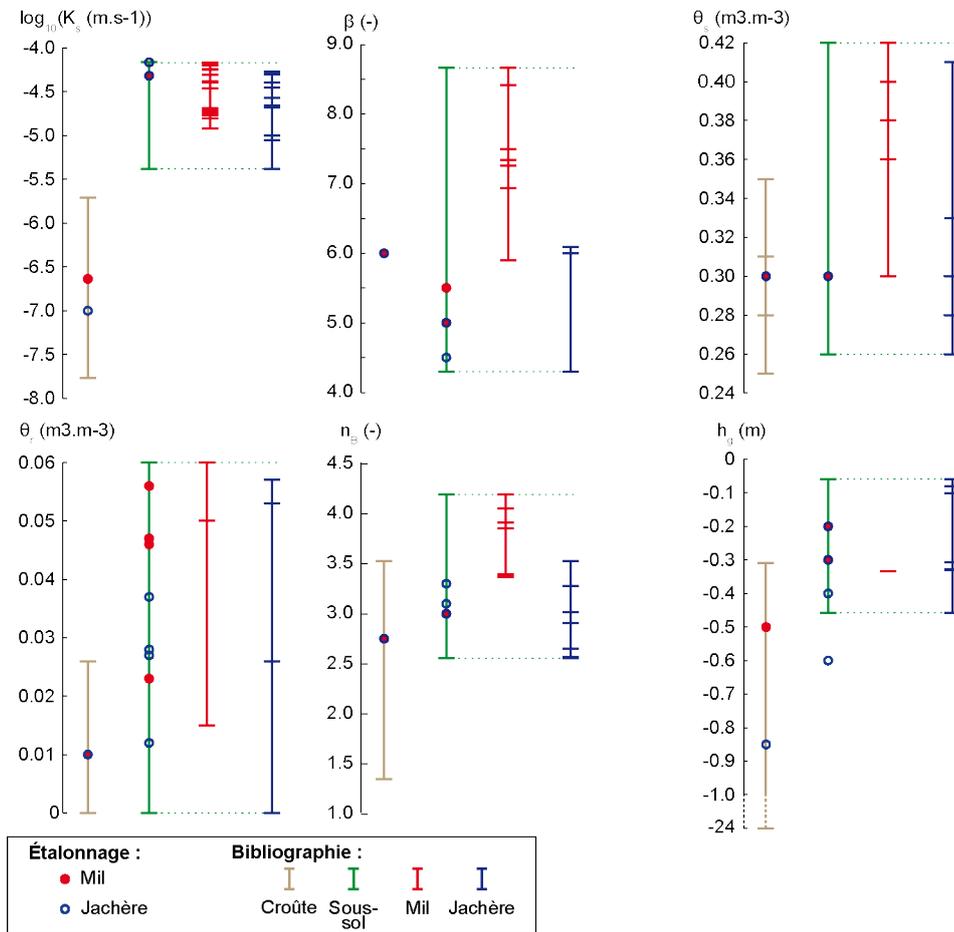


FIGURE 8.1 – Comparaison des valeurs des propriétés hydrodynamiques du sol étalonnées pour les deux parcelles (ronds) aux valeurs de la littérature (barres verticales) obtenues pour des parcelles similaires de mil (rouge) et de jachère (bleu). Les propriétés de la croûte (marron) sont distinguées des propriétés du sol sous-jacent. Les barres vertes représentent la variabilité totale pour les deux types de couverts confondus.

8.2.a). Par exemple, le paramètre d'échelle h_g de la courbe de rétention de van Genuchten (VG) étalonné pour la parcelle en jachère (-0,60 m) est inférieur aux gammes de valeurs issues de la littérature (cf. figure 8.1) mais légèrement supérieur à la valeur étalonnée pour la croûte.

Ce paramètre (h_g) est le plus variable entre les horizons et entre les deux sites. Il s'est avéré très sensible lors de l'étalonnage, notamment pour son rôle clef sur la phase de transition entre conditions humides et sèches de la courbe de rétention. Sa diminution en valeur absolue avec la profondeur traduit une diminution de la capacité de rétention qui peut être associée à un effet de compactage du sol.

Globalement, les courbes de rétention étalonnées pour les horizons H_3 à H_5 affichent une allure similaire à celles étalonnées par Braud *et al.* (1997) et suivent relativement bien la courbe de Manyame *et al.* (2007) obtenue pour des sols plus sableux de la région, notamment pour des teneurs en eau utiles comprises dans la gamme 0-0,15 m³.m⁻³, dans laquelle se situe les humidités atteintes dans cette étude (cf. annexe C, section 4). De même, les courbes de conductivité hydraulique étalonnées pour les horizons H_2 à H_5 suivent la courbe moyenne obtenue par Braud *et al.* (1997). En revanche, la croûte de surface semble encore plus prononcée sur les deux sites étudiés que sur les autres.

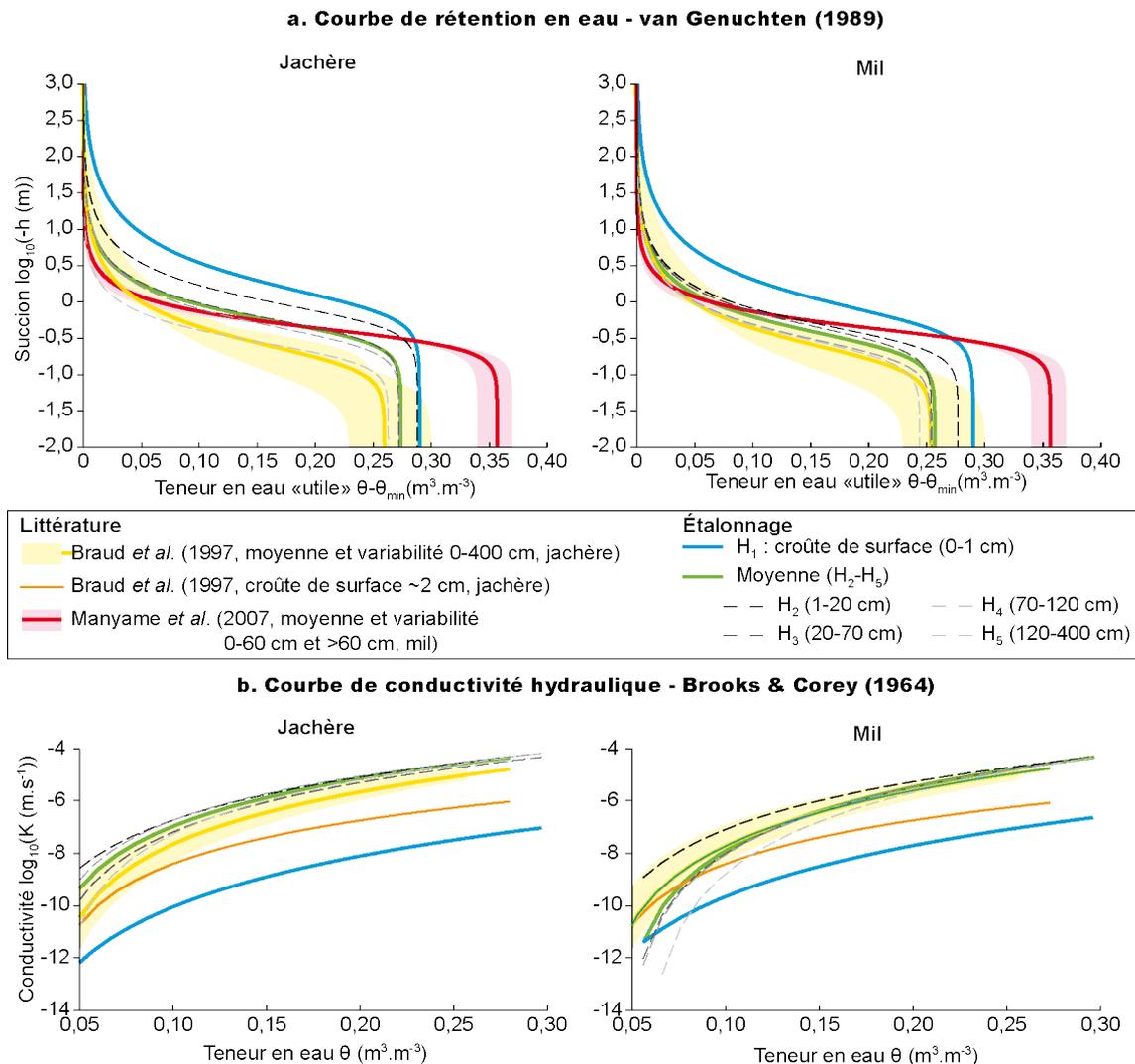


FIGURE 8.2 – Courbes (a) $h(\theta)$ et (b) $K(\theta)$ pour une parcelle en jachère (gauche) et un champ de mil (droite) tirées de la littérature ou obtenues par étalonnage des différents horizons de sol (H_1 à H_5) du modèle.



FIGURE 8.3 – Photo des flaques lors d'épisodes pluvieux (exemple sur le mil; source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).

3 Évaluation quantitative et qualitative du modèle

En théorie, par construction, le modèle boucle le bilan d'eau et le bilan d'énergie. Cependant, dans sa résolution numérique, il est possible que ceux-ci ne soient pas complètement fermés. Sur toute la période de simulation (2005-2011), l'erreur de fermeture du bilan d'énergie est négligeable ($\sim 1 \text{ W.m}^{-2}$), et celle du bilan d'eau représente moins de 0,5 % des précipitations totales. Ces résultats de modélisation sont donc tout à fait satisfaisants.

L'évaluation du modèle en regard des observations des variables semi-horaires du bilan d'énergie, des stocks d'eau et températures dans le sol à partir des estimateurs quantitatifs est détaillée dans le tableau 8.2 pour la période d'étalonnage (2 années hydrologiques) puis de validation (5 années hydrologiques). Le descriptif de ces estimateurs quantitatifs par année hydrologique est fourni dans l'annexe C (section 1).

Pour les deux écosystèmes, les estimateurs de la simulation obtenue sont globalement très satisfaisants, par rapport à ce que l'on peut attendre de ce type de modélisation et étant donnée l'incertitude liée aux observations (cf. chapitre 5). Pour toutes les variables, les estimateurs obtenus pour l'étalonnage et la validation sont équivalents, et plus généralement pour toutes les années simulées, aussi bien les plus humides que les plus sèches (cf. annexe C, section 1). Ceci traduit la performance de l'étalonnage et sa robustesse, malgré la courte période considérée et la forte variabilité climatique sur la séquence de validation à laquelle s'ajoute des modifications environnementales (p. ex. : chute brutale du LAI sur la jachère en 2009, cf. chapitre 5). Le modèle est parfois meilleur sur la période de validation, comme par exemple pour les températures dans le sol ou le flux de chaleur sensible (H) pour la jachère.

Les scores sont relativement bien équilibrés entre toutes les variables et entre les deux écosystèmes pour une variable donnée.

TABLEAU 8.2 – Estimateurs quantitatifs (RMSE, biais, critère d'efficience de Nash-Sutcliffe *Eff.* et coefficient de corrélation *Corr.*) des variables d'évaluation modélisées en regard de celles observées au pas de temps semi-horaire.

	Étalonnage Mai 2006 - Avril 2007				Validation Mai 2005 - Avril 2006 et Mai 2007 - Avril 2012			
	<i>RMSE</i>	<i>Biais</i>	<i>Eff.</i>	<i>Corr.</i>	<i>RMSE</i>	<i>Biais</i>	<i>Eff.</i>	<i>Corr.</i>
JACHÈRE								
Flux de surface (W.m⁻²)								
<i>RV_↑</i>	9,8	2,4	0,99	1,00	8,7	-1,8	0,99	1,00
<i>IR_↑</i>	18,3	-6,7	0,93	0,99	14,2	-1,4	0,95	0,99
<i>R_N</i>	13,3	5,5	1,00	1,00	15,0	4,3	0,99	1,00
<i>G_{5cm}</i>	15,0	-4,1	0,95	0,98	18,7	-4,4	0,92	0,97
<i>H</i>	27,8	-7,7	0,91	0,96	26,3	-4,0	0,90	0,96
<i>LE</i>	38,7	-2,2	0,76	0,88	30,8	-3,8	0,76	0,88
Températures du sol (°C)								
<i>10 cm</i>	2,8	-2,6	0,77	0,98	2,3	-1,6	0,82	0,96
<i>50 cm</i>	2,2	-2,1	0,65	0,98	1,5	-1,3	0,78	0,97
<i>100 cm</i>	1,8	-1,7	0,62	0,98	1,2	-1,1	0,75	0,98
<i>150 cm</i>	1,6	-1,5	0,54	0,98	1,1	-1,0	0,67	0,97
<i>200 cm</i>	1,3	-1,2	0,48	0,96	1,0	-0,8	0,62	0,96
<i>250 cm</i>	1,0	-0,9	0,53	0,94	0,8	-0,6	0,63	0,93
Stocks d'eau (mm)								
<i>Total (0-250 cm)</i>	13,7	1,8	0,55	0,95	7,0	-3,2	0,76	0,92
<i>H1-H2 (0-20 cm)</i>	1,5	0,2	0,92	0,98	1,7	0,1	0,84	0,94
<i>H3 (20-70 cm)</i>	3,7	-0,9	0,82	0,94	3,5	-1,4	0,67	0,87
<i>H4 (70-120 cm)</i>	8,0	2,6	-1,02	0,85	4,0	1,3	0,14	0,78
<i>H5 (120-250 cm)</i>	4,4	-0,2	-0,89	0,93	3,6	-3,2	-2,24	0,59
MIL								
Flux de surface (W.m⁻²)								
<i>RV_↑</i>	11,5	-4,5	0,99	1,00	9,1	-4,2	0,99	1,00
<i>IR_↑</i>	14,9	6,5	0,95	0,98	16,3	7,4	0,93	0,98
<i>R_N</i>	18,9	-1,1	0,99	1,00	18,3	-2,3	0,99	1,00
<i>G_{5cm}</i>	14,2	-3,3	0,95	0,97	19,7	-4,0	0,90	0,95
<i>H</i>	26,0	-1,7	0,89	0,95	30,5	-0,3	0,85	0,93
<i>LE</i>	27,4	-0,3	0,77	0,88	25,6	-2,7	0,79	0,90
Températures du sol (°C)								
<i>10 cm</i>	1,3	-0,4	0,96	0,98	2,1	-0,7	0,88	0,95
<i>50 cm</i>	0,8	-0,4	0,95	0,98	1,1	-0,6	0,86	0,95
<i>100 cm</i>	0,7	-0,4	0,94	0,98	1,0	-0,7	0,82	0,95
<i>150 cm</i>	0,6	-0,4	0,92	0,98	0,9	-0,6	0,77	0,94
<i>200 cm</i>	0,6	-0,3	0,89	0,97	0,8	-0,5	0,72	0,92
<i>250 cm</i>	0,7	-0,2	0,82	0,95	0,8	-0,5	0,64	0,89
Stocks d'eau (mm)								
<i>Total (0-250 cm)</i>	15,8	3,8	0,87	0,96	15,1	-0,8	0,80	0,91
<i>H1-H2 (0-20 cm)</i>	1,2	-0,3	0,94	0,97	1,1	-0,3	0,94	0,97
<i>H3 (20-70 cm)</i>	4,9	1,3	0,78	0,98	5,3	1,1	0,68	0,95
<i>H4 (70-120 cm)</i>	3,6	0,1	0,87	0,97	4,6	-0,3	0,69	0,89
<i>H5 (120-250 cm)</i>	11,2	2,7	0,78	0,91	9,6	-1,3	0,73	0,86

3.1 Flux de surface

La figure 8.4 traduit la dispersion et le biais obtenus pour les flux de surface sur le site du mil et de la jachère, par des scatterogrammes représentant les valeurs des différentes variables énergétiques simulées versus observées.

Dans l'ensemble, les valeurs des estimateurs quantitatifs utilisés sont corrélées à la précision de mesure pour chaque variable. Le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}) est toujours très bien simulé, avec une RMSE de l'ordre de 10 W.m^{-2} ($Eff. \sim 0,99$) pour les deux sites. Le rayonnement de grandes longueurs d'ondes a tendance à être sous-estimé sur la jachère (biais négatif) et surestimé sur le mil (biais positif) mais les estimateurs restent toujours satisfaisants (RMSE $\sim < 20 \text{ W.m}^{-2}$ et $Eff. \sim 0,93-0,95$). Ceci se traduit par une dispersion (RMSE) du rayonnement net très faible, toujours légèrement supérieure sur le mil ($< 19 \text{ W.m}^{-2}$ contre $\sim 13-15 \text{ W.m}^{-2}$ sur la jachère) et un biais positif sur la jachère ($\sim +5 \text{ W.m}^{-2}$) mais négatif et plus faible sur le mil ($\sim -2 \text{ W.m}^{-2}$). Le critère de Nash ($Eff.$) est toujours supérieur à 0,98, confirmant la bonne simulation du rayonnement net sur les deux sites.

La redistribution d'énergie radiative sous forme convective et conductive semble relativement bien représentée, de manière consistante pour les deux sites et les deux périodes. Les résultats de simulation obtenus pour le flux de chaleur dans le sol (G) sont encore meilleurs (RMSE $\sim 14-18 \text{ W.m}^{-2}$) que ceux obtenus pour les flux turbulents (H et LE , RMSE $\sim 26-29 \text{ W.m}^{-2}$ et $\sim 26-39 \text{ W.m}^{-2}$ respectivement et le critère de Nash $Eff. > 0,78$). Ces deux flux turbulents sont obtenus par la méthode d'Eddy Covariance, dont la mise en œuvre pour obtenir des mesures précises est la plus délicate. D'autre part, la modélisation au pas de temps semi-horaire ne permet pas de capter toutes les fluctuations de ces flux à l'échelle de la turbulence. Pour toutes ces raisons et malgré l'importance du flux de chaleur latente dans le bilan d'eau, ces deux flux turbulents ont été considérés avec un poids équivalent à celui accordé aux autres variables du bilan d'énergie. Finalement, les estimateurs quantitatifs de ces variables sont très satisfaisants par rapport aux résultats généralement obtenus à partir de ce type de modèles (Braud *et al.*, 1997 ; Demarty *et al.*, 2004 ; Akkermans *et al.*, 2012), particulièrement dans ces conditions climatiques et environnementales sévères. Les biais sur ces deux flux turbulents restent inférieurs à 8 W.m^{-2} sur les deux sites, soit entre 8 et 15 % du flux moyen sur la période considérée.

Pour la jachère, le biais positif sur la représentation du rayonnement net et les biais négatifs des flux turbulents et conductif traduisent une erreur de fermeture dans le bilan d'énergie par les observations, aussi bien pour la période d'étalonnage que de validation. Étant donné que le modèle ferme complètement le bilan d'énergie, les incertitudes sur la fermeture de celui-ci par les observations, mises en avant dans le chapitre 5, pénalisent nécessairement une partie des résultats d'évaluation des flux de surface. D'autre part, sur les figures 8.5 et 8.6, certains points peuvent signaler des erreurs dans les observations, comme par exemple le flux de chaleur sensible sur la jachère pour lequel les observations sont nulles alors que le modèle simule un flux de plus de 100 W.m^{-2} . Ceux-ci ont toutefois peu de poids dans les estimateurs globaux, et ce même si les données ont été très peu filtrées pour conserver le maximum d'informations en vue d'évaluer le modèle.

D'un autre côté, les bonnes corrélations ($> 0,88$) suggèrent que les dynamiques liées aux événements de précipitations, les variabilités saisonnières et interannuelles des variables d'évaluation sont bien retranscrites par le modèle, comme l'illustrent les figures 8.5, 8.6 et 8.7 représentant les moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des rayonnements et flux de surface journaliers observés et simulés.

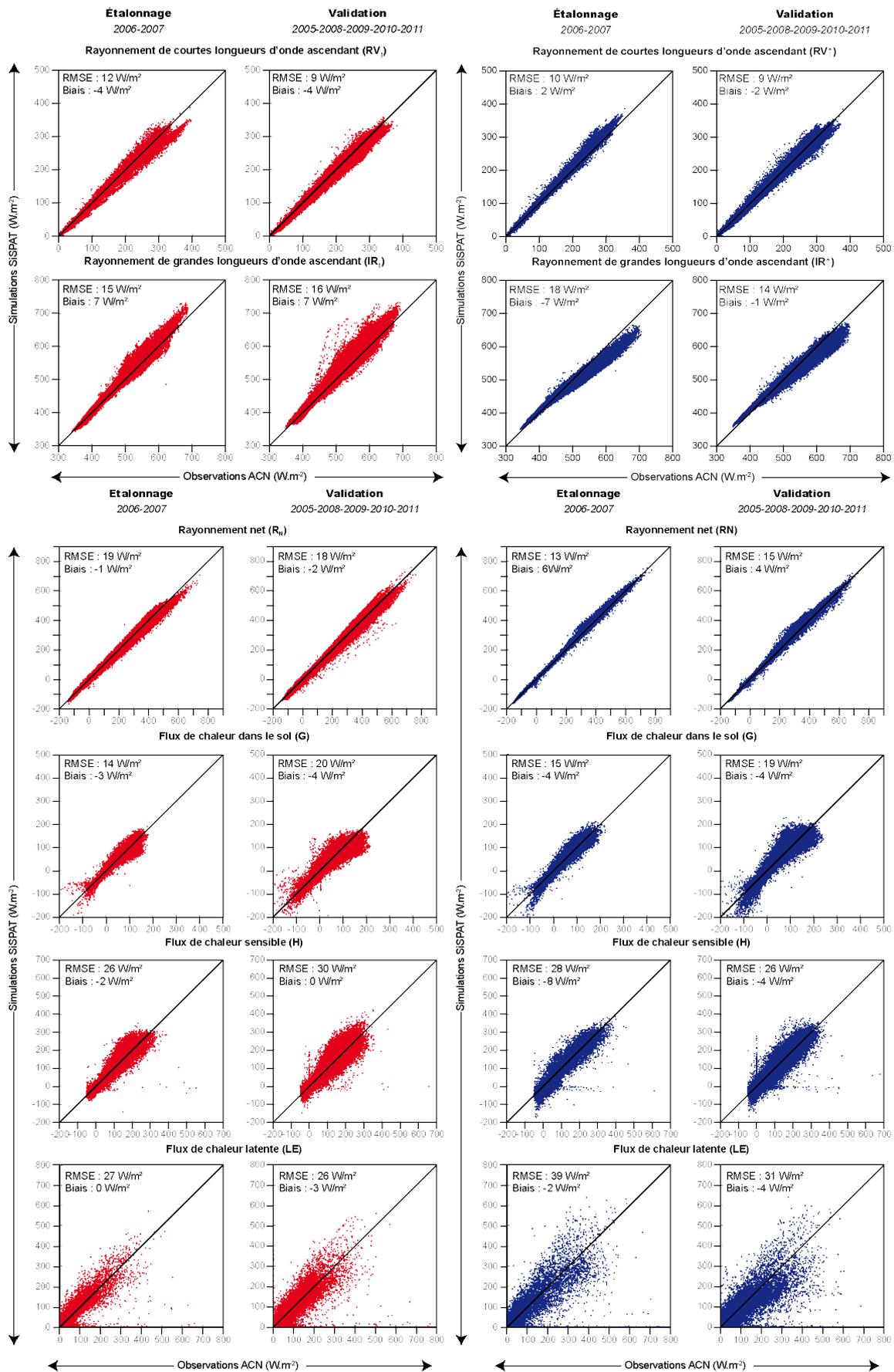


FIGURE 8.4 – Scatterogrammes des simulations versus observations pour les périodes d'éta-lonnage (gauche) et de validation (droite) pour les rayonnements ascendants (RV_{\uparrow} & IR_{\uparrow}), le rayonnement net (R_N) et les flux d'énergie (G , H & LE) pour le mil (rouge, gauche) et la jachère (bleu, droite).

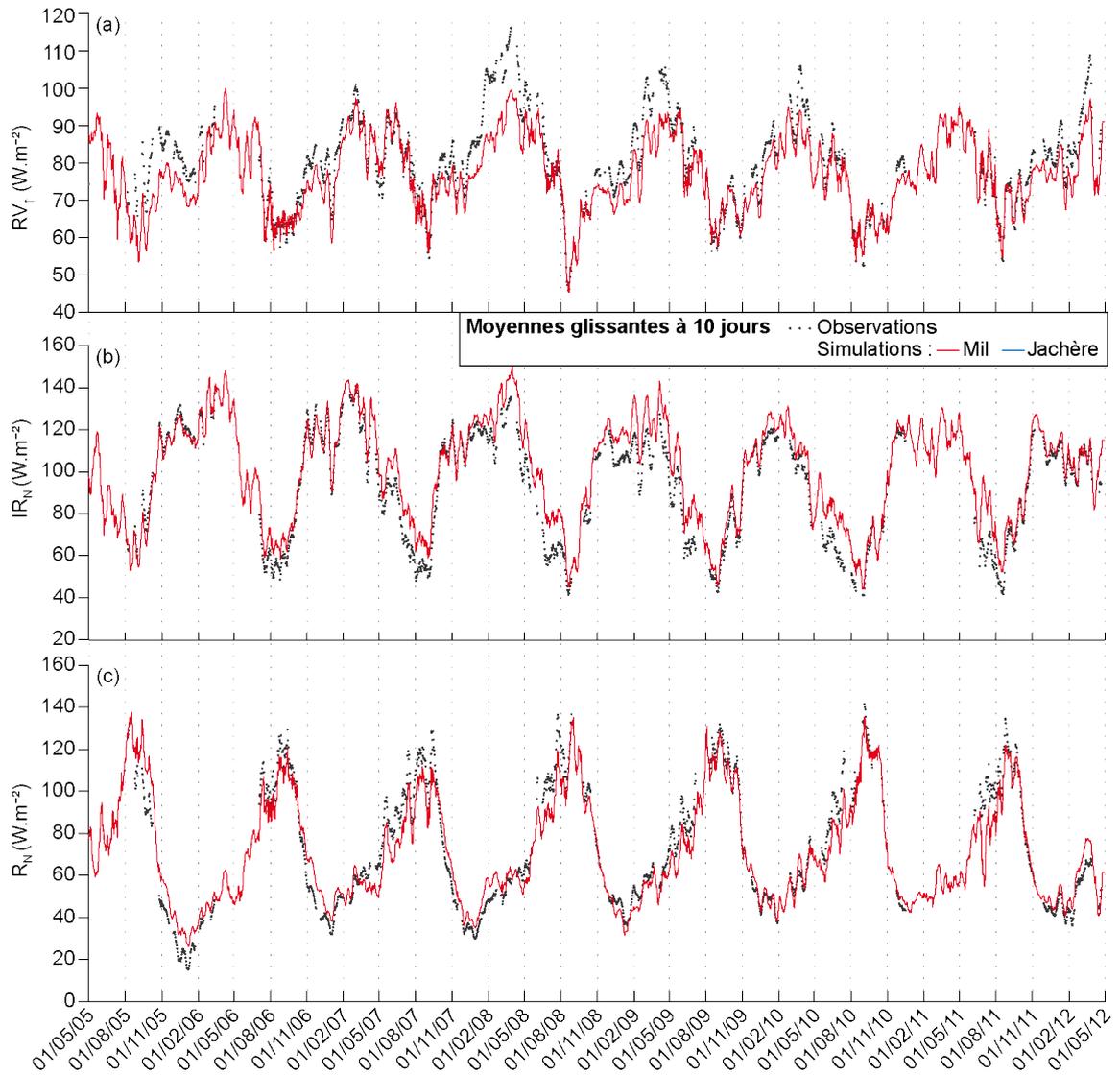


FIGURE 8.5 – Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) rayonnement courtes longueurs d’ondes ascendant (RV_{\uparrow}), (b) le rayonnement infrarouge net ($IR_N = IR_{\uparrow} - IR_{\downarrow}$) et (c) rayonnement net (R_N). Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil) et les observations en points noirs.

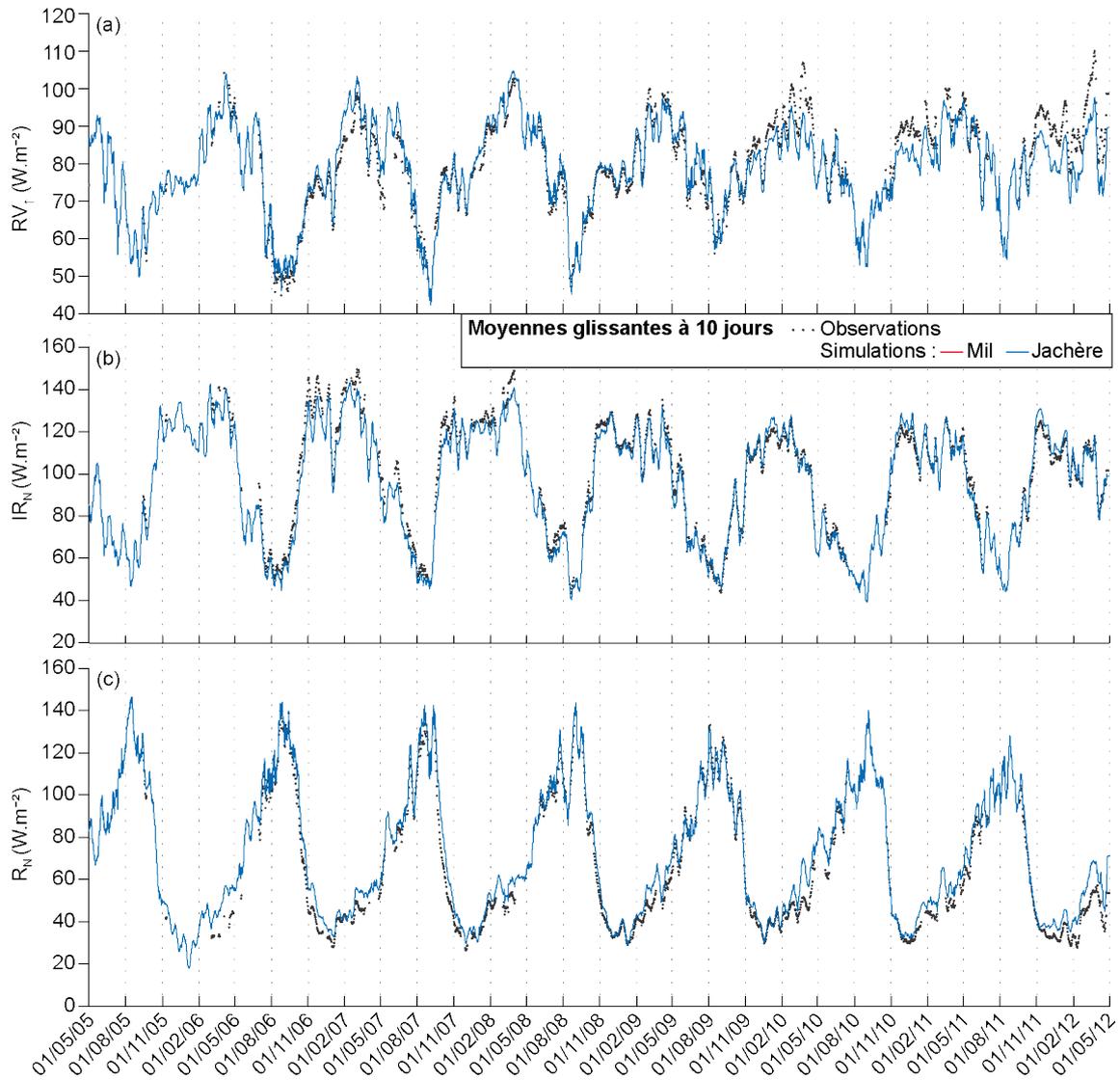


FIGURE 8.6 – Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) rayonnement court longueurs d’ondes ascendant (RV_{\uparrow}), (b) le rayonnement infrarouge net ($IR_N = IR_{\uparrow} - IR_{\downarrow}$) et (c) rayonnement net (R_N). Les simulations sont représentées en trait plein (bleu pour la jachère) et les observations en points noirs.

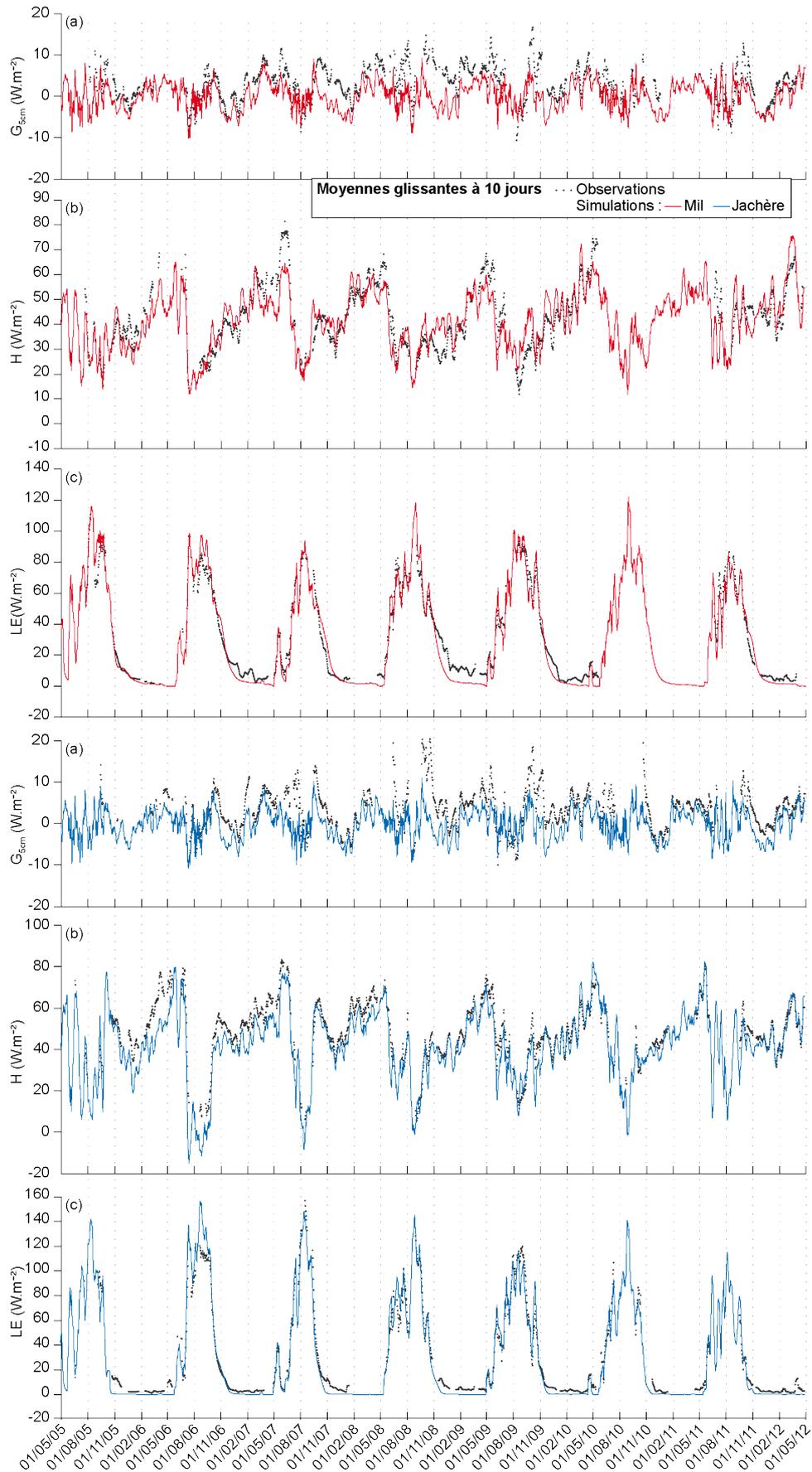


FIGURE 8.7 – Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) flux de chaleur dans le sol (G), (b) flux de chaleur sensible (H) et (c) flux de chaleur latente (LE). Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère) et les observations en points noirs. Une partie des lacunes dans les observations des flux journaliers de chaleur sensible et latente a été comblée par une méthode décrite dans l'annexe D. Ainsi, $\sim 25\%$ des points noirs sont déduits de cette méthode.

3.2 Températures dans le sol

Les estimateurs pour les températures (tableau 8.2) montrent que celles-ci sont bien reproduites sur le site du mil ($Eff. \sim 0,60-0,96$). Elles sont néanmoins sous-estimées de $0,2-0,5^\circ\text{C}$ en profondeur à $0,4-0,7^\circ\text{C}$ en surface. Ce biais diminue avec la profondeur à cause de la condition limite de température imposée à 400 cm et égale à la moyenne des observations à 250 cm. Les dispersions sont plus élevées en surface, du fait de l'amplitude des variations plus forte des températures ($RMSE \sim 1-2^\circ\text{C}$). Ces mêmes résultats se retrouvent pour les simulations des températures du sol sous la jachère. Cependant les performances du modèle sont un peu moins satisfaisantes ($Eff. \sim 0,50-0,80$, $RMSE \sim 1-3^\circ\text{C}$), en grande partie à cause de la sous-estimation plus importante des températures (biais ~ -1 à -3°C). Pour les deux sites, les dynamiques des températures dans le sol sont très bien reproduites, aussi bien en phase qu'en amplitude ($Corr. \geq 0,90$), malgré la sous-estimation systématique des valeurs de températures (figure 8.8). De tels écarts entre simulations et observations ont déjà été remarqués par Braud (1998) dans des conditions similaires (région, écosystème, modèle), attribuant ces différences au fait que dans la configuration de ce modèle à deux couches superposées, le rayonnement incident qui atteint le sol est toujours atténué par la couche de végétation, alors que en réalité 45 % du sol nu reçoit la totalité de celui-ci. Ceci expliquerait également que pour les années où le LAI est plus développé (2006 et 2007 sur la jachère), les scores de températures et de flux de chaleur sensible soient un peu moins bons que pour les autres années (cf. annexe C, sections 1 et 2). Toutefois, les résultats d'évaluation du modèle à partir des températures restent satisfaisants avec une RMSE expliquée en grande partie par le biais.

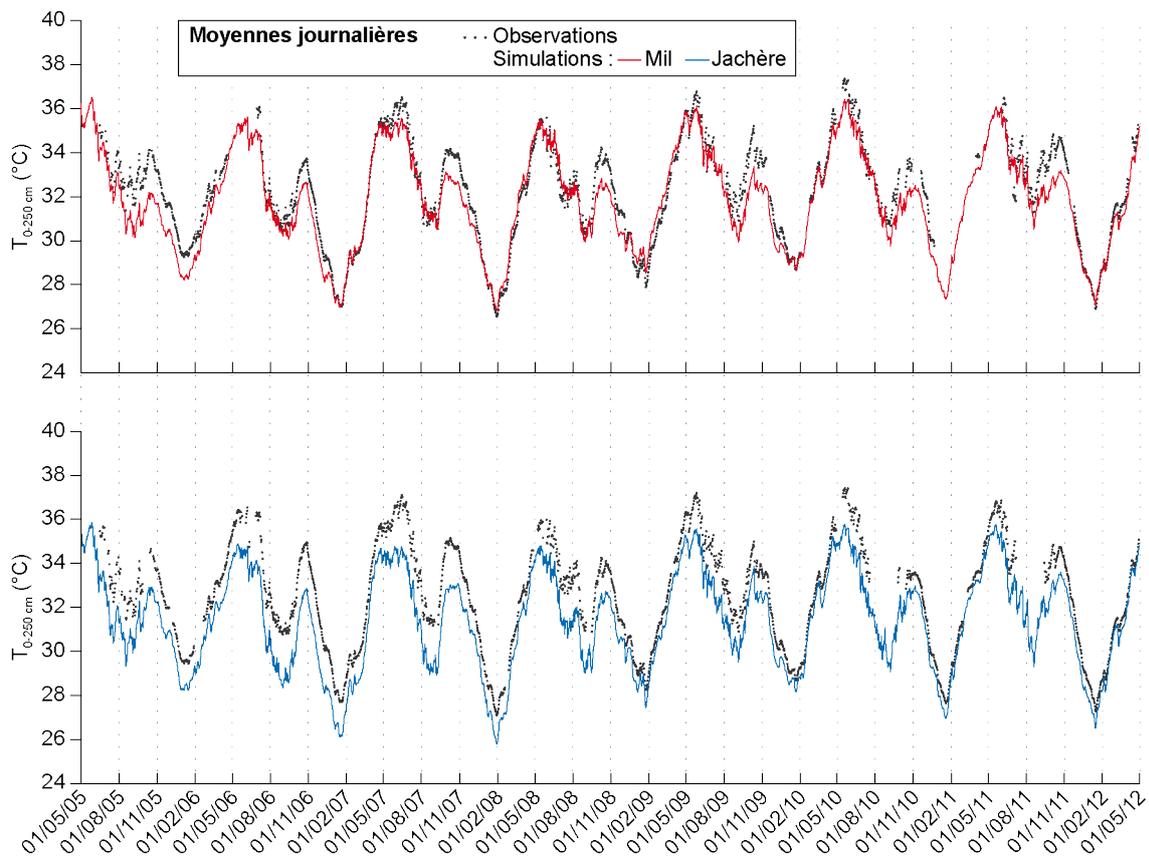


FIGURE 8.8 – Chroniques 2005-2011 des moyennes journalières de la température moyenne (T) sur la colonne de sol comprise entre 0 et 250 cm. Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère en bas) et les observations en points noirs.

3.3 Humidités dans le sol

Pour l'humidité du sol, le tableau 8.2 montre que les variations de stock d'eau modélisées dans les différents horizons de sol reproduisent bien la dynamique des stocks estimés par interpolation linéaire des observations à différentes profondeurs entre 0,01 et 2,5 m ($Eff. > \sim 0,70$ pour les horizons H_1 à H_5 du mil et H_1 à H_5 de la jachère). Pour les horizons profonds (H_4 et H_5) de la jachère, dont la dynamique est insignifiante (cf. annexe C, section 3), le critère de Nash ($Eff. < 0$) n'est évidemment pas adapté à l'évaluation des simulations. Néanmoins, il semble que le modèle infiltre légèrement trop d'eau dans l'horizon H_4 sur la jachère (biais positif). Les fortes corrélations entre simulations et observations, pour les deux périodes et les deux sites ($Corr. > 0,86$), confirment que le modèle appréhende bien les dynamiques des stocks d'eau dans le sol induites par la forte variabilité interannuelle des précipitations. La figure 8.9 illustre la capacité du modèle à simuler correctement les dynamiques du stock d'eau total (entre la surface et 2,50 m de profondeur) sur les sept années de simulation, au pas de temps semi-horaire. Les années 2005, 2007, 2008 et 2009 sont particulièrement bien reproduites. L'évaluation qualitative des stocks d'eau simulés par horizon et par année est détaillée à travers les figures de l'annexe C (section 3).

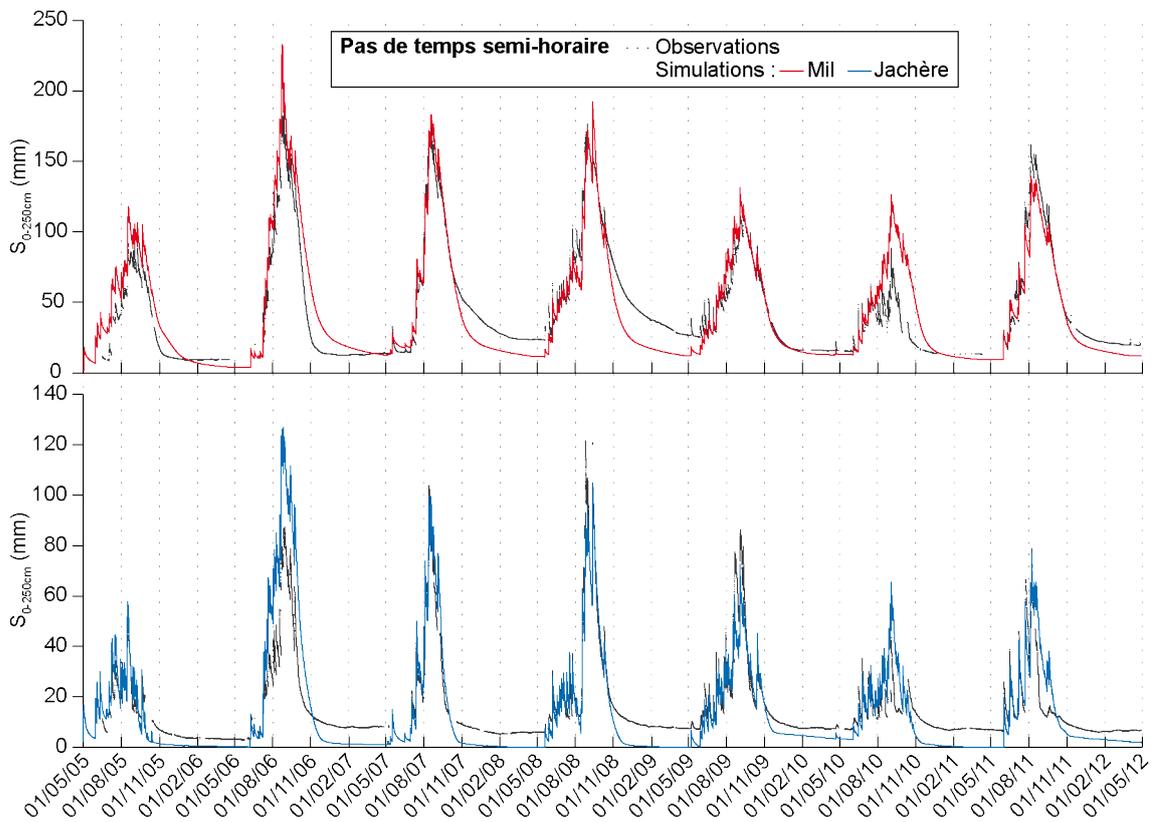


FIGURE 8.9 – Chroniques 2005-2011 des stocks sur la colonne de sol comprise entre la surface et 250 cm ($S_{0-250cm}$) au pas de temps semi-horaire. Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère en bas) et les observations en points noirs.

4 Synthèse et discussion

Pour son fonctionnement, SiSPAT repose sur la prescription d'un important jeu de paramètres (~ 80). Bien que le modèle ait été utilisé dans une configuration « allégée » (pas de macropores, pas de phénomène d'hystérèse en rétention, pas de raffinage de la rétention en régime sec, pas de ponding...), les données disponibles ne permettaient pas de renseigner quantitativement tous les paramètres. Une synthèse bibliographique des études menées dans la zone du Sud-Ouest Niger a permis de recenser une grande partie des propriétés requises. Des gammes de valeurs plausibles pour les propriétés hydrodynamiques du sol et les résistances stomatiques minimum de la végétation ont alors été établies. Plus généralement, l'ensemble des paramètres tirés de la littérature a constitué un point de départ pour l'étalonnage du modèle. Certains paramètres satisfaisants dès le départ, ou pour lesquels le modèle est apparu peu sensible à leur gamme d'incertitude, ont été fixés dès le départ. Les autres ont été étalonnés sur la base de plusieurs critères. Si le modèle SiSPAT a été choisi, c'est principalement pour sa capacité à représenter de manière physique et détaillée la résolution des échanges d'eau et de chaleur dans le sol. Il était donc primordial que les paramètres étalonnés soient réalistes, en regard des valeurs de la littérature, des données et des connaissances *in situ*. Ensuite, l'étalonnage a été évalué à partir de toutes les variables observées et simulées par le modèle. L'objectif était de satisfaire au mieux toutes ces variables d'évaluation, tant sur un plan quantitatif (estimateurs) que qualitatif (bonne reproduction « visuelle » de la dynamique des variables), en accordant un poids relatif à la représentativité et la fiabilité de ces variables observées. Le modèle a été étalonné sur deux années hydrologiques contrastées puis validé sur sept autres années. Comme montré dans le chapitre 5, l'échantillon climatique présente une forte variabilité interannuelle des précipitations, à la fois en termes de quantités annuelles mais également d'intensité des événements et de leur distribution sur la saison. Les conditions climatiques et édaphiques étaient particulièrement sévères. Par exemple, dans la zone superficielle du sol ($\sim 0-20$ cm), la teneur en eau varie entre la valeur résiduelle en saison sèche et environ 80 % de la saturation du sol en saison des pluies. Dans ces conditions et sans connaissance *a priori* des propriétés hydrodynamiques du sol, il n'était donc pas évident que le modèle soit suffisamment robuste pour reproduire correctement les processus hydrologiques et énergétiques clés. De plus, ce modèle n'avait encore jamais été utilisé pour simuler une série pluriannuelle aussi longue sur ces deux écosystèmes.

Concernant les résultats d'étalonnage et de validation, il est tout d'abord important de souligner que les paramètres étalonnés sont physiquement réalistes, en comparaison avec les valeurs de la littérature et les données *in situ*. De plus, les résultats de modélisation obtenus après étalonnage et validation du modèle sont globalement satisfaisants. D'une part, ils sont cohérents vis-à-vis de l'ensemble des processus simulés tels que les flux de surface, les stocks d'eau, les humidités et les températures à plusieurs profondeurs dans le sol. D'autre part, les estimateurs statistiques obtenus atteignent des niveaux de performance excellents en regard des résultats classiques de modélisation SVAT, et aussi de ceux obtenus sur la zone de Wankama avec les modèles SEtHyS_Savannah (Feurer *et al.*, 2009 ; Saux-Picart *et al.*, 2009b) et ISBA (Demarty *et al.*, 2009). D'ailleurs, les performances de validation (corrélation et RMSE) des flux turbulents (H & LE) au pas de temps semi-horaire sont comparables aux résultats obtenus par Akkermans *et al.* (2012) au pas de temps horaire sur quatre sites africains, dont un en région sahélienne (au Soudan, végétation : acacias et herbacées).

De manière générale, les simulations reproduisent correctement les observations des flux d'énergie, notamment les cycles diurnes, les amplitudes et la variabilité interannuelle.

Même si elles restent tout à fait satisfaisantes, les performances du modèle traduisent

quelques faiblesses dans la représentation des échanges thermiques de surface. De manière générale, sur le site du mil, il semblerait qu'une énergie légèrement trop importante soit allouée au rayonnement infrarouge net puisque celui-ci est surestimé (biais positif $\sim 6-7 \text{ W.m}^{-2}$) alors que les températures, le flux de chaleur dans le sol et le flux de chaleur sensible sont sous-estimés. Sur le site de la jachère, tous ces flux et les températures du sol sont sous-estimés. Ces différences entre les simulations et les observations sont accentuées pendant la fin de la saison sèche et jusqu'au pic de mousson (de février à août) pour le mil et pendant toute la saison sèche sur la jachère. À cette période le LAI de la jachère est nul et celui du mil très faible. Or dans la configuration du modèle à deux sources, tel qu'utilisé, lorsque le LAI est nul, le modèle considère malgré tout un LAI minimal ($0,01 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$) pour des raisons numériques. Par conséquent, en saison sèche comme en saison humide, il est fortement possible que le rayonnement global atteignant le sol soit atténué par la végétation, alors qu'en réalité il est plus important. Cette hypothèse déjà émise par Braud (1998) semble se vérifier ici aussi. De plus, il est possible que les sondes de température, dont la mesure est ponctuelle (représentative d'une surface inférieure à quelques m^2), soient plus ensoleillées que le système « moyen » simulé, intégrant une couverture végétale homogène. Il en est de même pour le flux de chaleur dans le sol, dont la représentativité spatiale de la mesure est équivalente à celles des températures dans le sol.

Par ailleurs, la condition limite de température imposée à 400 cm engendre un flux annuel ascendant d'environ 1 W.m^{-2} , pouvant expliquer partiellement la sous-estimation du flux de chaleur dans le sol. Enfin, concernant le flux turbulent de chaleur sensible, des tests de sensibilité de celui-ci à la hauteur du couvert végétal ont été menés. Ils montrent que ce flux est fortement sensible à cette hauteur sur certaines périodes très spécifiques, en particulier pour le mil sur la période comprise entre novembre et février, après la récolte des épis. Une meilleure indication de ces hauteurs à cette période permettrait d'améliorer significativement le flux de chaleur sensible (cf. figure 8.7). De même, pour la jachère, une hauteur moyenne a été considérée égale pour toute l'année sans tenir compte de la disparition des herbacées en saison sèche. Étant donné la forte hétérogénéité verticale des deux couverts, et plus encore de celui de la jachère, la hauteur de végétation « moyenne » reste difficile à caractériser. Ceci pourrait d'ailleurs être l'une des raisons pour laquelle les flux turbulents sont moins bien simulés pour la jachère que pour le mil, comme l'ont supposé Lloyd *et al.* (1997) et Saux-Picart *et al.* (2009b). Cette piste de réflexion sur les hauteurs de couverts devra être creusée davantage à l'avenir. Suite à cette étude, une campagne de caractérisation des hauteurs de végétation en saison sèche a été entreprise sur le terrain en 2013.

Sur un autre plan, la représentation de la végétation dans le modèle reste succincte et ne permet pas de prendre en compte toute l'hétérogénéité verticale et spatiale de la végétation au sein de la parcelle. De même, l'évolution interannuelle n'est prise en compte qu'au travers l'indice foliaire et les hauteurs de végétation. L'évolution annuelle du profil racinaire dans le sol et les paramètres de végétation, notamment des paramètres de résistances stomatique et totale de la plante sont figés d'une année à l'autre. Par exemple, en 2006, les stocks d'eau sont sur-estimés sur la jachère sur la période du 15 juillet au 30 septembre (cf. figure 8.9 et figures de l'annexe C, section 3). Sur cette même période, la transpiration est sous-estimée et pourrait être augmentée par un profil racinaire plus dense. Mais celui-ci ne conviendrait pas l'année suivante. Ceci souligne l'intérêt d'une représentation dynamique de la végétation, au-delà seulement du LAI (Arora & Boer, 2003). Vers un objectif projectif, celle-ci serait indispensable.

Étant donné que les observations présentent également des erreurs significatives (cf. section 5, chapitre 5), celles-ci doivent également être considérées dans cette discussion. Tous les biais des flux d'énergie par conduction ou convection demeurent inférieurs au biais de fermeture du bilan d'énergie (-15 W.m^{-2} pour la jachère et -6 W.m^{-2} pour le mil). Ces erreurs restent donc dans l'incertitude des observations. Celle-ci n'a pas été prise en compte explicitement dans

l'évaluation des simulations. Il existe également d'autres sources d'erreurs et d'incertitudes dans les observations, comme :

- la calibration des sondes de températures et des TDR (mesures des humidités) qui peut induire un biais,
- la précision de la profondeur dans le sol des sondes de températures, des TDR et des plaquettes (flux G),
- la précision des instruments de mesure (fournies par le constructeur),
- l'interpolation linéaire des stocks d'eau dans le sol,
- la représentativité spatiale des observations qui peut être différente de celle du modèle,
- l'incertitude dans les forçages, et particulièrement les précipitations qui sont très fortement variables spatialement.

L'incertitude sur les précipitations peut être partiellement réduite par la bonne corrélation des simulations des humidités de surface (10 cm) et de l'évapotranspiration avec les observations (réponse directe et nette aux précipitations). De même, cette bonne corrélation pour toutes les années, laisse à penser qu'il n'y a peu ou pas de variabilité interannuelle significative des paramètres hydrodynamiques du sol à la surface (H_1 et H_2) et pour les horizons sous-jacent (H_3 à H_5). Cependant, l'évaluation du modèle concerne le comportement général « moyen » des simulations sur les périodes d'étalonnage et de validation ou annuellement (cf. annexe C, section 1). Celui-ci reproduit donc correctement les traits généraux. Néanmoins, les effets ponctuels sur les propriétés du sol superficiel du sarclage sur les champs de mil (une à deux fois par an) ou du passage des troupeaux sur les champs en saison sèche et les jachères par exemple ne sont pas analysés. Pour cela, il serait nécessaire de raffiner la paramétrisation du modèle, à l'aide de mesures supplémentaires (p. ex. humidités plus en surface, caractérisation de l'hétérogénéité spatiale).

D'un point de vue méthodologique, certaines améliorations pourraient évidemment être envisagées. Tout d'abord, la méthode d'étalonnage manuelle reste subjective car laissée libre à la seule appréciation du modélisateur. De même, il existe certainement un ou plusieurs jeux de paramètres répondant aux critères d'évaluation établis. Néanmoins, étant donné le grand nombre de variables de validation et leur grande diversité, les longues périodes d'étalonnage (2 ans) et de validation (5 ans), ainsi que les contraintes imposées pour l'étalonnage des paramètres, et les conditions de validation, ceci ne devrait pas affecter significativement les trajectoires des variables simulées. Nous pouvons cependant nous interroger sur l'impact du choix des années de calage et de validation sur la modélisation. En effet, sur la période d'étude, les années utilisées pour l'étalonnage, 2006 et 2007 sont deux années « extrêmes » : 2006 est une année très humide et 2007, une année sèche particulièrement courte. Il aurait peut-être été plus judicieux d'étalonner les paramètres sur les variables observées pour des années « moyennes ». Outre les aspects pratiques, liées à la disponibilité des données au moment de l'étalonnage du modèle, ce choix a été fait pour pouvoir bien capter les événements extrêmes, aussi bien en conditions sèches que très humides.

L'étalonnage et la validation de ce modèle semblent suffisamment robustes pour en exploiter les simulations. Les chapitres suivants sont basés sur ces simulations. Les résultats seront discutés au chapitre 11, avec un retour sur l'étalonnage et la validation présentés ici.

Chapitre 9

Analyses descriptive et climatologique des cycles couplés de l'eau et de l'énergie

Ce chapitre, dévolu aux résultats de modélisation, présente une analyse des composantes des cycles couplés de l'eau et de l'énergie à différentes échelles temporelles (interannuelle à infra-journalière), sous deux angles différents. D'une part, une analyse descriptive de l'échantillon des sept années simulées a pour objet de dégager les éléments du comportement des deux parcelles qui apparaissent soit permanents soit au contraire contrastés sur cet échantillon temporel, avec un éclairage sur les différences entre couverts. D'autre part, une approche statistique vise à établir à partir de cet échantillon une première climatologie des variables de flux et de stocks pour chacun de ces écosystèmes.

1 Introduction et démarches d'analyses

Les conclusions de l'analyse menée au chapitre 5 sur le fonctionnement éco-hydrologique des deux couverts étudié directement à partir des observations acquises par l'Observatoire ACN, a révélé le potentiel de la modélisation de type SVAT pour améliorer la connaissance des processus hydrologiques et énergétiques impliqués. Le modèle construit et évalué au chapitre précédent fournit des bilans d'eau et d'énergie complets au pas de temps semi-horaire sur une période de sept années hydrologiques, qu'il est nécessaire de mieux analyser afin d'apporter des éléments de réponses aux questions introduites au chapitre 4. Plus précisément, les questions spécifiquement abordées dans ce chapitre sont rappelés ci-dessous :

- identification des facteurs clés de variabilité (pluviométrie, rayonnement, cycle saisonnier de la végétation, pratiques agro-pastorales...) qui agissent sur les processus biophysiques de surface, notamment par analyse de la réponse des deux écosystèmes à différentes échelles temporelles (événementielle à interannuelle),
- établissement des bilans d'eau et d'énergie complets aux échelles annuelle et saisonnière,
- établissement d'une climatologie des cycles saisonniers des flux d'eau et d'énergie,
- étude de la dynamique des cycles saisonniers à travers les cycles diurnes des flux d'énergie,
- compréhension des processus hydrologiques par analyse croisée des flux d'eau et d'énergie et des variables clefs, telles que les résistances aérodynamiques et l'albédo de surface, fournis par la modélisation, aux pas de temps semi-horaire ou journalier,
- synthèse du comportement statistique des flux et stocks d'eau et d'énergie journaliers (= signature).

Pour cela, les processus des cycles couplés de l'eau et de l'énergie ont été étudiés à différentes échelles temporelles de plus en plus fines, de manière à traiter des questions de plus en plus spécifiques aux processus de surface. Les principales échelles étudiées dans ce travail sont :

- annuelle
- saisonnière
- infra-saisonnière
- journalière
- infra-journalière

L'application de cette démarche a en outre permis de nourrir deux types d'analyses décrites ci-dessous.

- L'analyse climatologique consiste à dériver de l'échantillon simulé une estimation des caractéristiques statistiques des variables de flux et de stocks d'eau et d'énergie, aux différentes échelles de temps et pour les deux couverts. Une telle caractérisation climatologique, appuyée sur des données *in situ*, comme c'est le cas de cette modélisation, n'existe pas à ce jour pour cette région. Elle fait l'objet d'un article (Velluet *et al.*, 2014) disponible dans l'annexe E.

- L'analyse descriptive de l'échantillon consiste à étudier les composantes des cycles de l'eau et de l'énergie, à partir d'une représentation séquentielle des variables sur toutes les années, ou sur des périodes spécifiques. Il s'agit d'analyser leur variabilité interannuelle, la différence entre les deux couverts et de répondre à des questions spécifiques sur les processus.

Pour les échelles annuelle à infra-saisonnière les deux analyses seront menées successivement dans les sections 2 à 3. À l'échelle infra-journalière, les cycles diurnes des composantes énergétiques seront analysés à partir d'une vue climatologique de ceux-ci (section 4). À l'échelle journalière, différentes séquences de l'année seront présentées sur le même plan que l'analyse préliminaire des observations réalisée au chapitre 5 (section 6). Certains processus seront étudiés plus finement au pas de temps semi-horaire sur des phases très spécifiques. Enfin, une synthèse du comportement statistique des flux et stocks journaliers sera effectuée.

Les composantes du cycle de l'eau et de l'énergie et les équations correspondantes ont été introduites au chapitre 2. L'équation du bilan d'énergie considérée dans cette étude est la suivante :

$$RV_{\downarrow} = RV_{\uparrow} + IR_N + H + LE + G \quad (9.1)$$

Pour apporter un appui à l'analyse et à la compréhension des processus hydrologiques et énergétiques, la dynamique des variables suivantes sera insérée :

- l'albédo de la surface (α) qui intervient dans la fraction de rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi,
- la fraction évaporative ($FE=LE/(H+LE)$) qui représente la part des flux turbulents utilisée par évapotranspiration,
- la résistance aérodynamique du sol r_{as} (resp. conductance $G_{as} = 1/r_{as}$ limitant (resp. favorisant) les échanges thermo-hydriques entre le sol et le niveau aérodynamique ($Z_0 + d$) (cf. manuel SiSPAT, Braud, 2000), tels que l'évaporation du sol,
- le vent (U_a) et la hauteur de végétation (h_v), facteurs prépondérants dans le calcul de cette résistance.

2 Bilans annuels et saisonniers

2.1 Bilan d'eau

2.1.1 Vue climatologique

À l'échelle annuelle (figure 9.1), l'évaporation du sol est la composante principale du bilan d'eau pour les deux écosystèmes. Cette dominance est encore plus marquée pour la jachère que pour le mil, avec respectivement 60 % et 52 % des précipitations qui repartent par évaporation. La transpiration est le second terme du bilan d'eau pour les deux écosystèmes, mais cette fois légèrement inférieure pour la jachère (25 % des précipitations) que pour le mil (31 %). Ces deux composantes évaporatives mènent à une évapotranspiration (ET) quasiment équivalente sur les deux sites, qui domine largement le bilan d'eau ($\sim 80-85$ % des précipitations). Le ruissellement (R) est le 3^{ème} terme du bilan d'eau. Il est supérieur sur la parcelle en jachère (15 % des précipitations contre 10 % sur le champ de mil). Le drainage (D) et la variation annuelle du stock d'eau (ΔS) complètent le bilan d'eau, dans des proportions négligeables pour la jachère et faibles pour le mil (< 10 %).

La quantité de flux liquides ($R+D$) est donc également équivalente pour les deux sites. Cependant, la redistribution de ces flux liquides entre le ruissellement et le drainage d'une part et celle des flux vapeurs (ET) entre l'évaporation et la transpiration d'autre part, présente des différences significatives entre les deux sites, impliquant une compensation de ces différentes composantes (figure 9.2). Par exemple, la différence d'évaporation entre les deux sites est similaire à la différence de transpiration.

À l'échelle saisonnière (figure 9.2), l'évaporation et le ruissellement sont limités à la saison des pluies (du 1^{er} mai au 31 octobre). En cette saison, la transpiration des deux écosystèmes est équivalente (~ 110 mm). En revanche, la différence de transpiration annuelle estimée entre les deux sites s'explique pendant la saison sèche, où la transpiration sur le site du mil représente environ 23 % de la transpiration annuelle (soit 33 mm), tandis qu'elle est négligeable sur la jachère (< 5 mm). Comme évoqué au chapitre 5, ce surplus de transpiration est imputé aux arbustes (*guiera*) : ils repoussent sur le site du mil progressivement au cours de la saison des pluies, et bénéficient en saison sèche de l'eau accumulée sous la culture en saison des pluies.

Sur un plan statistique, les erreurs standards¹ permettent de dire que les moyennes estimées à partir de l'échantillon sont relativement représentatives, puisque celles-ci sont assez faibles, comprises entre 9 et 20 mm pour toutes les composantes et 30 mm pour les précipitations.

1. L'erreur standard d'estimation de la moyenne est calculée comme le rapport entre l'écart-type et le nombre de valeurs considérées pour le calcul de la moyenne : $\frac{\sigma}{\sqrt{n}}$, $n = 7$ années.

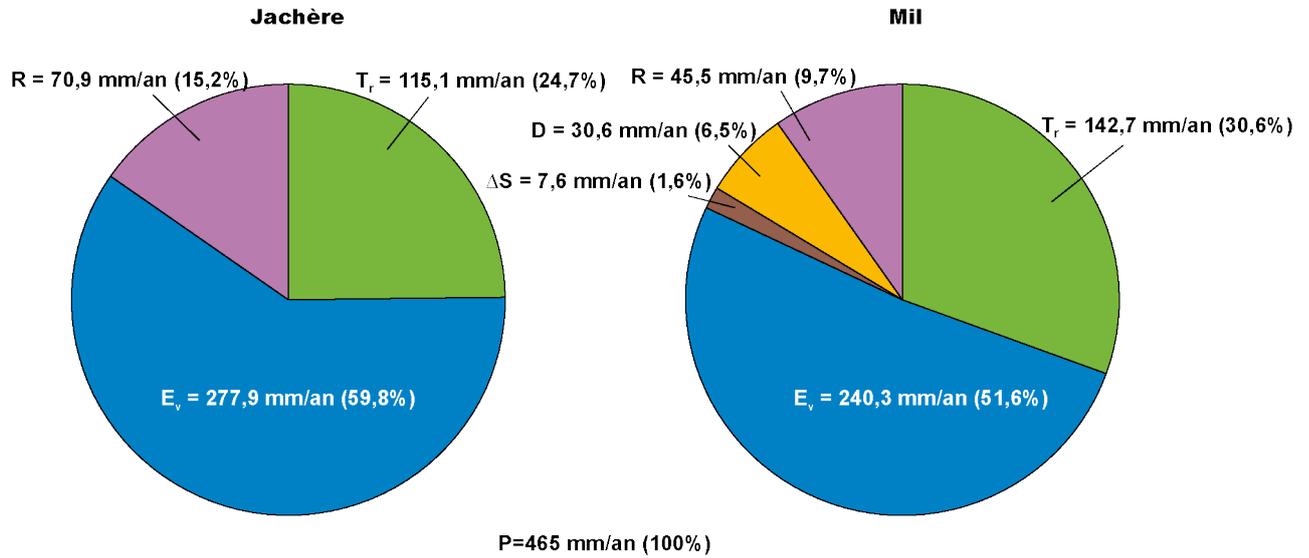


FIGURE 9.1 – Répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen sur les sites de la jachère (gauche) et du mil (droite). Pour le détail des symboles, se référer à la légende de la figure 9.2.

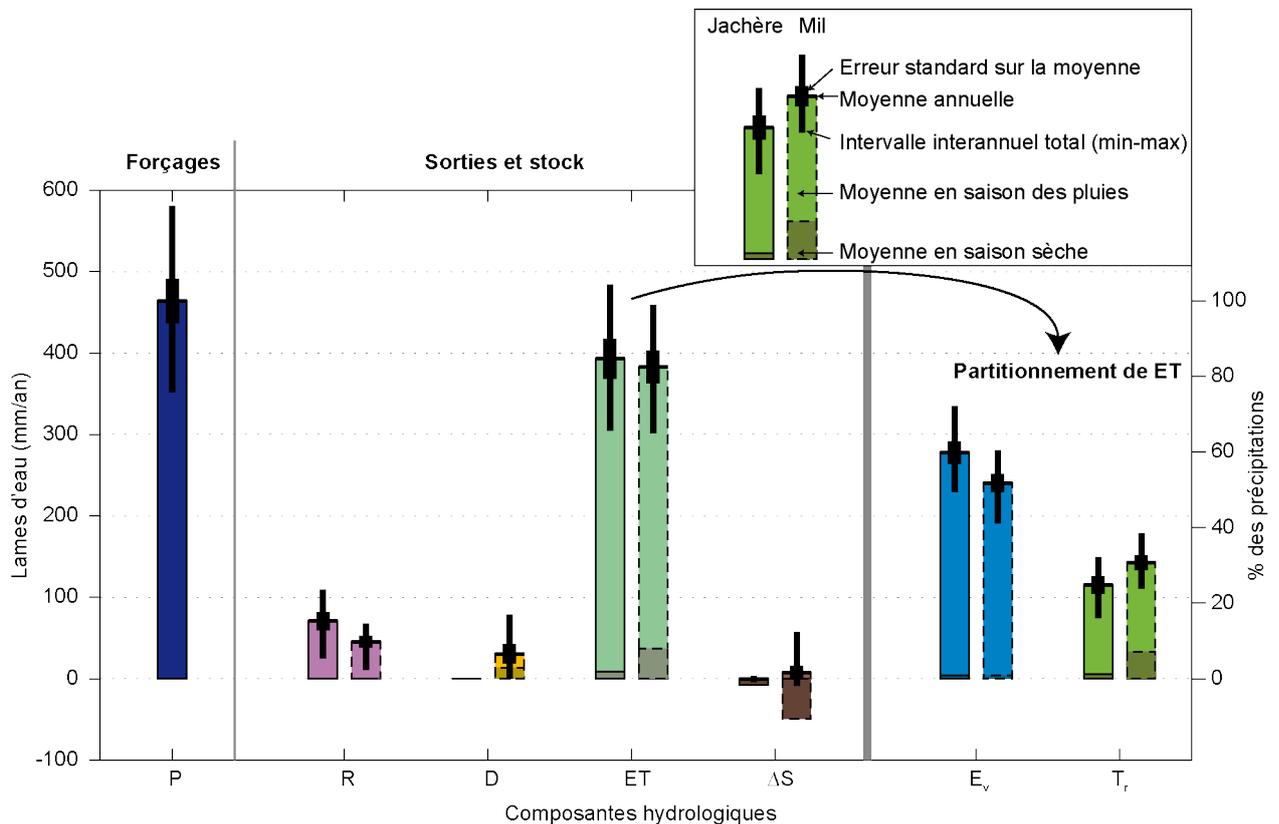


FIGURE 9.2 – Composantes annuelles moyennes du bilan d'eau sur les sites de la jachère (à gauche en traits pleins) et du mil (à droite en pointillés) : précipitations (P), ruissellement (R), drainage (D), évapotranspiration (ET) et son partitionnement entre évaporation (E_v) et transpiration (T_r), et variation de stock (ΔS). L'erreur standard sur la moyenne et l'étendue de l'échantillon sont représentées par les boîtes à moustaches noires. Chaque composante annuelle moyenne est décomposée entre ses deux composantes saisonnières moyennes : la quantité sur la saison sèche (1^{er} nov.-30 avr.) est représentée par une couleur foncée et sur la saison des pluies (1^{er} mai-31 oct.) par une couleur claire au dessus.

2.1.2 Vue descriptive

La variabilité interannuelle de l'échantillon est assez forte (coefficients de variation : 17 % pour les précipitations, 14-25 % pour l'évaporation et la transpiration, 43-46 % pour le ruissellement et >100 % pour le drainage et la variation de stock sous le mil).

Les différents facteurs de variabilité du bilan hydrologique, identifiés au chapitre 5, sont :

- la variabilité du climat, et plus particulièrement celle des précipitations qui est généralement forte en région sahélienne (cumul annuel, distribution saisonnière, nombre, durée et intensité des événements),
- les variations interannuelles du cycle de végétation,
- les variations des pratiques agropastorales, comme par exemple le pâturage sur les jachères pouvant affecter le développement de la couche d'herbacées annuelles.

En effet, les précipitations annuelles sont comprises entre 350 et 580 mm/an. La période d'étude peut être divisée en deux : une première période (2005-2008) caractérisée par une alternance d'années sèches puis humides et une seconde période (2009-2011) constituée de trois années sèches consécutives (tableau 9.1). La seconde période est également marquée par une chute brutale de l'indice foliaire (LAI) sur la jachère (cf. chapitre 5).

L'impact de ces facteurs sur les différentes composantes hydrologiques peut être analysé à partir du tableau 9.1 qui indique leur quantité annuelle et saisonnière sur les deux sites pour toutes les années de l'échantillon (2005-2011). Pour la première période, le flux d'évapotranspiration des deux écosystèmes représente environ 80 % des précipitations (figure 9.3), en quantité légèrement supérieure pour la jachère (en moyenne +26 mm/an). Pour la seconde période, elle représente plus de 90 %, avec cette fois une part légèrement supérieure pour le mil (en moyenne +10 mm/an). Les différences entre les deux sites ne sont donc pas significatives mais s'expliquent par les écarts de transpiration. En effet, si l'évaporation annuelle est toujours plus importante sur la jachère, la transpiration l'est quasiment toujours sur le mil (sauf en 2006) mais ne compense pas systématiquement l'écart des lames d'eau évaporées entre les deux sites. C'est le cas sur la période 2006-2007, où la végétation suffisamment développée sur la jachère (LAI maximum supérieur à $1 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$, cf. chapitre 5) permet une transpiration plus importante. En revanche, sur la période suivante (2009-2011), la transpiration de la jachère a fortement diminué, restreinte par un développement plus limité de la végétation (LAI maximum inférieur à $0,5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$), induisant une évapotranspiration légèrement plus importante du mil. Sur les deux sites, la part d'évapotranspiration dans le bilan d'eau a augmenté sur la période sèche (2009-2011), sous l'impulsion de plus fortes évaporations.

Les composantes liquides du bilan d'eau présentent une forte variabilité interannuelle (tableau 9.1). Il ruisselle de 11 à 68 mm/an sur le mil et de 25 à 110 mm/an sur la jachère. Sous le mil, la variation annuelle du stock d'eau total (0-4 m) est parfois positive (p. ex. 2006), parfois négative (p. ex. 2009), traduisant un effet mémoire du système hydrodynamique. Par exemple, une partie de l'eau stockée sous la culture en 2006 s'est infiltrée vers le sol profond par drainage les années suivantes. Une faible partie (quelques mm) de l'eau accumulée sur la période 2005-2008 peut éventuellement avoir été transpirée en 2009-2010 car l'eau stockée en saison des pluies est plus faible que l'eau déstockée en saison sèche. Enfin, la quantité d'eau drainée sous 4 m de profondeur sous le mil entre 2005 et 2011 (215 mm soit 7 % des précipitations totales) est essentiellement concentrée sur les années 2006, 2007 et 2008.

Les bilans d'eau annuels et saisonniers échantillonnés sur les deux sites montrent qu'à cette échelle, les composantes hydrologiques ne sont pas corrélées : pour deux années avec des quantités de précipitations similaires, la répartition des termes du bilan varie fortement.

Plusieurs exemples peuvent être illustrés. Tout d'abord, entre deux années dont les cumuls annuels de précipitations sont proches (p. ex. 2007 avec 420 mm et 2009 avec 447 mm sur la jachère, tableau 9.1), les fractions d'évaporation (48 % en 2007 et 63 % en 2009 sur la jachère, figure 9.3) et de ruissellement diffèrent fortement (12 % en 2007 et 3 % en 2009 sur la jachère). D'autre part, les réponses hydrologiques de certaines composantes peuvent être inversées par rapport à la quantité annuelle de précipitations (p. ex. 2006 et 2009 pour l'évaporation des deux sites et 2009 et 2011 pour la variation de stock du mil). La redistribution des précipitations ne dépend donc pas uniquement de la quantité de précipitations. Elle dépend également de la distribution des précipitations sur la saison, de l'état hydrique du sol, des propriétés et du développement de la végétation.

TABLEAU 9.1 – Bilans d'eau annuels et saisonniers par année hydrologique (début au 1^{er} mai de l'année indiquée et se termine au 30 avril de l'année suivante) sur le site du mil puis de la jachère. Les valeurs en saison sèche sont indiquées entre parenthèses.

		Mil											
		2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Moyenne	Écart-type			
<i>Annuel (mm)</i>		492	581	420	551	435	422	352	465	81			
Pluie (P)		437	380	316	426	426	393	312	384	52			
Évapotranspiration (ET)		264	253	205	245	280	243	191	240	32			
Évaporation (E_g)		170	128	111	178	144	147	121	143	25			
Transpiration (T_r)		60	65	50	68	11	37	28	46	21			
Ruissellement (R)		0	79	59	60	10	4	3	31	34			
Variation de stock total (ΔS)		2	58	-2	1	-8	-8	11	8	23			
Reste du bilan		-4	-1	-2	-1	-2	-1	-2	-2	2			
		Jachère											
<i>Saisonnier (mm) : Saison humide (Saison sèche)</i>		492(0)	580(1)	420(0)	551(0)	430(5)	422(0)	352(0)	464(1)	81(2)			
Pluie		406(31)	335(46)	289(27)	384(42)	377(49)	350(42)	287(24)	347(37)	46(10)			
Évapotranspiration		260(4)	249(4)	201(4)	242(4)	271(9)	240(4)	188(3)	236(4)	30(2)			
Évaporation		144(27)	86(42)	88(23)	140(39)	104(40)	108(39)	100(21)	110(33)	24(9)			
Transpiration		60(0)	65(0)	50(0)	68(0)	11(0)	37(0)	28(0)	46(0)	21(0)			
Ruissellement		0(0)	47(31)	35(24)	30(30)	7(3)	2(2)	1(1)	18(13)	19(15)			
Variation de stock total		32(-30)	134(-77)	48(-50)	73(-72)	39(-47)	36(-44)	37(-26)	57(-49)	37(19)			
		Jachère											
<i>Annuel(mm)</i>		2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Moyenne	Écart-type			
Pluie		492	581	420	536	447	422	352	464	78			
Évapotranspiration		405	472	349	438	421	376	306	395	56			
Évaporation		270	320	234	286	335	270	230	278	40			
Transpiration		132	150	113	149	84	103	75	115	30			
Ruissellement		92	109	72	98	25	54	46	71	31			
Drainage		0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Variation de stock total		-3	0	-1	0	4	-4	2	0	2			
Reste du bilan		1	2	2	3	0	-1	-1	1	2			
		Saisonnière (mm) : Saison humide (Saison sèche)											
<i>Saisonnier(mm) : Saison humide (Saison sèche)</i>		492(0)	580(1)	420(0)	536(0)	442(5)	422(0)	352(0)	464(1)	78(2)			
Pluie		403(2)	454(17)	347(2)	427(11)	401(20)	370(6)	302(4)	387(9)	51(7)			
Évapotranspiration		268(2)	317(3)	231(2)	284(2)	325(10)	267(3)	227(3)	274(4)	38(3)			
Évaporation		132(0)	135(14)	113(0)	140(9)	74(10)	100(3)	74(1)	110(5)	28(6)			
Transpiration		92(0)	109(0)	72(0)	98(0)	25(0)	54(0)	46(0)	71(0)	31(0)			
Ruissellement		0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)			
Drainage		0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)	0(0)			
Variation de stock total		-1(-2)	16(-17)	1(-2)	11(-11)	18(-14)	2(-5)	6(-4)	7(-8)	8(6)			

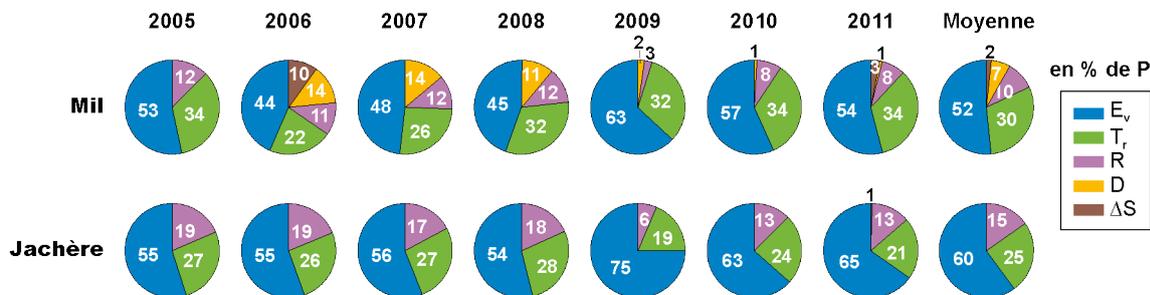


FIGURE 9.3 – Répartition interannuelle et moyenne sur la période 2005-2011 des composantes du bilan d'eau des sites du mil puis de la jachère.

2.2 Bilan d'énergie

2.2.1 Vue climatologique

Pour l'échelle annuelle (figures 9.4 et 9.5), les différences entre les deux écosystèmes sont faibles ($\leq 10 \text{ W.m}^{-2}$). L'erreur standard sur les moyennes estimées des composantes annuelles et saisonnières du bilan d'énergie ($0\text{-}3 \text{ W.m}^{-2}$ dans les deux cas) est par ailleurs encore plus réduite que pour le bilan d'eau.

À l'échelle annuelle, le rayonnement infrarouge net ($IR_N = IR_{\downarrow} - IR_{\uparrow}$) est la composante principale du bilan d'énergie (93 W.m^{-2}), suivie de peu par le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi par la surface (RV_{\uparrow} , 78 W.m^{-2}). Le flux de chaleur sensible H (42 W.m^{-2}) vient en 3^{ème} position, puis le flux de chaleur latente LE (30 W.m^{-2}). Le flux conductif de chaleur dans le sol (G) est négligeable aux échelles annuelles et saisonnières.

Concernant la redistribution de l'énergie sous forme radiative à la surface, le rayonnement infrarouge net est légèrement supérieur sur le mil ($\sim +5 \text{ W.m}^{-2}$) et le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}) y est très légèrement inférieur (-2 W.m^{-2}). Ces écarts peuvent être en partie imputables aux différences de forçages entre les deux parcelles d'étude (cf. chapitre 5 ou tableau 9.2). Par ailleurs, la redistribution de l'énergie disponible à la surface (R_N) entre les flux de chaleur sensible et latente est équivalente sur les deux sites, ce qui corrobore les conclusions d'une évapotranspiration similaire entre les deux sites (section 2.1).

À l'échelle saisonnière, les rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi et le flux de chaleur sensible varient peu entre la saison humide (1^{er} mai-31 oct.) et la saison sèche (1^{er} nov.-30 avr.). Pendant la saison des pluies, le rayonnement infrarouge net diminue et le rayonnement net augmente avec le flux de chaleur latente. Ce dernier dépasse alors le flux de chaleur sensible et la somme des flux turbulents devient supérieure au rayonnement infrarouge net.

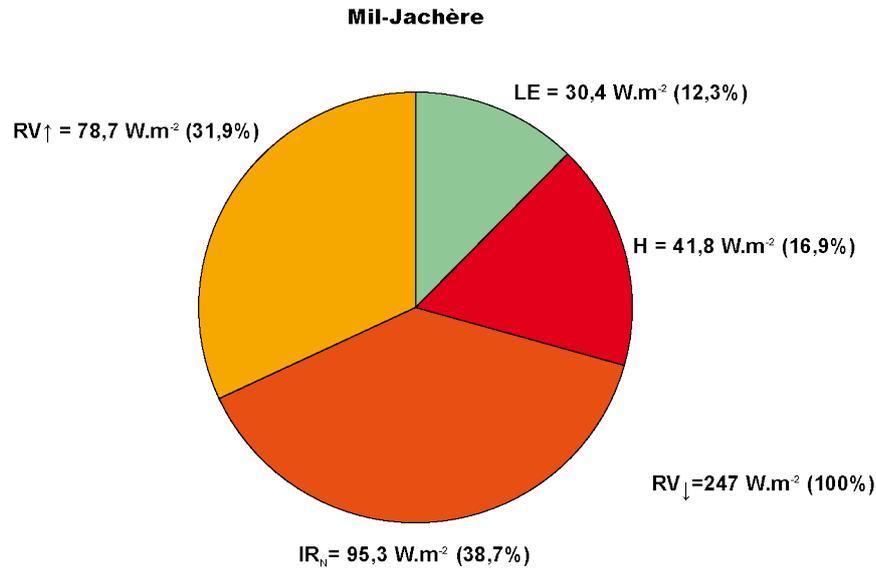


FIGURE 9.4 – Répartition des composantes du bilan d'énergie annuel moyen. Les composantes sur les deux sites étant similaires, un camembert moyen des deux sites a été représenté. Pour le détail des symboles, se référer à la légende de la figure 9.5.

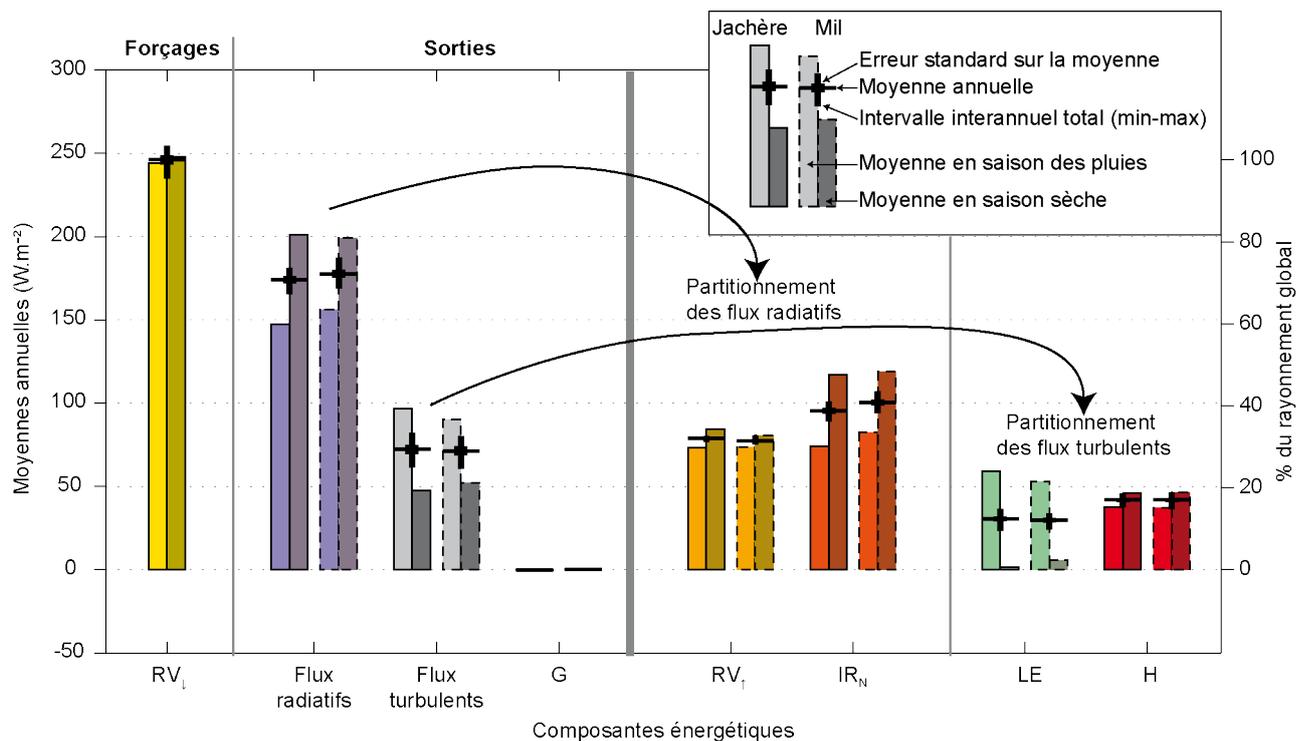


FIGURE 9.5 – Composantes annuelles moyennes du bilan d'énergie sur les sites de la jachère (à gauche en traits pleins) et du mil (à droite en pointillés) : rayonnement global (ou de courtes longueurs d'onde RV_{\downarrow}) forcé, équivalent pour les deux sites, et sa redistribution entre composantes radiatives (rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi RV_{\uparrow} et rayonnement infrarouge net IR_N), flux turbulents (flux de chaleur latente LE et sensible H) et flux de chaleur dans le sol (G). L'erreur standard sur la moyenne et l'étendue de l'échantillon sont représentées par les boîtes à moustaches noires. Chaque composante annuelle moyenne est décomposée entre ses deux composantes saisonnières moyennes : la quantité sur la saison des pluies est représentée par une couleur claire et sur la saison sèche par une couleur foncée juxtaposée.

2.2.2 Vue descriptive

La variabilité interannuelle est très faible aussi bien à l'échelle annuelle que saisonnière (cf. figure 9.6 et tableau 9.2). À noter toutefois une diminution du rayonnement infrarouge net (IR_N) depuis 2008, sur les deux saisons, due à une émission atmosphérique de grandes longueurs d'onde (IR_{\downarrow}) plus forte (cf. chapitre 5). D'autre part, les écarts entre les flux turbulents de chaleur sensible et de chaleur latente (2 à 22 $W.m^{-2}$) sont équivalents pour les deux écosystèmes, sauf en 2005 où l'écart est plus important sur la jachère que sur le mil (8 $W.m^{-2}$ contre 2 $W.m^{-2}$) et réciproquement en 2006, année pour laquelle l'écart est plus important pour le mil (12 $W.m^{-2}$ contre 2 $W.m^{-2}$); ces années correspondent aux années où les écarts d'évapotranspiration entre les deux sites sont les plus importants.

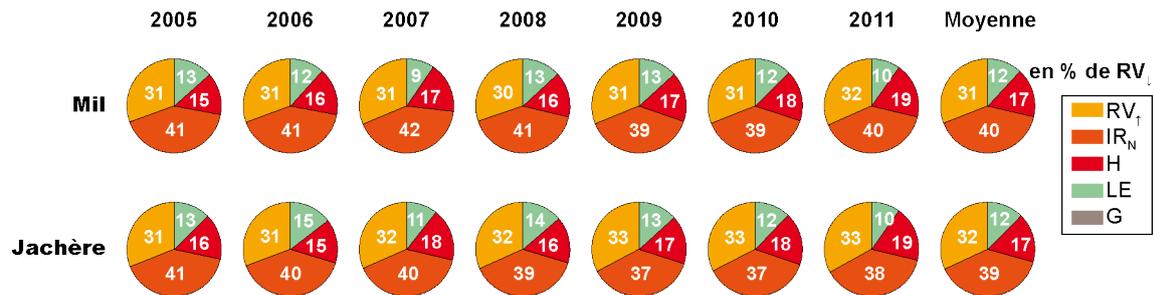


FIGURE 9.6 – Répartition interannuelle et moyenne sur la période 2005-2011 des composantes du bilan d'énergie des sites du mil puis de la jachère.

TABLEAU 9.2 – Bilans d'énergie annuels et saisonniers par année hydrologique (début au 1^{er} mai de l'année indiquée et se termine au 30 avril de l'année suivante) sur le site du mil puis de la jachère. Les valeurs en saison sèche sont indiquées entre parenthèses.

Mil											
<i>Annuel (W.m⁻²)</i>	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Moyenne	Écart-type		
Rayonnement global RV_{\downarrow}	250	250	256	251	249	242	245	249	5		
Rayonnement RV_{\uparrow}	77	77	80	76	78	75	78	77	2		
Rayonnement IR_{\downarrow}	386	384	383	391	399	399	395	391	7		
Rayonnement IR_{\uparrow}	490	487	490	494	495	493	492	492	3		
Rayonnement IR_N	104	104	107	103	96	94	97	101	5		
Rayonnement net R_N	70	70	69	72	75	73	71	71	2		
Flux de chaleur sensible H	36	41	44	39	42	43	46	42	3		
Flux de chaleur latente LE	34	29	24	33	33	30	24	30	4		
Flux de chaleur dans le sol G	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Reste du bilan	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Saisonnier (W.m⁻²) : Saison humide (Saison sèche)											
Rayonnement global RV_{\downarrow}	252(248)	243(258)	252(261)	251(251)	248(249)	235(249)	246(244)	247(251)	6(6)		
Rayonnement RV_{\uparrow}	73(80)	73(81)	77(84)	73(78)	75(80)	70(80)	75(80)	74(80)	2(2)		
Rayonnement IR_{\downarrow}	414(357)	415(352)	415(350)	415(367)	424(373)	431(367)	422(368)	420(362)	6(9)		
Rayonnement IR_{\uparrow}	498(482)	500(475)	504(476)	499(488)	503(487)	503(483)	507(477)	502(481)	3(5)		
Rayonnement IR_N	83(124)	84(123)	89(125)	84(121)	79(113)	73(116)	85(109)	82(119)	5(6)		
Rayonnement net R_N	95(44)	86(54)	85(52)	94(51)	95(56)	92(53)	86(55)	91(52)	5(4)		
Flux de chaleur sensible H	34(39)	35(47)	41(48)	35(44)	37(48)	38(47)	41(52)	37(46)	3(4)		
Flux de chaleur latente LE	62(5)	51(7)	44(4)	59(7)	58(8)	54(7)	44(4)	53(6)	7(2)		
Jachère											
<i>Annuel (W.m⁻²)</i>	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	Moyenne	Écart-type		
Rayonnement global RV_{\downarrow}	248	249	253	247	245	240	241	246	5		
Rayonnement RV_{\uparrow}	77	77	80	79	80	78	80	79	1		
Rayonnement IR_{\downarrow}	383	379	380	390	398	398	395	389	8		
Rayonnement IR_{\uparrow}	484	478	480	485	489	487	487	484	4		
Rayonnement IR_N	101	99	101	95	91	89	92	95	5		
Rayonnement net R_N	70	74	72	73	73	73	69	72	2		
Flux de chaleur sensible H	39	38	46	40	41	44	46	42	3		
Flux de chaleur latente LE	31	36	27	34	32	29	24	30	4		
Flux de chaleur dans le sol G	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Reste du bilan	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Saisonnier (W.m⁻²) : Saison humide (Saison sèche)											
Rayonnement global RV_{\downarrow}	250(247)	242(256)	249(258)	248(246)	244(245)	233(247)	244(239)	244(248)	6(6)		
Rayonnement RV_{\uparrow}	72(83)	68(85)	73(88)	73(84)	76(84)	71(85)	78(82)	73(84)	3(2)		
Rayonnement IR_{\downarrow}	413(353)	413(345)	413(346)	414(365)	424(372)	430(366)	423(366)	419(359)	7(11)		
Rayonnement IR_{\uparrow}	491(477)	488(468)	493(468)	489(480)	495(483)	494(481)	499(475)	493(476)	4(6)		
Rayonnement IR_N	78(124)	75(123)	79(122)	75(116)	71(111)	64(115)	76(109)	74(117)	5(6)		
Rayonnement net R_N	100(40)	99(48)	96(48)	99(47)	96(50)	97(47)	91(48)	97(47)	3(3)		
Flux de chaleur sensible H	38(41)	30(46)	43(49)	34(45)	35(47)	40(47)	44(48)	38(46)	5(3)		
Flux de chaleur latente LE	62(0)	69(3)	53(0)	66(2)	61(3)	57(1)	46(1)	59(1)	8(1)		

3 Cycles saisonniers

Nous nous intéressons ici aux cycles saisonniers des différentes composantes du bilan d'eau puis du bilan d'énergie (figures 9.7 à 9.10). Les cycles saisonniers moyens sont établis sur la période échantillonnée (figures 9.7 et 9.9). Une moyenne dans une fenêtre glissante de 30 jours a été appliquée pour filtrer les composantes à haute fréquence et obtenir une estimation plus robuste du signal saisonnier moyen d'une population dominée par des faibles fréquences. L'erreur standard d'estimation de ce cycle moyen est affichée comme un intervalle de confiance. L'échantillon d'années utilisées pour cette étude permet de dégager des cycles saisonniers moyens avec une bonne précision, en particulier pour l'énergie. Les variables du bilan d'eau montrent une erreur sur l'estimation de la moyenne plus importante et une plus forte variabilité interannuelle.

3.1 Cycle hydrologique

3.1.1 Vue climatologique

Le signal des précipitations forme une cloche légèrement asymétrique (montée lente, pic pointu puis descente rapide, figure 9.7.a) typique du cycle saisonnier des précipitations au Sahel (cf. chapitre 5).

De manière générale, les cycles saisonniers moyens du ruissellement et de l'évaporation suivent celui des précipitations, néanmoins plus lisse pour l'évaporation, avec un maximum sur les parcelles en jachère et cultivée respectivement de 1,1 et 0,8 mm/j et de 2,8 et 2,4 mm/j. Le coefficient d'évaporation présente une forme convexe (figure 9.7.b) : il vaut environ 0,8 au début de la mousson, puis diminue jusqu'à 0,5 au pic de mousson et remonte à 0,7 en fin de saison. À l'inverse, le coefficient de ruissellement présente une forme concave, variant entre 0 et 0,2, avec deux pics : il est maximal au pic secondaire de mousson, puis diminue pendant le pic principal et augmente de nouveau au début du retrait de la mousson.

Fortement tamponnée par l'ensemble du système sol-végétation, la transpiration (figure 9.7.a) suit une trajectoire très lisse, dont le démarrage a lieu au saut de mousson (début juillet). Le développement progressif de la végétation (figure 9.7.c), plus lent pour le mil que pour la jachère, entraîne un pic de transpiration déphasé d'environ un mois pour la jachère et de deux mois pour le mil par rapport à celui de la pluviométrie, légèrement plus élevé pour le mil (1,6 mm/j) que pour la jachère (1,5 mm/j). De même, il semblerait que le pic de transpiration apparaisse plus tard que celui du développement foliaire, essentiellement pour le mil (figures 9.7.a et c). L'erreur sur la transpiration est plus réduite sur le champ de mil, reflétant une variabilité interannuelle plus faible de ce processus en lien avec les LAI moins variables pour la culture (figure 9.7.c).

Le drainage à 4 m sous la parcelle de mil (figure 9.7.a) apparaît encore plus tardivement. Le flux augmente entre septembre et octobre, avec une faible intensité (max : 0,3 mm/j), puis diminue lentement pendant la saison sèche. Pendant l'essentiel de la saison des pluies, jusqu'à fin septembre, quasiment tous les flux hydriques (sauf le drainage qui a commencé à la fin de cette période) sont sensiblement inférieurs sur le site du mil, par rapport à celui de la jachère. Les précipitations étant similaires sur les deux sites, ceci implique un stockage supérieur et/ou un déstockage inférieur sur cette période. En effet, le stock d'eau utile dans la zone racinaire principale (0-150 cm) présente une amplitude plus forte (maximum à ~ 90 mm sous le champ de mil pour ~ 60 mm sous la jachère, figure 9.7.d).

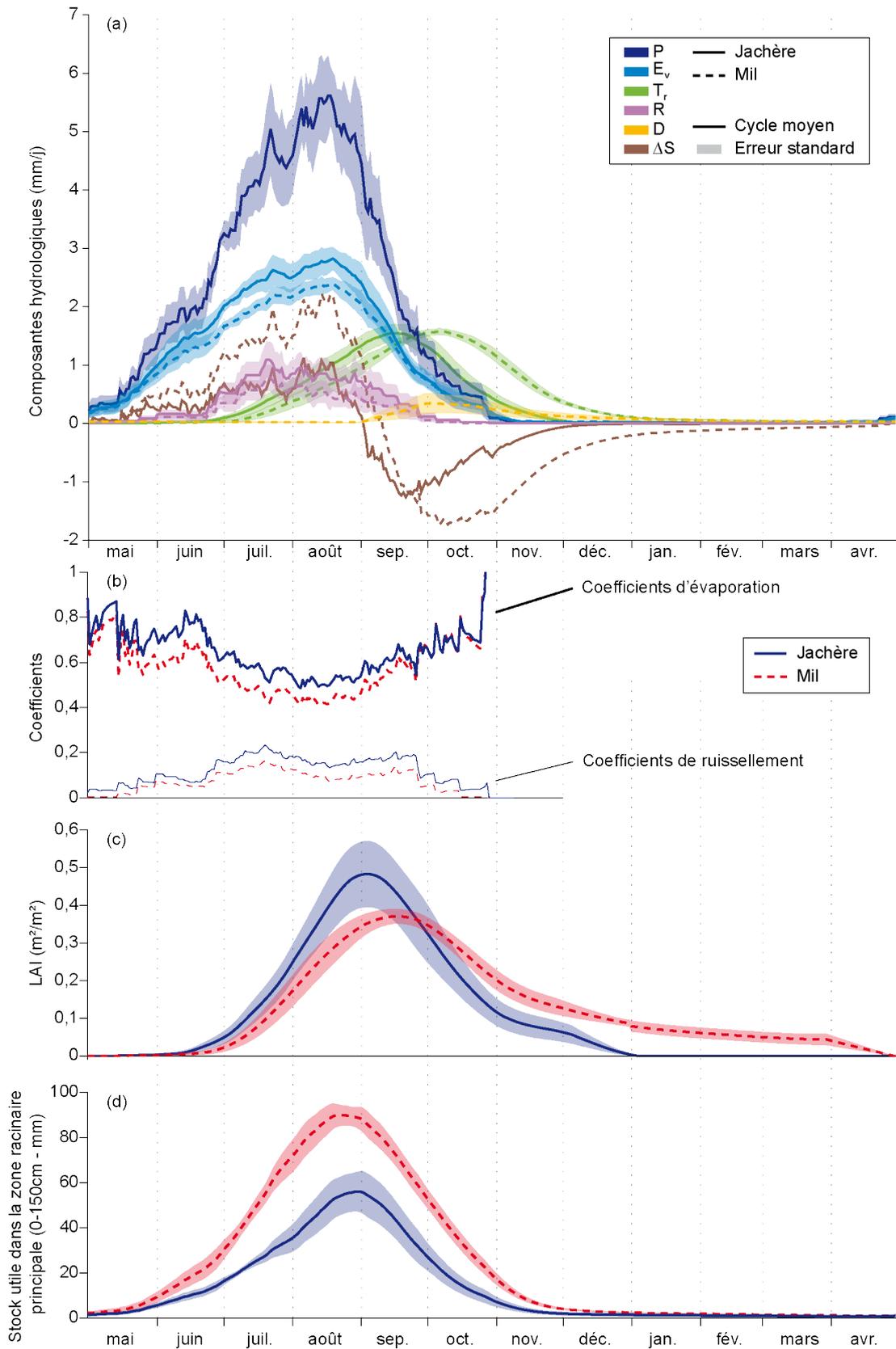


FIGURE 9.7 – Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours) des (a) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) pour les écosystèmes de la jachère (traits pleins) et du mil (tirets), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (b) coefficients d'évaporation (traits épais) et de ruissellement (traits fins), (c) indices foliaires (LAI) et (d) stocks utiles dans la zone principale de racines (0-150 cm).

3.1.2 Vue descriptive

La figure 9.8 montre que les grandes lignes de fonctionnement du cycle hydrologique saisonnier moyen se vérifient quelles que soient les années. Elle permet d'appréhender de manière plus détaillée la variabilité interannuelle des processus échantillonnés.

Sur les deux sites, les variations de l'évaporation sont toujours en phase avec les précipitations, illustrant la réponse immédiate de cette composante à la pluie. Notamment, en 2008, une longue période de sécheresse (une vingtaine de jours), entre le plateau et le pic (juillet-août), se traduit par une diminution de l'évaporation sur les deux sites accompagnée d'une réduction du stock hydrique qui entraîne un ralentissement du développement de la végétation et donc de la transpiration sur le site en jachère. En revanche, pour la culture, le stock d'eau utile dans la zone racinaire principale reste stable et la croissance du mil ne semble pas impactée. Ce même processus se retrouve en 2010 mais sur une période de sécheresse légèrement plus courte, donc avec un impact plus réduit pour la jachère. Ces deux exemples soulignent une plus forte sensibilité de la végétation de la jachère aux périodes de stress hydrique, en lien avec un stock d'eau « utile » (0-4 m) plus faible que sous le mil. Associée à l'impact du pâturage sur le développement des herbacées, essentiellement sur la période 2009-2011, cette forte variabilité de l'indice foliaire génère une plus forte variabilité de la transpiration et notamment du pic pour la parcelle jachère que pour le champ de mil. Comme pour l'indice foliaire (cf. chapitre 5), c'est la phase de la transpiration qui est plus variable. Il semblerait que le stock d'eau plus important sous le mil permette de tamponner l'effet des périodes de sécheresse sur le stress hydrique, en assurant une réserve suffisante.

Comme entrevu avec la climatologie, le pic de transpiration du mil apparaît plus tardivement que celui de son développement foliaire. Ce déphasage est variable selon les années mais semble plus marqué en 2008 (un mois environ). Il se pourrait qu'au maximum de développement de la végétation, l'évaporation et la transpiration soient en compétition vis-à-vis de l'énergie disponible, alors que ce n'est plus le cas à la fin de la saison des pluies. La demande évaporative pourrait être plus importante en début de saison sèche, favorisant le flux de transpiration. Mais il semblerait que ce ne soit pas le cas puisque l'évapotranspiration de référence commence à augmenter plus tard (vers décembre-janvier, cf. figure 5.13, chapitre 5).

Enfin, le drainage sous le mil n'apparaît pas nécessairement toutes les années, et semble être lié à l'intensité du pic de mousson, plus important pour les années 2006 à 2008, pour lesquelles le drainage maximal varie entre 0,7 et 1,2 mm/j (en moyenne dans une fenêtre de 30 jours).

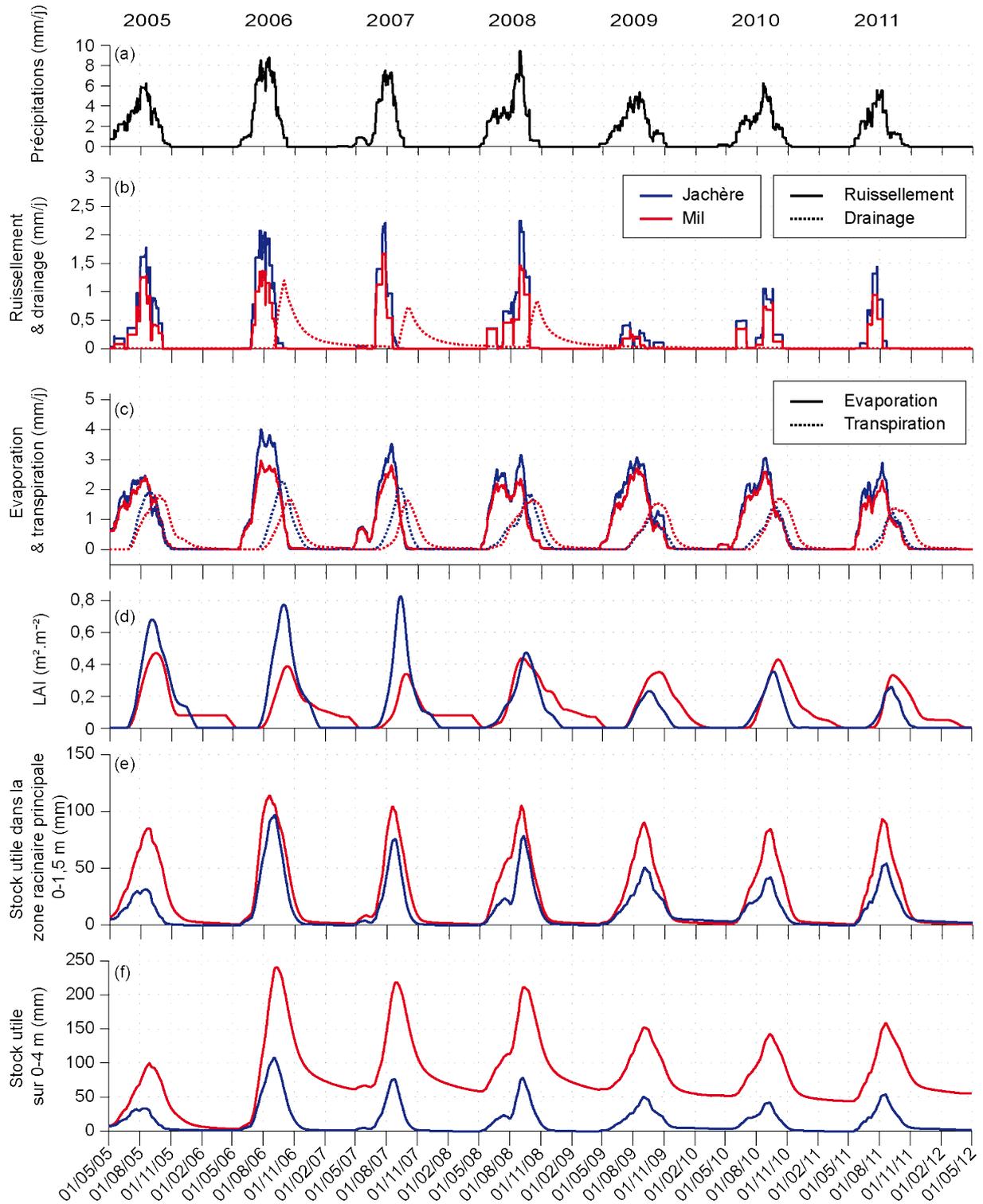


FIGURE 9.8 – Moyennes journalières dans une fenêtre glissante de 30 jours, sur la période 2005-2011, (a) des précipitations, (b) du ruissellement (trait plein) et du drainage (pointillés), (c) de l'évaporation (trait plein) et de la transpiration (pointillés), des stocks utiles (d) dans la zone racinaire principale (0-150 cm) et (e) sur toute la colonne de sol modélisée (0-4 m).

3.2 Cycles énergétiques

3.2.1 Vue climatologique

Le cycle saisonnier du rayonnement global forcé est bimodal (cf. chapitre 5 et figure 9.9.a). Seul le flux conductif de chaleur dans le sol suit également un cycle bimodal (un pic fin septembre puis un second mi-avril, figure 9.9.b), comme les températures (figure 9.9.d), avec une amplitude néanmoins très faible (-4 à $+4$ W.m^{-2}). En revanche tous les autres flux radiatifs et turbulents, consommateurs d'énergie (IR_N , RV_{\uparrow} , H et LE , figure 9.9.b) et le rayonnement net (R_N) affichent un cycle mono-modal très marqué imposé par la mousson et les dynamiques associées du cycle de l'eau couplé au cycle de l'énergie. Les composantes du cycle de l'énergie sont pour l'essentiel directement contrôlées par la chaleur latente, dont l'amplitude annuelle est la plus forte (pic à 110 W.m^{-2} pour la jachère et 90 W.m^{-2} pour le mil) et la saisonnalité la plus courte ; à noter, l'absence de chaleur latente à travers la majeure partie de la saison sèche, mis à part un léger flux persistant sur le mil.

Ce flux turbulent dépend évidemment du contenu en eau dans le sol qui affecte également les transferts thermiques, les flux de chaleur et modifie l'apparence optique du sol et par conséquent l'albédo. Les effets de l'eau sur l'albédo (figure 9.9.c) sont généralement opposés aux variations du rayonnement global, réduisant davantage la saisonnalité du rayonnement net de courtes longueurs d'onde ($RV_{\downarrow}-RV_{\uparrow}$, cf. figures 9.9.a et b.).

Alors que la transpiration continue d'augmenter au cœur de la saison des pluies, le maximum de chaleur latente coïncide avec le pic d'évaporation du sol, du fait de sa plus forte amplitude et de ses dynamiques plus rapides par rapport à la transpiration du couvert végétal, analysées à travers le cycle hydrologique (figure 9.7.a). Le décalage du cycle de transpiration par rapport au cycle des précipitations entraîne un ralentissement de la phase de diminution du flux de chaleur latente en saison sèche, alors que le cycle d'évaporation est terminé.

Quand la mousson est installée (août-septembre), le flux de chaleur latente consomme une grande partie de l'énergie disponible, ce qui se traduit par une augmentation de la fraction évaporative (figure 9.9.c), en plus grande proportion pour la jachère (0,89) que pour le champ de mil (0,78). En contrepartie, les flux de chaleur sensible et le rayonnement infrarouge net (figure 9.9.b) se réduisent avec la température de surface du sol (figure 9.9.d) qui diminue sous l'effet de la chaleur latente. Ces trajectoires en creux sont toutefois modulées par d'autres facteurs climatiques. Par exemple, l'humidité de l'air fait diminuer le rayonnement infrarouge net à partir du mois d'avril, avant la saison des pluies et le pic de température du sol (mai), en compensant l'interception du rayonnement solaire *via* l'atmosphère par une augmentation de l'émission atmosphérique. La dynamique du flux de chaleur sensible reflète l'action combinée des différents forçages météorologiques (vent, humidité du sol, énergie disponible, température de l'air, précipitations), et dans une moindre mesure du flux de chaleur dans le sol, comme si ces deux flux étaient dépendants de l'interaction de tous les processus extérieurs de surface ; tous les autres flux consommant en priorité l'énergie disponible. Quant au rayonnement net, son cycle suit une forme relativement simple, avec une longue montée, entre janvier et octobre, correspondant essentiellement au flux de chaleur sensible jusqu'en avril, et une phase de descente plus courte (entre septembre et décembre).

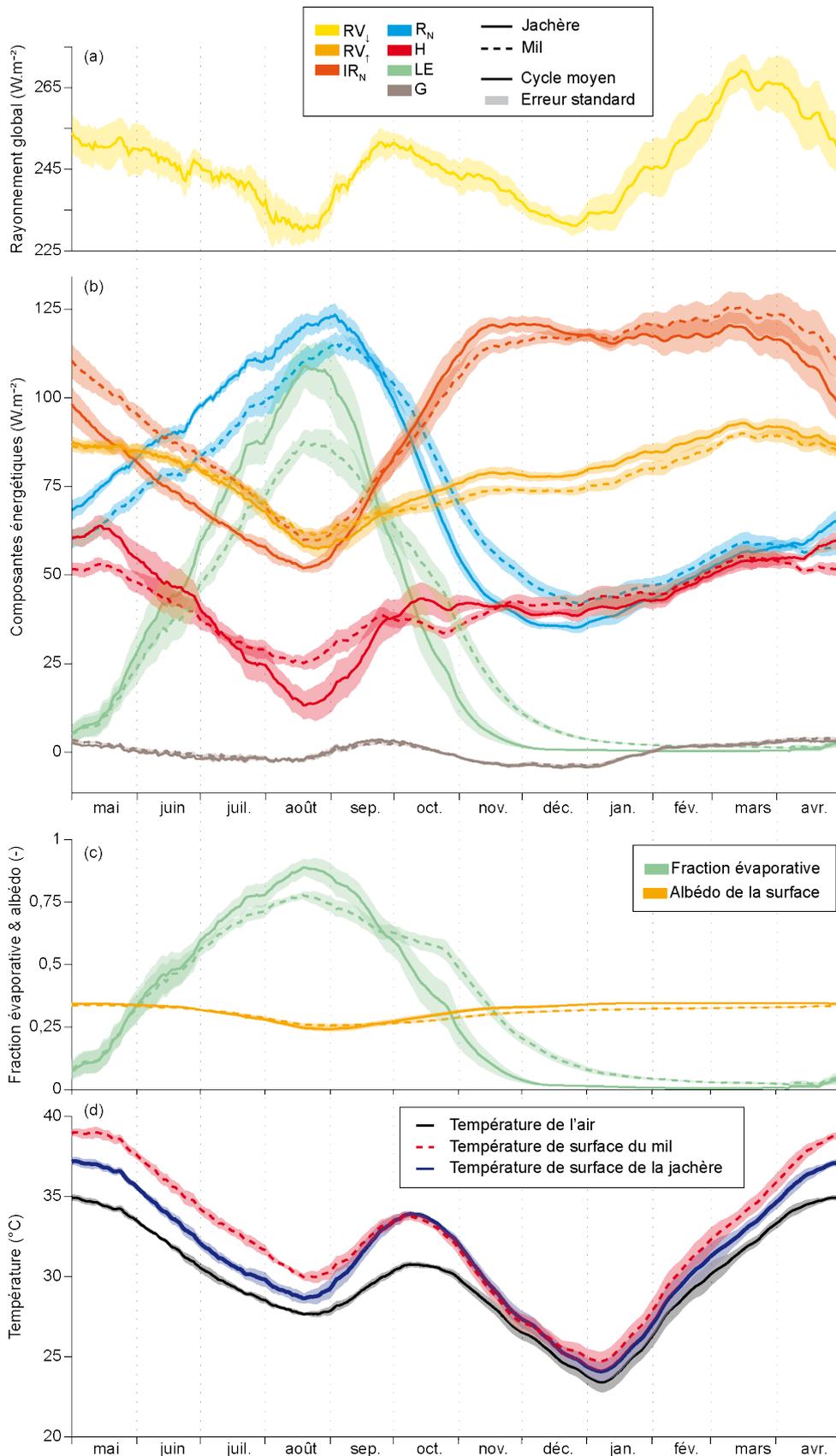


FIGURE 9.9 – Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours) des (a et b) composantes énergétiques (rayonnements global de courtes longueurs d’onde RV_{\downarrow} et sa partie réfléchiée par la surface RV_{\uparrow} , infrarouge thermique net IR_N , flux turbulents de chaleur sensible H et latente LE et flux de chaleur dans le sol G) et du rayonnement net (R_N), sur les écosystèmes du mil (tirets) et de la jachère (traits pleins), avec l’erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (c) fraction évaporative et albédo de la surface, (d) températures de surface et de l’air.

Le rayonnement infrarouge net est significativement plus élevé sur le site du mil entre mai et septembre (+10-15 W.m^{-2} environ) tandis que le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi est légèrement plus important seulement au cœur de la saison des pluies (juillet à septembre), puisque l'albédo de la végétation est légèrement plus élevé que sur la jachère (figure 9.9.c). Inversement, la jachère réfléchit davantage les courtes longueurs d'onde incidentes sur une grande partie de la saison sèche (octobre à avril) et émet un rayonnement de grandes longueurs d'onde plus fort seulement au début de cette même saison (octobre à décembre). Elle dégage également plus de chaleur sensible aux deux changements de saison (avril-juin puis octobre-novembre), mais moins pendant la saison des pluies (juillet-septembre) que le mil. Pendant cette même période, le flux de chaleur latente est alors plus important sur la jachère que sur le mil, tandis qu'à partir de la mi-octobre il devient inférieur et le reste pendant toute la saison sèche (environ jusque début avril). Le cycle du rayonnement net suit cette même allure, malgré un départ plus précoce et un pic légèrement plus tardif (septembre). Enfin, à cette échelle, le flux de chaleur dans le sol ne montre pas de différence significative entre les deux sites.

3.2.2 Vue descriptive

La variabilité interannuelle est effectivement beaucoup moins marquée que pour le bilan d'eau (cf. figure 9.10). Elle se traduit davantage à travers des variabilités ponctuelles liées par exemple à des émissions de poussières et aérosols en mars-avril qui peuvent altérer le rayonnement global (figure 9.10.a) ou à des périodes nuageuses en saison des pluies, qui diminuent ce même rayonnement et amplifient le rayonnement de grandes longueurs d'onde incident.

Des évolutions des rayonnements entre les périodes 2005-2008 et 2009-2011 peuvent être soulignées. Notamment, la réduction du couvert végétal de la jachère pendant cette seconde période entraîne une augmentation de l'albédo de surface (l'albédo du sol nu est supérieur à l'albédo de la végétation). De même, les périodes de sécheresse peuvent contribuer à une augmentation de l'albédo en saison humide. C'est pourquoi, le pic de rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow} , figure 9.10.b) en août montre une augmentation sur la période 2009-2011 sur le site de la jachère. En revanche, en saison sèche, il montre une diminution, par rapport à la période précédente, issue d'une diminution du rayonnement de courtes longueurs d'onde incident observée (cf. chapitre 5). Ainsi, entre les deux périodes, l'amplitude de ces deux rayonnements (RV_{\downarrow} & RV_{\uparrow}) a diminué.

Par ailleurs, l'augmentation du rayonnement atmosphérique (IR_{\downarrow}) entre la première et la seconde période, notée au chapitre 5 (tableau 5.2 et figure 5.10) se traduit par une diminution du rayonnement infrarouge net moyen (IR_N , figure 9.10.c) en saison sèche.

Par ailleurs, la représentation descriptive de l'échantillon permet de visualiser la compétition entre les deux flux turbulents (H et LE , figure 9.10.e) en saison des pluies : lorsque l'un augmente l'autre diminue. Celle-ci est encore plus forte pour la parcelle en jachère.

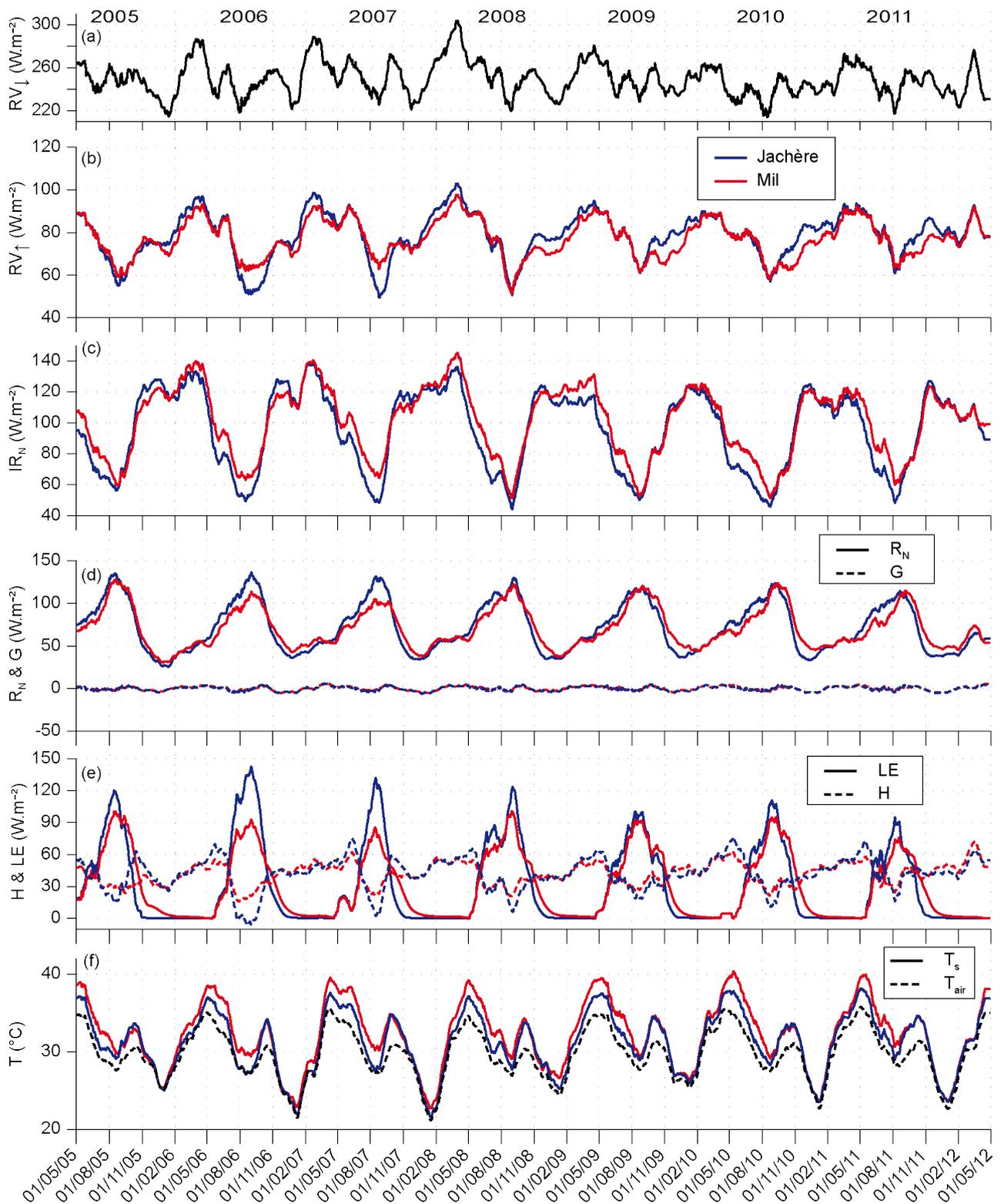


FIGURE 9.10 – Moyennes journalières glissantes sur 30 jours, sur la période 2005-2011, (a) du rayonnement global (RV_{\downarrow}) et (b) de sa partie réfléchi par la surface (RV_{\uparrow}), (c) du rayonnement infrarouge net (IR_N), (d) du rayonnement net (R_N , en trait plein) et de sa redistribution entre le flux de chaleur dans le sol (G , en pointillés), (e) les flux turbulents de chaleur sensible (H , en pointillés) et latente (LE , en trait plein) et (f) les températures de l'air (T_{air} , en pointillés) et de la surface du sol (T_s , en trait plein).

4 Cycles diurnes des composantes énergétiques : vue climatologique

La figure 9.11 présente une climatologie des cycles diurnes composites mensuels moyens des différentes composantes du bilan d'énergie, ainsi que du rayonnement net sur les deux sites étudiés. Toutes sont maximales en milieu de journée, vers le zénith ($\sim 10-15$ h UTC). À ce moment de la journée, le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow} , ~ 200 à 300 W.m^{-2}) est le plus grand consommateur de l'énergie sur une grande partie de l'année pour les deux sites. En saison sèche (octobre à mars), vient ensuite le flux de chaleur sensible (H , 200 à 250 W.m^{-2}), le rayonnement infrarouge net (IR_N , 160 à 190 W.m^{-2} sur la jachère et 160 à 230 W.m^{-2} sur le mil) puis le flux de chaleur dans le sol (G , 180 à 160 W.m^{-2} sur la jachère, 150 à 160 W.m^{-2} sur le mil). À la fin de la saison sèche et au début de la saison des pluies (avril-mai), le rayonnement infrarouge net continue d'augmenter sur le champ de mil et devient supérieur au flux de chaleur sensible qui commence à diminuer ($\sim 200 \text{ W.m}^{-2}$). En revanche, sur la parcelle en jachère le rayonnement infrarouge net diminue et devient équivalent au flux de chaleur dans le sol ($\sim 140-160 \text{ W.m}^{-2}$). En juin, le flux de chaleur sensible commence à diminuer également sur la jachère et le rayonnement infrarouge net devient inférieur au flux de chaleur dans le sol. Sur les deux sites, le flux de chaleur latente (LE) apparaît ($\sim 50 \text{ W.m}^{-2}$) mais reste le plus faible consommateur d'énergie. Le mois de juillet est une phase de transition pendant laquelle, le rayonnement net est réparti de manière équivalente entre tous les flux turbulents et conductif sur les deux sites. Au cœur de la saison des pluies (août-septembre), le flux de chaleur latente prend le dessus sur tous les flux, sauf sur le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi sur le mil. Parallèlement, le flux de chaleur sensible diminue et devient inférieur au flux de chaleur dans le sol, en août seulement sur le mil. En septembre, le rayonnement infrarouge net est le plus faible du bilan d'énergie sur les deux sites, alors qu'il l'est depuis juin sur la jachère. Sur toute l'année, le flux de chaleur dans le sol est relativement constant ($\sim 130-180 \text{ W.m}^{-2}$).

De manière générale, les pics de flux de chaleur sensible et de rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi apparaissent entre 12h et 13h UTC, en phase avec le rayonnement global, alors que le flux de chaleur dans le sol, lié au gradient temporel de température du sol, est maximal plus tôt (vers 10-11h UTC) et le rayonnement infrarouge net, lié à la température du sol, plus tard (vers 14h-15h UTC).

La nuit, la plupart des flux sont faibles voire négligeables. Le rayonnement infrarouge net reste cependant positif ($\sim 50-100 \text{ W.m}^{-2}$) et diminue seulement de moitié par rapport à son pic journalier ($\sim 80-230 \text{ W.m}^{-2}$), ce qui explique les fortes moyennes journalières de ce flux dans le cycle saisonnier. De même, le flux de chaleur latente reste important la nuit ($\sim 40 \text{ W.m}^{-2}$) en saison des pluies, soit environ 65 % de sa valeur à midi au mois de juin et 20 % au mois d'août. Ces valeurs nocturnes de ce flux turbulent sont assez caractéristiques de la région sahélienne car beaucoup d'événements pluvieux apparaissent la nuit, entraînant une évaporation. Au contraire, le flux de chaleur dans le sol devient fortement négatif la nuit, c'est-à-dire que le sol profond, chauffé la journée par la surface, réchauffe la surface. Il varie entre ~ -90 à -100 W.m^{-2} à la tombée de la nuit et -40 à -50 W.m^{-2} à la fin de la nuit. C'est pourquoi ce flux est très faible dans le bilan d'énergie journalier.

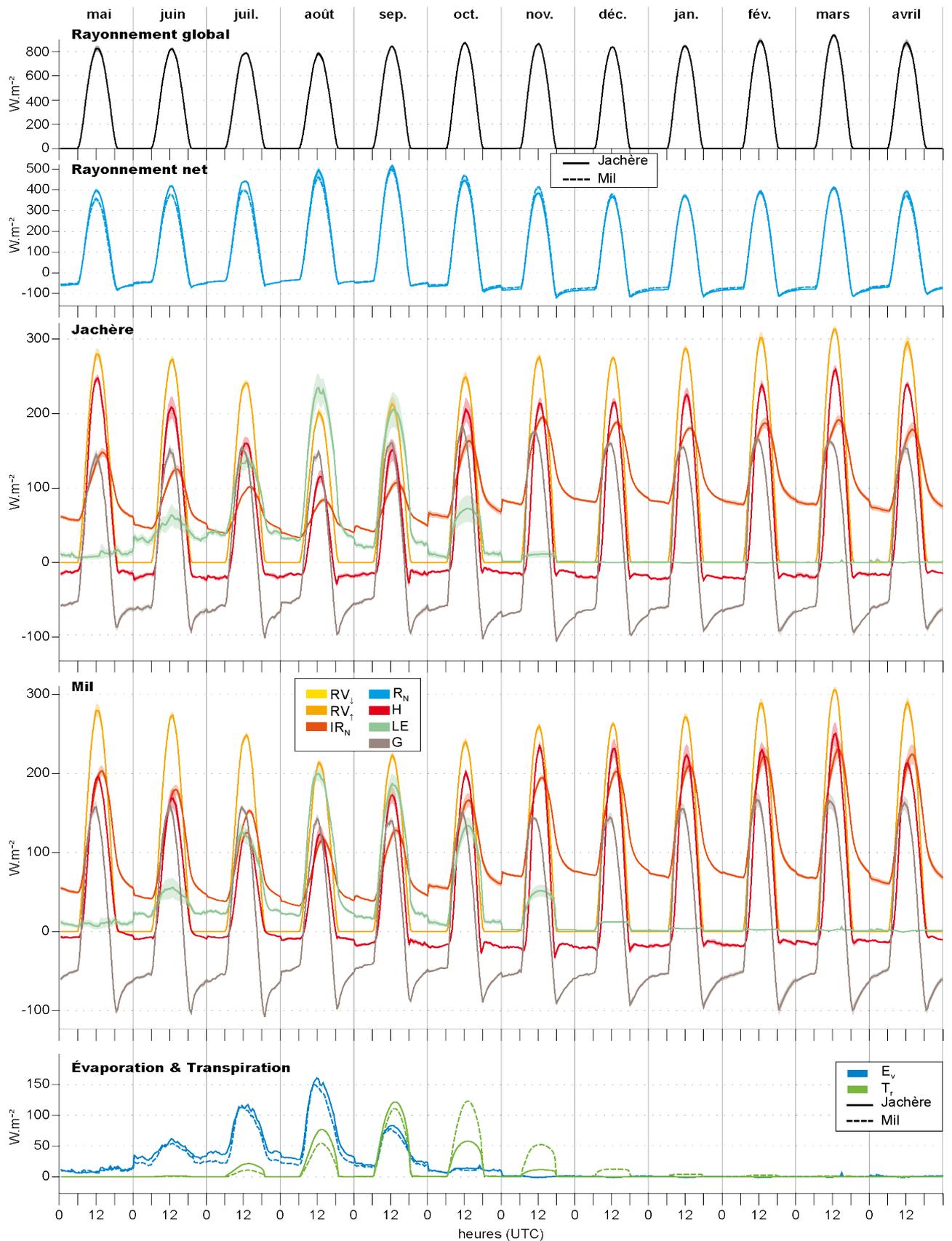


FIGURE 9.11 – Cycles diurnes composites moyens sur tous les mois de l’année des composantes énergétiques (rayonnements global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchi par la surface RV_{\uparrow} , infrarouge thermique net IR_N , flux turbulents de chaleur sensible H et latente LE et flux de chaleur dans le sol G) et du rayonnement net (R_N), sur la parcelle en jachère et le champ de mil, avec l’erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées) et partitionnement de l’évapotranspiration (c.-à.-d. flux de chaleur latente) entre l’évaporation du sol (E_v) et la transpiration (T_r).

5 Analyse séquentielle des processus aux échelles infra-saisonnaire et événementielle

L'analyse tirée des bilans annuels et saisonniers et des cycles saisonniers des différentes composantes hydrologiques et énergétiques soulève certaines questions sur le fonctionnement des processus. Dans ce sens, cette section tente d'apporter de nouveaux éléments sur la compréhension de certains processus à une échelle plus fine au moyen d'une analyse séquentielle croisée des flux et stocks aux pas de temps journaliers et semi-horaires. Cette partie est construite sur le même plan que la section 6.2 du chapitre 5, de manière à bien mettre en avant l'apport de la modélisation. Les mêmes séquences seront utilisées comme exemples pour étayer le propos sur les quatre phases rappelées ci-dessous :

- Phase n°1 : Tout début de la saison des pluies, avant le démarrage de la végétation (juin).
- Phase n°2 : Démarrage de la végétation (mi-juillet à mi-août).
- Phase n°3 : Cœur de la saison des pluies (mi-août à fin septembre).
- Phase n°4 : Après les dernières pluies (octobre-décembre).

Plus précisément, les questions suivantes seront spécifiquement abordées dans cette partie :

- Qu'est-ce que le modèle apporte de plus que les observations analysées par la même méthode au chapitre 5 ?
- Le modèle a été évalué globalement (chapitre 8), aussi bien pour les estimateurs quantitatifs calculés sur les périodes entières d'étalonnage et de validation que pour l'évaluation qualitative basée sur la comparaison des observations et des simulations moyennées dans une fenêtre glissante de 20 jours. Globalement, le modèle est capable de reproduire de manière très satisfaisante les flux d'énergie, les stocks d'eau et les températures. Cependant, en est-il de même à l'échelle journalière, et suivant les différentes phases de développement de la végétation ?
- Le ruissellement modélisé comme la totalité du refus à l'infiltration n'est pas mesuré *in situ*, du fait des difficultés de mise en œuvre et de représentativité de ce type de mesures. Grâce au modèle, il est donc possible d'analyser spécifiquement ce processus. Une attention particulière portera donc sur la relation entre les précipitations et le ruissellement. Existe-il une relation simple entre le ruissellement et les précipitations ? Le stock d'eau dans le sol et les pluies antérieures ont-ils un impact sur le processus de ruissellement ?
- Aux échelles annuelle et saisonnière, la jachère évapore généralement plus que le mil alors que le stock d'eau disponible est plus faible. Nous essayerons donc de comprendre pourquoi, en regard de la résistance aérodynamique, des flux d'eau liquides et vapeurs modélisés dans le sol, et du potentiel matriciel.
- Grâce au modèle, le partitionnement de l'évapotranspiration entre évaporation et transpiration pourra être analysé plus finement.

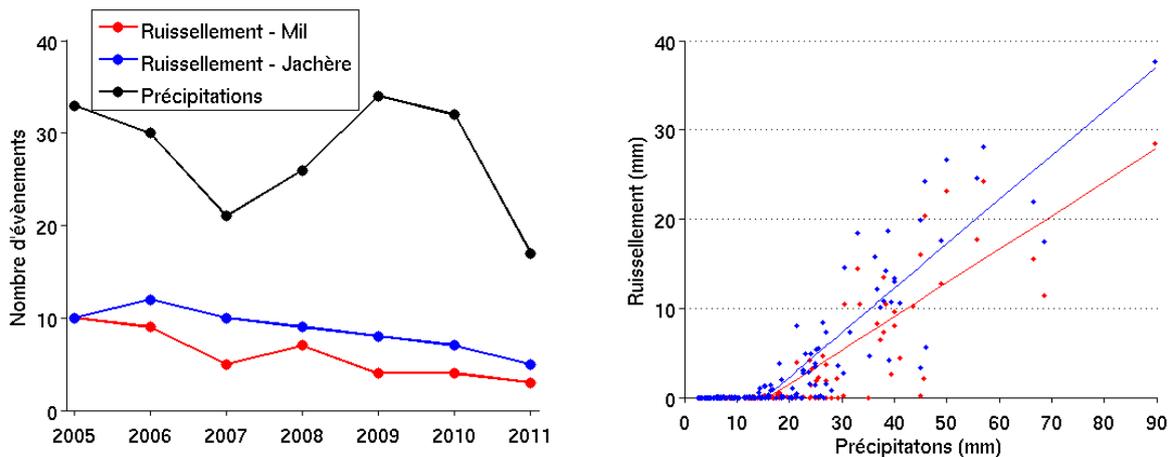
5.1 Processus de ruissellement à échelle événementielle

La figure 9.12(a) révèle que la part d'événements de pluie générant du ruissellement varie entre 10 et 30 % pour le mil et entre 20 et 50 % pour la jachère. À l'échelle de l'événement,

il n'existe pas de relation forte entre le ruissellement et les précipitations (figure 9.12(b)). En revanche, au pas de temps semi-horaire (figure 9.13), une relation entre ces deux variables apparaît très clairement à partir d'une valeur seuil d'intensité de pluies (~ 12 mm/30min sur le mil et 15 mm/30min sur la jachère), dépendant directement des valeurs de conductivité hydraulique à saturation des deux premiers horizons de sol. Ainsi, l'intensité de ruissellement maximale sur la jachère (respectivement sur le mil) est de 28 mm (24 mm) pour 42 mm de précipitations en 30 min, soit un coefficient de ruissellement de 0,7 (0,6) environ, comme le montre la figure 9.12(b). Presque toute l'eau précipitée ruisselle au delà d'un seuil.

Étant donné la faible dispersion des points de la courbe (figure 9.13) sur les deux sites, il semble que le stock d'eau sous la croûte de surface n'ait pas d'influence sur le ruissellement. Le ruissellement dépend donc de la saturation de la croûte de surface, dès que l'intensité de pluie est supérieure à 12 ou 15 mm/30min, mais il n'est pas influencé par l'état antérieur du stock d'eau sous-jacent.

Ces résultats doivent évidemment être nuancés par le fait que le modèle, comme tous les modèles SVAT unidimensionnels, ne prend pas en compte les effets de distribution latérale et les hétérogénéités du sol sur la parcelle qui modifient fortement les écoulements latéraux (p. ex. la microtopographie, les écoulements préférentiels dans les ravines). D'autre part, dans la version du modèle utilisée, celui-ci ne tient pas compte des effets du « ponding » très fréquents sur ce type de surfaces. Enfin, le pas de temps semi-horaire n'est pas assez fin pour représenter la variabilité temporelle des intensités de pluie lors d'un événement pluvieux.

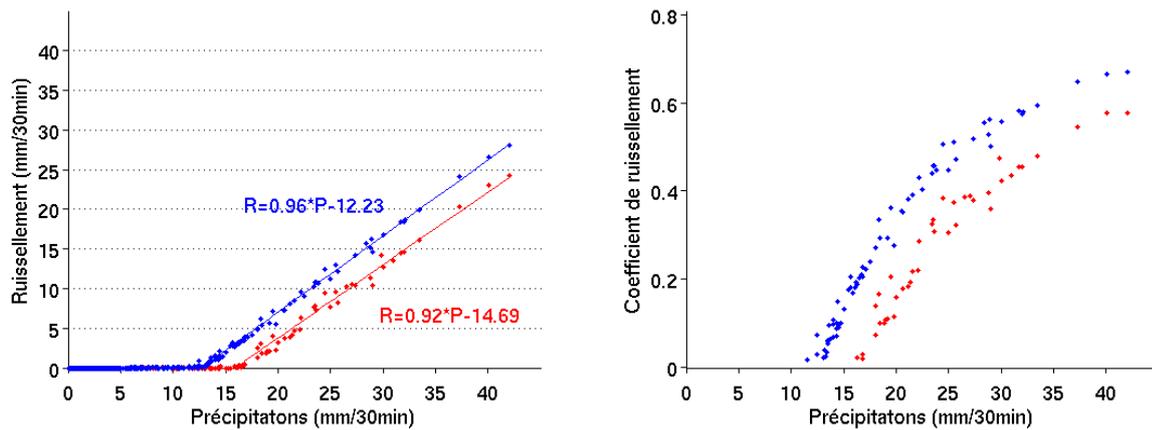


(a) Nombre total d'événements de précipitations (>2,5 mm) par année hydrologique et nombre d'événements générant du ruissellement (>0,1 mm). (b) Quantité d'eau ruisselée par événement de pluie en fonction de la quantité de précipitations.

FIGURE 9.12 – Événements de ruissellement simulé pour la jachère (bleu) et la culture de mil (rouge).

5.2 Phase n°1 : Début de la saison des pluies (juin)

Sur cette phase où la végétation n'est pas encore développée, le flux de chaleur latente est conduit par l'évaporation du sol (la transpiration est nulle sur les deux sites). Comme vu dans l'analyse du cycle saisonnier, ce flux commence à augmenter avec l'arrivée de la mousson, tenant progressivement une place de plus en plus importante dans le cycle de l'énergie. La figure 9.14 illustre, sur une séquence représentative de toutes les années de l'échantillon, les



(a) Intensité de ruissellement (en mm/30min) en fonction de l'intensité de précipitations (en mm/30min, points). La relation qui lie ces deux intensités à partir d'une valeur seuil de précipitations est indiquée sur la figure par une droite. (b) Coefficient de ruissellement en fonction de l'intensité de précipitations.

FIGURE 9.13 – Ruissellement simulé au pas de temps semi-horaire pour la jachère (bleu) et la culture de mil (rouge).

différentes variables hydrologiques et énergétiques sur les deux sites, ainsi que la conductance aérodynamique du sol (G_{as} , figure 9.14.h), qui contrôle les flux turbulents.

Sous l'effet des nuages, le rayonnement global diminue, réduisant les températures de l'air et de la surface, et donc le rayonnement infrarouge net et le flux de chaleur dans le sol (cf. figure 9.14.a, c et g). Lors d'épisodes pluvieux, la partie du rayonnement global réfléchi (RV_{\uparrow} , figure 9.14.b) diminue d'autant plus puisque l'albédo de la surface humide (sol plus sombre) diminue également. Ainsi, hormis les flux turbulents, les dynamiques des composantes du bilan d'énergie sont essentiellement contrôlées par les variations du rayonnement global (RV_{\downarrow}). Le flux de chaleur latente augmente fortement avec les précipitations puis diminue progressivement entre deux épisodes pluvieux et le flux de chaleur sensible varie à l'opposé de la chaleur latente, comme l'illustrent les figures 9.14.e et f. Juste après un épisode pluvieux, l'énergie disponible est donc essentiellement allouée au flux de chaleur latente (cf. la fraction évaporative FE , figure 9.14.i) et le rayonnement net peut alors ponctuellement augmenter alors que le rayonnement global diminue (p. ex. du 01/06/09 au 05/06/09, figure 9.14.a et d). En effet, lorsque le flux de chaleur latente augmente, la température de surface diminue et l'émission thermique de la surface se réduit, ce qui augmente le rayonnement net *in fine*. Parallèlement, le sens du flux de chaleur dans le sol s'inverse (le flux devient négatif, figure 9.14.g) et le flux de chaleur sensible diminue avec la température de surface.

Lorsque le flux de chaleur latente est supérieur sur la jachère, par rapport au mil, le flux de chaleur sensible y est par conséquent inférieur, soulignant une nouvelle fois la compétition entre ces deux flux. Le flux de chaleur dans le sol journalier, dont les valeurs sont beaucoup plus réduites que les autres flux, est équivalent sur les deux sites.

Il faut noter aussi que ponctuellement, le flux de chaleur sensible (H) peut s'inverser (c.-à.-d. que l'atmosphère réchauffe la surface) et induire une fraction évaporative (FE) supérieure à 1 sur la jachère (p. ex. le 10/06/09 sur la figure 9.14.e et i).

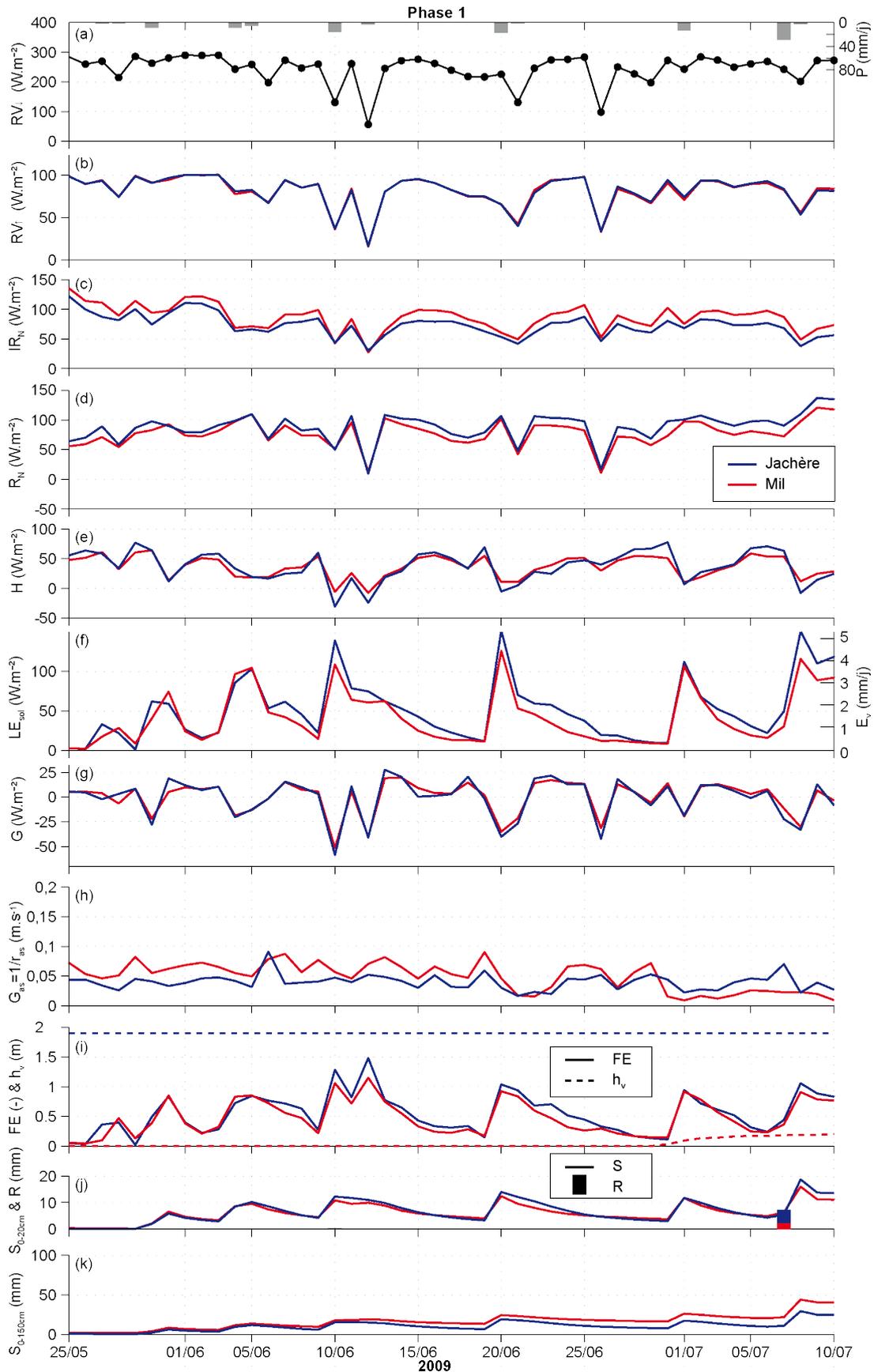


FIGURE 9.14 – Chroniques journalières simulées sur la séquence du 25/05/09 au 10/07/09 (a à g) des flux d'énergie, dont (f) l'évaporation du sol, (h) de la conductance aérodynamique, (i) de la fraction évaporative et de la hauteur du couvert végétal, (j) du ruissellement et des stocks d'eau dans le sol superficiel et (k) dans la zone racinaire principale.

L'évaporation des deux sites cumulée entre deux événements pluvieux semble bien simulée (figure 9.15.a, biais nul et RMSE de 2 mm environ). Comme les observations, les simulations sur cette première phase montrent une évaporation plus forte sur la jachère que sur le mil (9.15.b). Celle-ci s'explique principalement par une évaporation plus forte les premiers jours qui suivent l'événement (cf. figures 9.14.f). Ainsi, plus de 60 % des précipitations retournent vers l'atmosphère par évaporation (~68-77 % sur la jachère et 62 % sur le mil, figure 9.15.b). Les différences d'évaporation journalière sur les deux sites semblent liées au stock d'eau superficiel (0-20 cm) dans le sol, plutôt qu'à la conductance aérodynamique (figure 9.14.f, h et j).

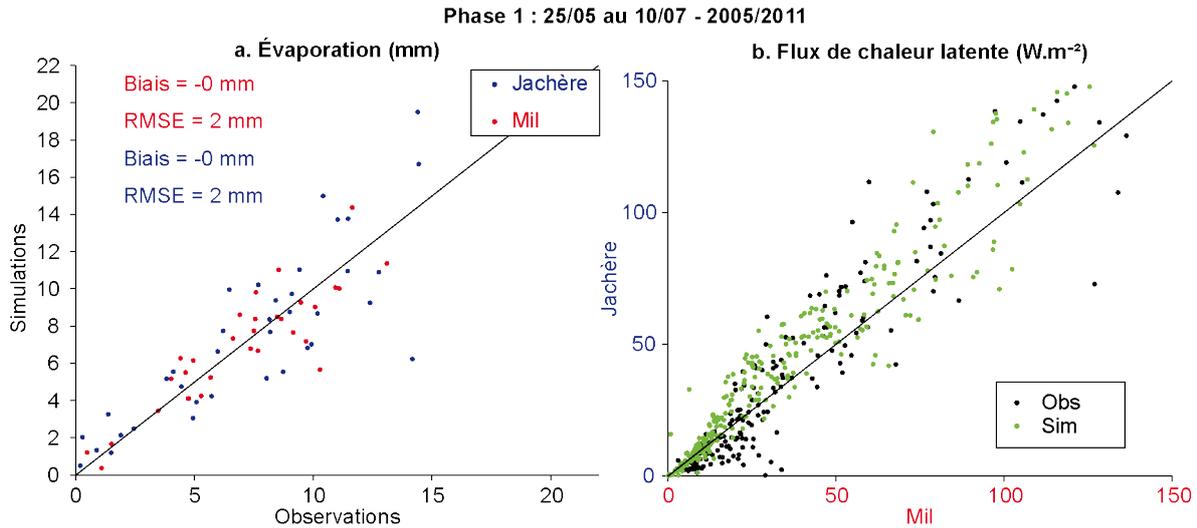


FIGURE 9.15 – (a) Évaporation simulée versus observée cumulée entre deux épisodes pluvieux pendant 5 jours maximum sur la période comprise entre le 25/05 et le 10/07 des années 2005 à 2011. (b) Comparaison du flux de chaleur latente au pas de temps semi-horaire entre les sites de la jachère et du mil observé (points verts) et simulé (points noirs) sur la même période.

Pourquoi la jachère évapore-t-elle plus que le mil ?

La figure 9.16 explique le processus d'évaporation du sol à partir d'un exemple extrait de 2009 au pas de temps semi-horaire. La vitesse du vent et la résistance aérodynamique du sol ainsi que différentes variables telles que les flux d'eau liquides et vapeurs, le potentiel matriciel et le stock d'eau superficiel dans le sol y sont également représentées sur la séquence du 1^{er} au 10 juillet 2009. Cet exemple montre la réponse de ces différentes variables à deux événements pluvieux. Le front d'évaporation se situe à une profondeur d'environ 10-20 cm. Sur les premiers centimètres du sol (~1-5 cm), le flux liquide ascendant (flux positif) se transforme en flux vapeur et est directement évaporé. Le premier événement ne produit pas de ruissellement et la recharge hydrique du sol superficiel est équivalente sur les deux sites. Le second événement produit du ruissellement, plus fort sur le site de la jachère (7 mm contre 2 mm sur le site du mil), ce qui induit une recharge légèrement plus faible du stock. Dans les deux cas, l'évaporation est généralement plus importante sur la jachère. Par contre, le flux liquide vers le bas (flux négatif, tons jaunes à bleus), descend plus en profondeur sous le mil que sous la jachère. Par conséquent, l'eau infiltrée descend plus bas sous le mil que sous la jachère. Il en résulte des potentiels plus forts (en valeur absolue) sur le mil (p. ex. pour la période du 03/07 au 07/07) et donc une évaporation légèrement plus faible que sur la jachère. Lorsque les potentiels sont équivalents, l'évaporation plus forte sur la jachère (p. ex. le 08/07) s'explique par une résistance aérodynamique plus faible, car la hauteur moyenne de végétation (h_v) est plus élevée (1,90 m contre moins de 0,2 m sur le mil, cf. figure 9.14.i).

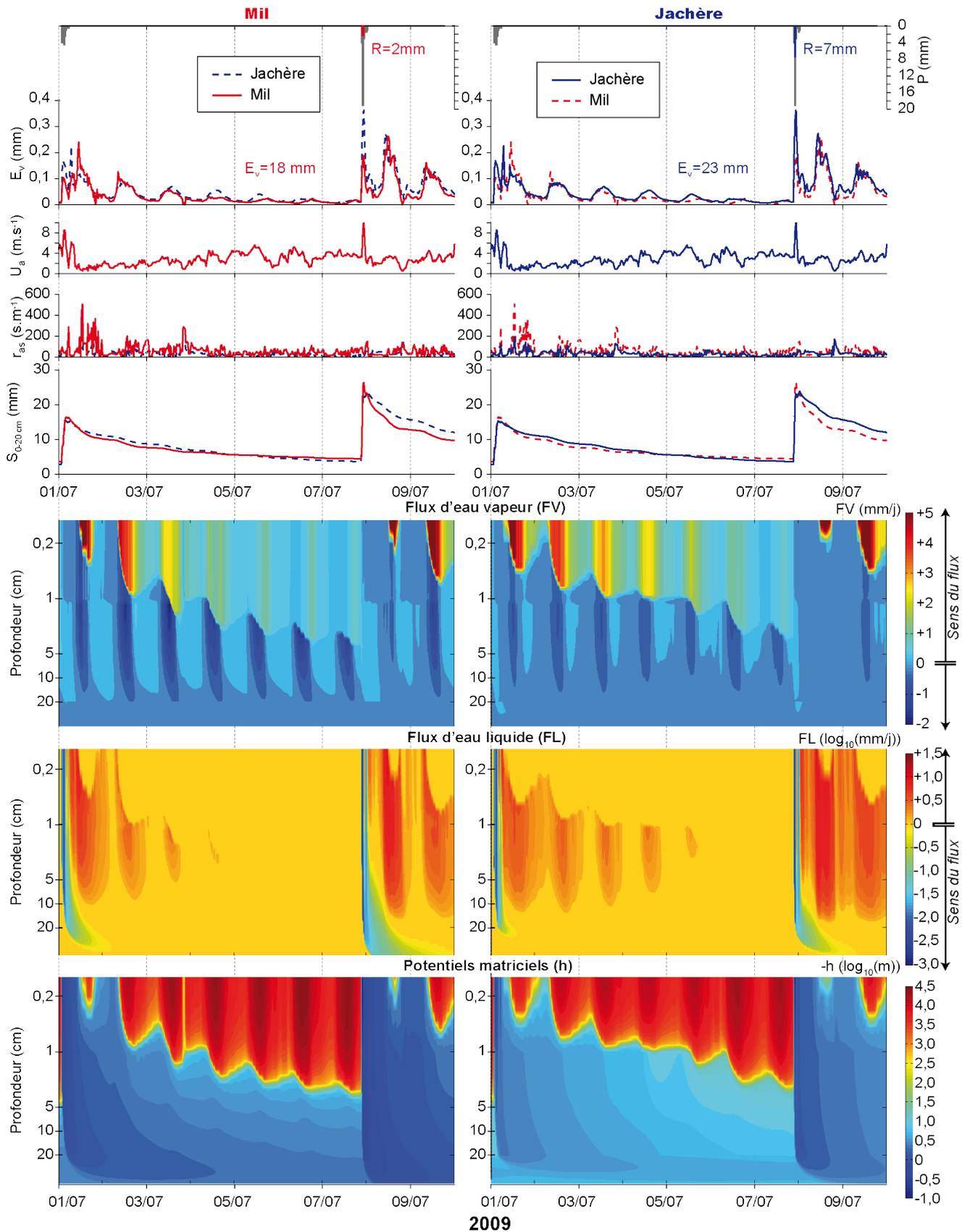


FIGURE 9.16 – Chroniques de l'évaporation (E_v), la vitesse du vent (U_a), la résistance aérodynamique du sol (r_{as}) et le stock d'eau superficiel utile du sol (S_{0-20cm}) simulés au pas de temps semi-horaire et évolution spatio-temporelle (échelle verticale logarithmique des profondeurs) sur la séquence du 01/07/09 au 10/07/09 des flux d'eau liquides et vapes dans le sol (0-30 cm) et des potentiels matriciels sur les sites du mil (rouge, gauche) et de la jachère (bleu, droite).

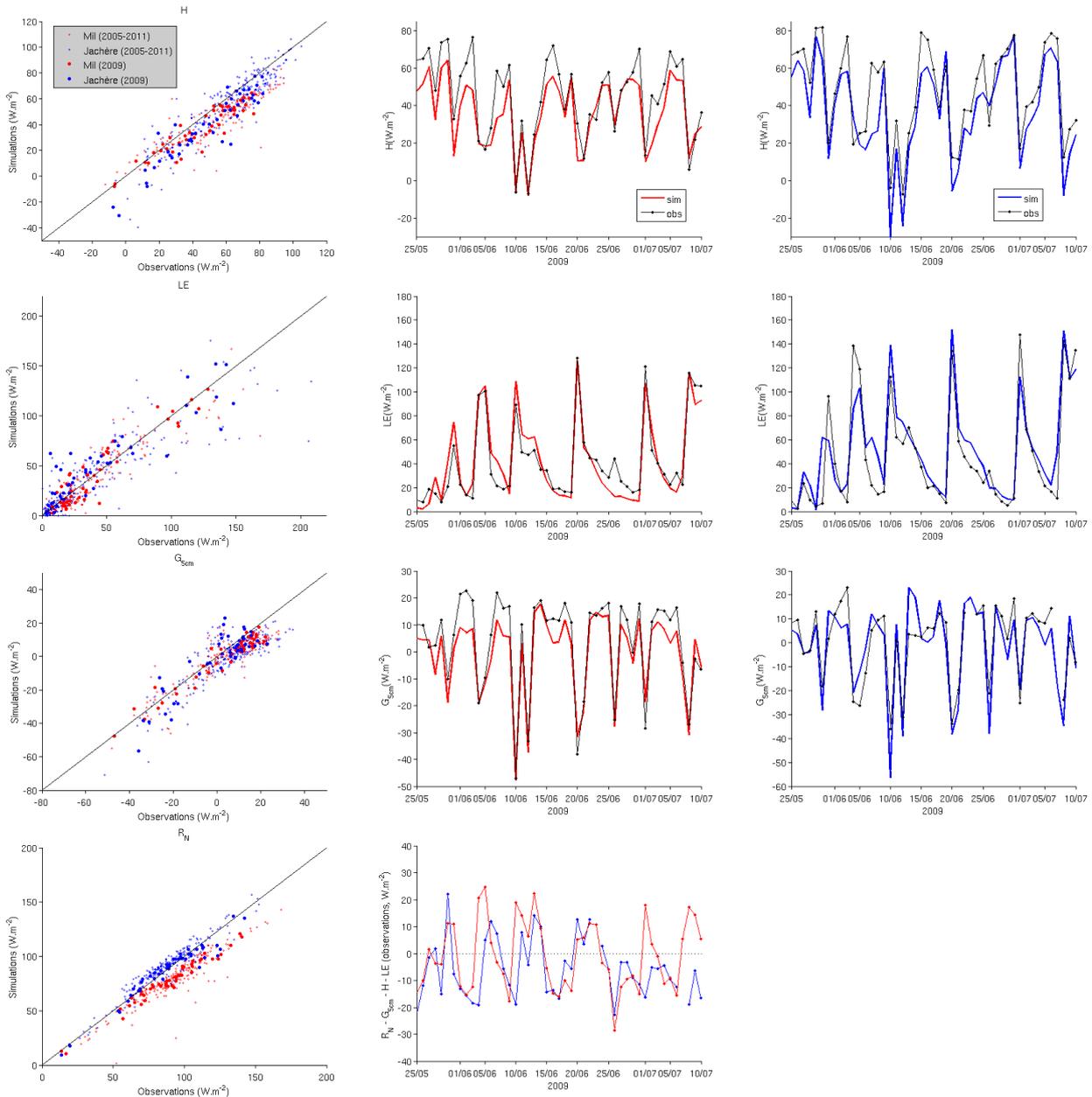


FIGURE 9.17 – Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 25/05 au 10/07 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2009). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 25/05/09 au 10/07/09. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).

Comparaison des flux d'énergie observés et simulés

Sur cette phase, les tendances énoncées auparavant concernant les flux d'énergie de type convectifs et conductifs se confirment par une représentation satisfaisante de ces flux par le modèle pour toutes les années (cf. scatterogrammes, figure 9.17). La dynamique journalière est bien reproduite, comme le montre par exemple la figure 9.17 sur la période du 25/05/09 au 10/07/09. On peut noter également que le modèle simule plutôt bien la dynamique du flux de chaleur dans le sol à 5 cm sous la surface, ce qui n'est pas toujours le cas avec les modélisations

de type SVAT (cf. p. ex. les résultats de Saux-Picart *et al.*, 2009b). Il est légèrement sous-estimé, davantage sous la jachère. Ceci est cohérent avec les biais négatifs calculés entre les températures observées et simulées dans le sol à toutes les profondeurs, légèrement plus forts pour la jachère (cf. chapitre 8).

5.3 Phase n°2 : Installation de la mousson, démarrage de la végétation (mi-juillet à mi-août)

Cette phase correspond au démarrage de la végétation. L'indice foliaire restant faible ($\leq 0,5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$), le processus d'évaporation ($\leq 7 \text{ mm/j}$) demeure prépondérant par rapport à la transpiration ($\leq 2 \text{ mm/j}$), comme le montre par exemple la figure 9.18. L'évaporation reste généralement plus importante pour la jachère puisque l'infiltration d'eau dans le sol superficiel (0-20 cm) est plus importante que sur le champ de mil et que la conductance aérodynamique y est plus forte, du fait de la hauteur moyenne de la végétation plus élevée. Cependant, le stock dans la partie sous-jacente varie peu car une grande partie de l'eau qui s'infiltré est évacuée par évaporation. Cette phase est donc très similaire à la précédente et les principales conclusions sur le fonctionnement des deux écosystèmes se retrouvent illustrées sur la séquence présentée sur la figure 9.18.

Le flux de transpiration est corrélé au LAI *via* la résistance stomatique, c'est-à-dire que lorsque la végétation est plus développée sur la jachère que sur le champ de mil, la transpiration y est plus forte ; le stock d'eau utile n'étant pas limitant. À ce stade, le développement de la végétation est progressif et fortement contraint par la distribution des précipitations en début de saison. D'autre part, avec l'installation progressive de la mousson, l'évaporation augmente avec la recharge hydrique du sol superficiel et la transpiration se met en place, augmentant ainsi toutes deux le flux d'évapotranspiration. L'énergie disponible est allouée en priorité à ce flux de chaleur latente qui contribue à diminuer la température du sol et donc réduire le rayonnement infrarouge net, augmentant le rayonnement net, et ceci bien que le rayonnement global continue de diminuer.

Tous ces résultats se confirment par une très bonne cohérence des simulations avec les observations de la redistribution de l'énergie disponible entre les flux turbulents et conductif sur cette phase (cf. figure 9.20, sur la période du 10/07 au 15/08). Les biais entre les observations et les simulations, notamment les flux de chaleur dans le sol et sensible qui sont sous-estimés par le modèle pour le champ de mil, s'expliquent en partie par le reste du bilan d'énergie observé. Néanmoins, le flux de chaleur latente est bien représenté à l'échelle journalière et à celle de l'événement (figure 9.19, sur la période du 10/07 au 15/08) et sur les deux sites, en particulier sur celui du mil, et plus généralement pour toutes les années.

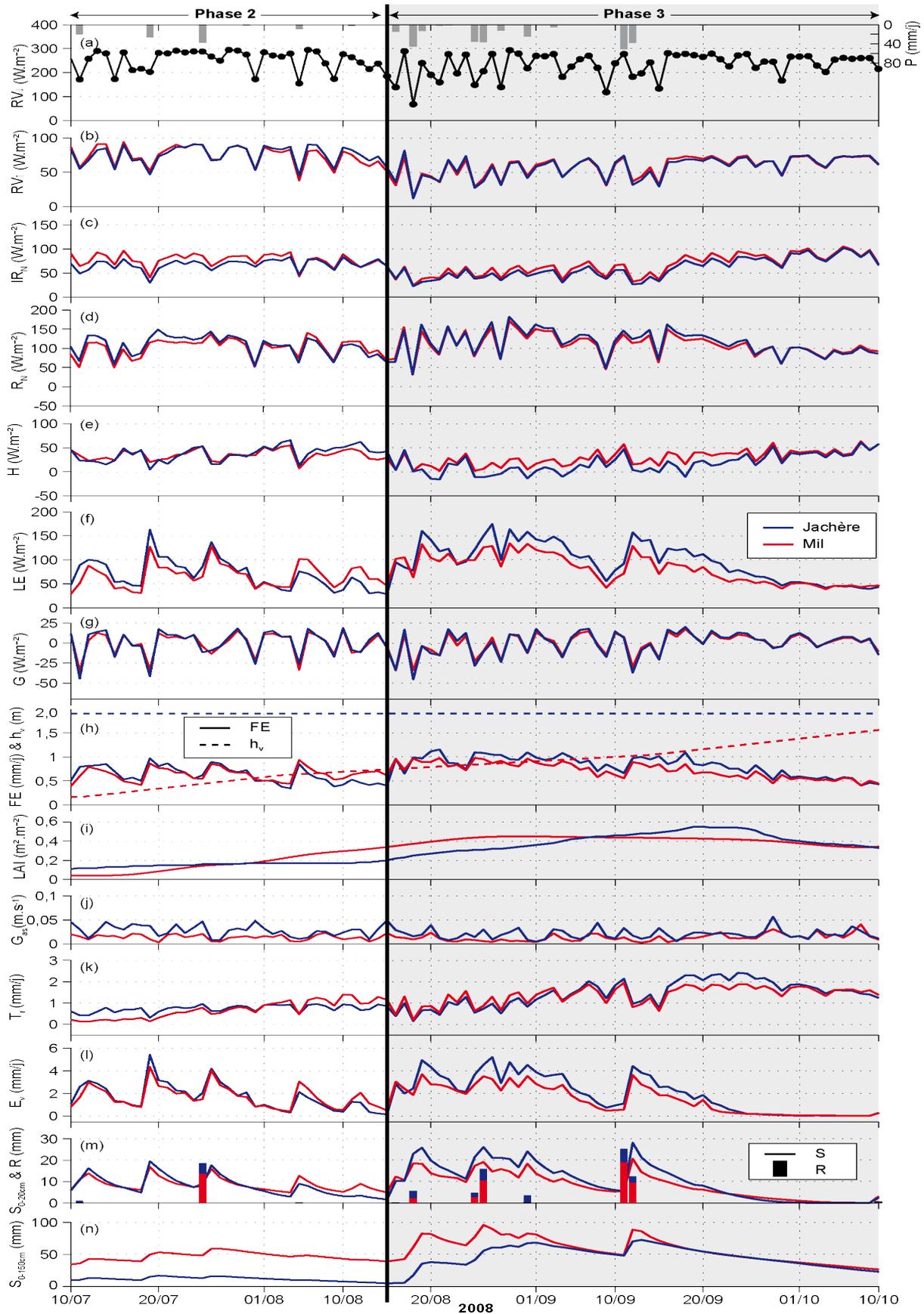


FIGURE 9.18 – Chroniques journalières simulées sur la séquence du 10/07/08 au 10/10/08 (a à g) des flux d'énergie, (h) de la fraction évaporative et de la hauteur du couvert végétal, (i) de l'indice foliaire, (j) de la conductance, (k à m) des composantes du bilan d'eau, (m) des stocks d'eau utiles dans le sol superficiel et (n) dans la zone racinaire principale.

5.4 Phase n°3 : Développement de la végétation (mi-août à fin septembre)

Sur cette phase de développement de la végétation, l'apport de la modélisation pour séparer les contributions évaporation-transpiration est essentielle. La transpiration devient plus significative que lors de la phase précédente avec des pics pouvant excéder 3 mm/j. L'évaporation demeure prépondérante avec des pics journaliers pouvant atteindre 8,5 mm/j. Le flux de chaleur latente qui en résulte augmente donc fortement, mobilisant ainsi davantage d'énergie. La fraction évaporative peut même dépasser ponctuellement 1 sur la jachère (cf. figure 9.18.h). Dans ce dernier cas, le flux de chaleur sensible devient négatif, inversant les échanges de température entre le sol et l'atmosphère. Les observations le montrent également (cf. figure 9.20). Cependant, ce phénomène est légèrement amplifié par le modèle du fait d'une sous-estimation de la température du sol (cf. chapitre 8). En revanche, ceci ne se produit pas sur le mil puisque la fraction évaporative reste toujours inférieure à 1, aussi bien pour les observations que pour le modèle.

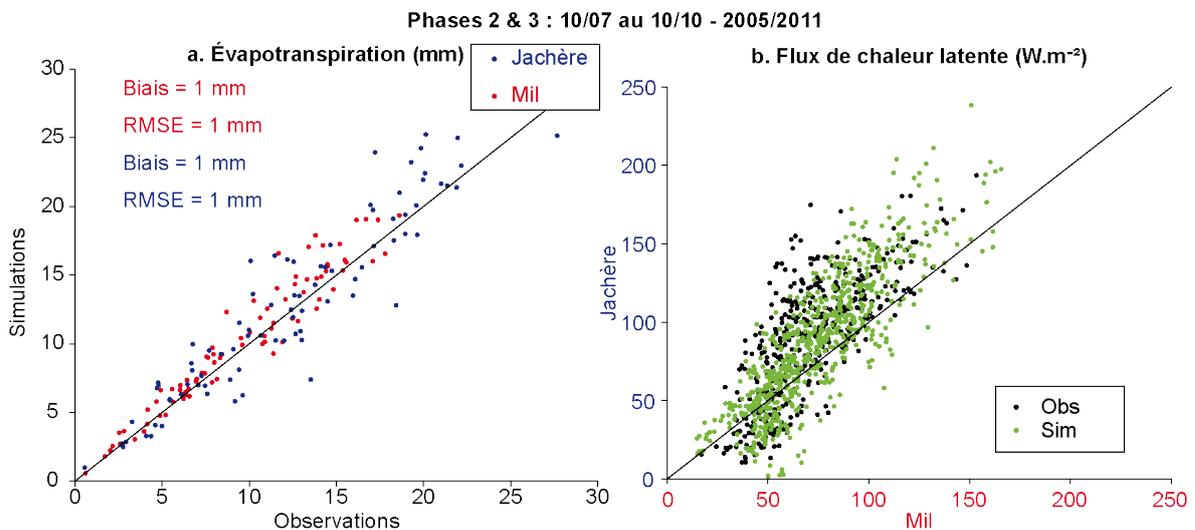


FIGURE 9.19 – (a) Évaporation simulée versus observée cumulée entre deux épisodes pluvieux pendant 5 jours maximum sur la période comprise entre le 10/07 et le 10/10 des années 2005 à 2011. (b) Comparaison du flux de chaleur latente au pas de temps semi-horaire entre les sites de la jachère et du mil observé (points verts) et simulé (points noirs) sur la même période.

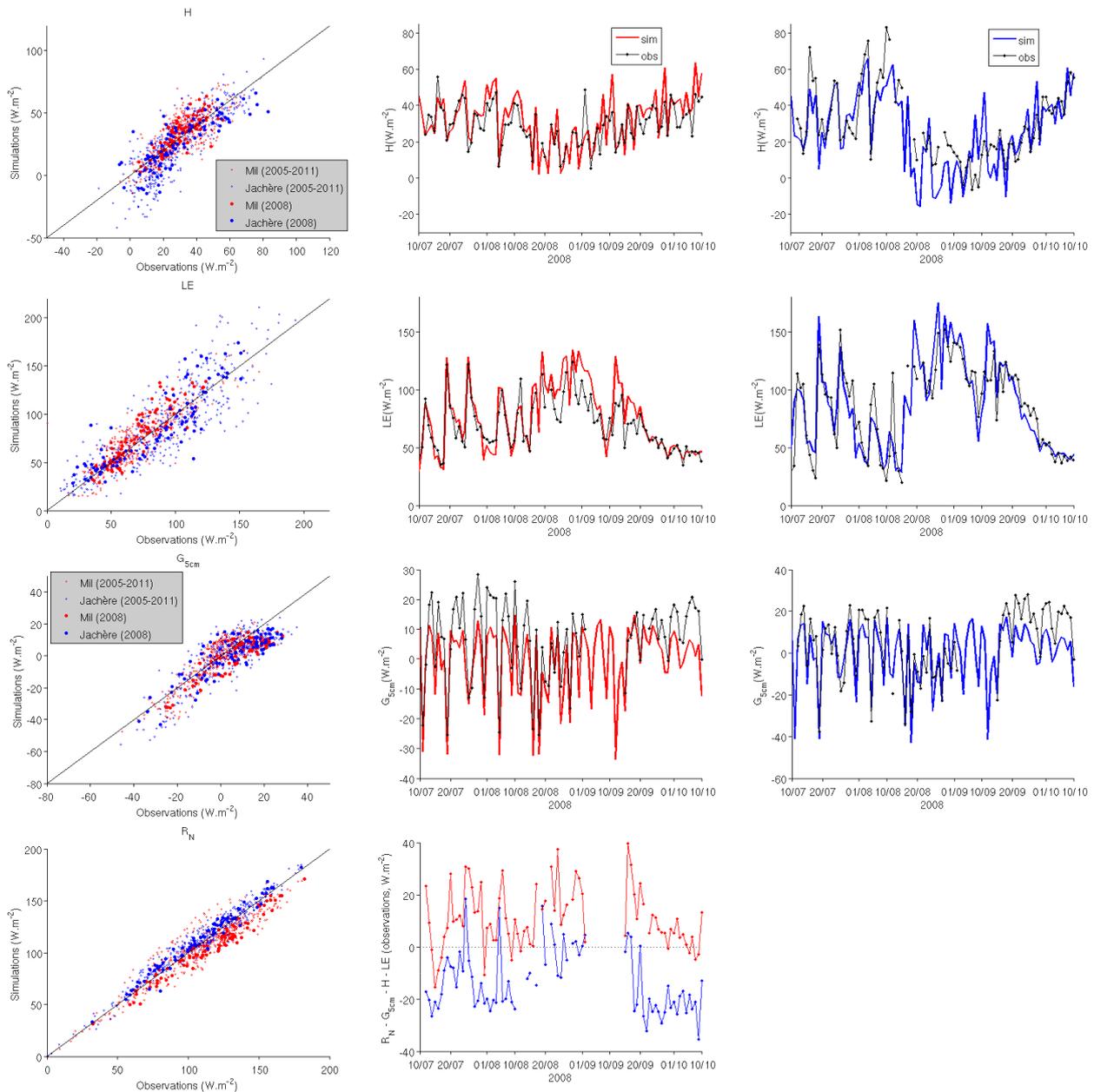


FIGURE 9.20 – Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 10/07 au 10/10 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2008). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 10/07/08 au 10/10/08. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).

5.5 Phase n°4 : Début de la saison sèche et déclin de la végétation (octobre à décembre)

Entre la phase précédente et celle-ci, le stock d'eau dans la zone racinaire principale (0-150 cm) diminue progressivement entraînant le déclin de la végétation.

Au cours de cette phase, la dynamique des flux journaliers est beaucoup plus réduite pour toutes les variables (figure 9.21). Ceci souligne le rôle important des précipitations dans les transferts d'énergie durant la saison des pluies. Les analyses du fonctionnement éco-hydrologique à partir des observations au pas de temps journalier ainsi que des cycles saisonniers hydrologiques et énergétiques moyens se vérifient ici. Un des intérêts du modèle est de pouvoir quantifier et représenter le drainage à 4 m de profondeur. Pour l'exemple présenté (figure 9.21.m), celui-ci démarre autour du 10 septembre (pour les années 2006 à 2008 car les autres ne produisent pas de drainage), culmine à 1 mm/j vers la fin du mois de septembre puis diminue progressivement.

Par ailleurs, à cette période de l'année, le modèle confirme que le flux d'évaporation a disparu. L'évapotranspiration est alors menée par la transpiration. Les observations du flux de chaleur latente permettent alors de vérifier la bonne simulation de la transpiration sur cette partie de l'année. De manière générale, les flux d'énergie sont bien représentés par le modèle (figure 9.22), malgré une légère surestimation de la transpiration sur le mil. Ceci se répercute sur les simulations du flux de chaleur sensible qui est alors légèrement sous-estimé. Le flux de chaleur dans le sol a tendance à être sous-estimé pour les deux sites, rejoignant l'hypothèse d'un ensoleillement trop fort sur les observations (cf. discussion, section 4, chapitre 8) ou expliquant en partie le reste négatif du bilan d'énergie.

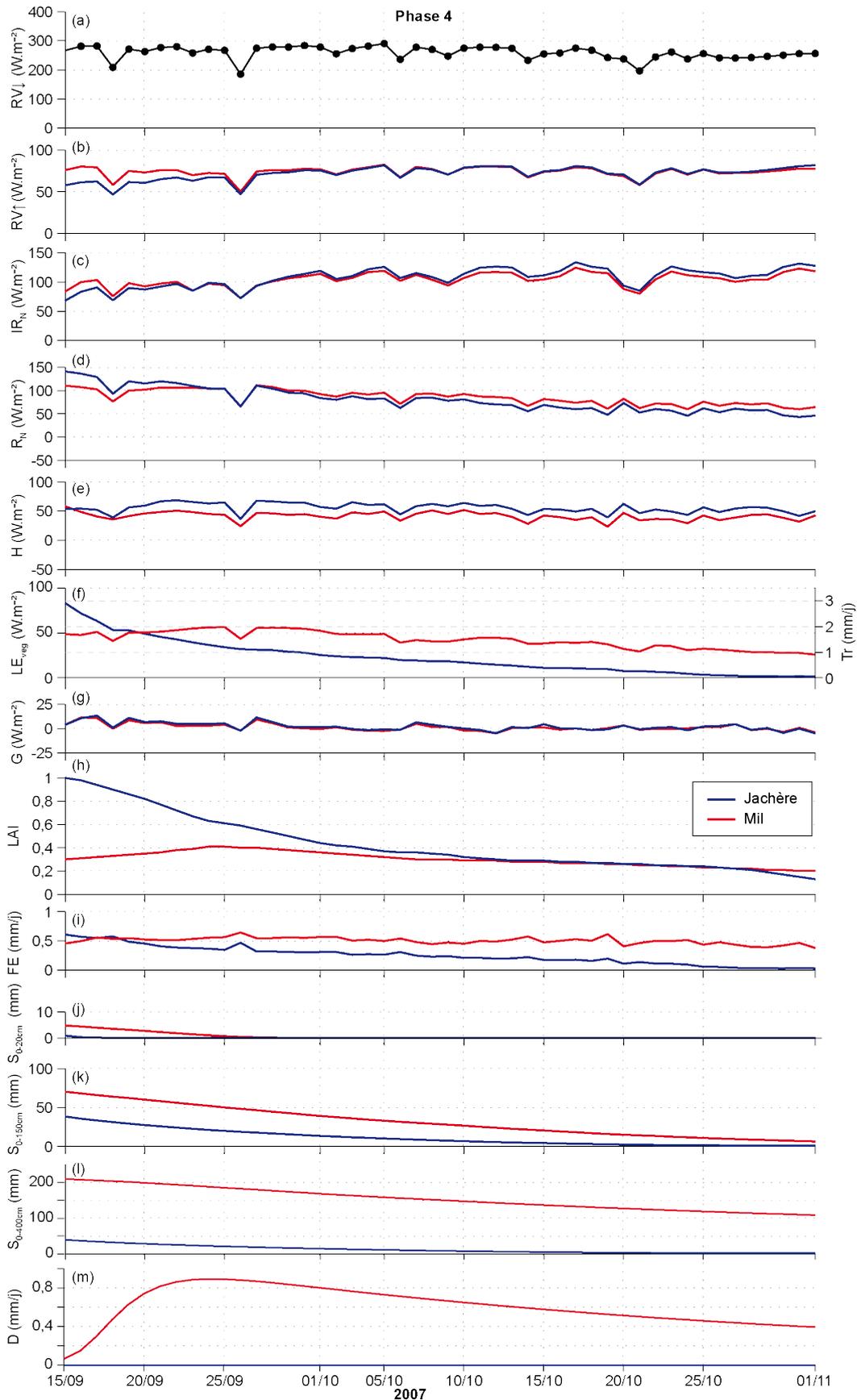


FIGURE 9.21 – Chroniques journalières simulées sur la séquence du 15/09/07 au 01/11/07 (a à g) des flux d'énergie, (h) de l'indice foliaire, (j) de la fraction évaporative, (k) des stocks d'eau utiles dans le sol superficiel, (l) dans la zone racinaire principale et (m) dans toute la colonne de sol et (n) du drainage.

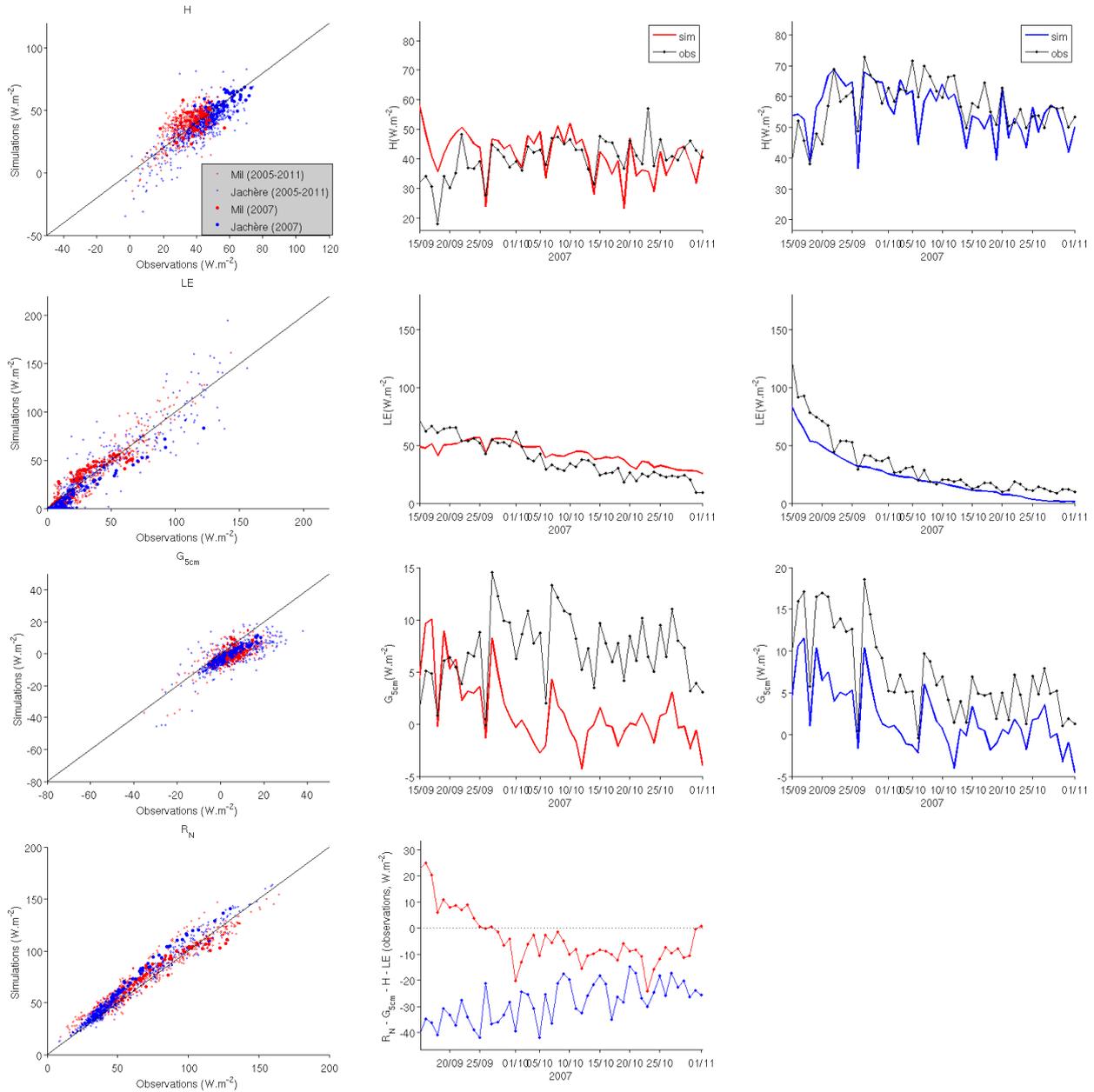


FIGURE 9.22 – Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 15/09 au 1/11 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2007). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 15/09/07 au 01/11/07. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).

Fin de la saison des pluies : quel effet sur le stock d'eau, la transpiration et l'extraction racinaire ?

Malgré un profil racinaire qui peut descendre jusqu'à 3,5 m et 2,5 m, respectivement pour la végétation naturelle de la jachère et la végétation sur le champ cultivé, l'extraction racinaire se concentre essentiellement dans la zone principale de racines, sur les 1,5 premiers mètres du sol, comme le montre l'exemple illustré par la figure 9.23 (2007). Lorsque la végétation de la jachère est encore bien développée, l'extraction racinaire est plus importante que celle du mil, malgré un stock d'eau plus réduit. Le stock dans le second horizon est alors très rapidement épuisé (~mi-septembre) pour la jachère alors que sur le champ de mil, l'extraction racinaire, la transpiration et l'indice foliaire restent relativement stables (voire augmentent légèrement) le premier mois suivant la dernière pluie, malgré une sensible diminution du stock d'eau disponible.

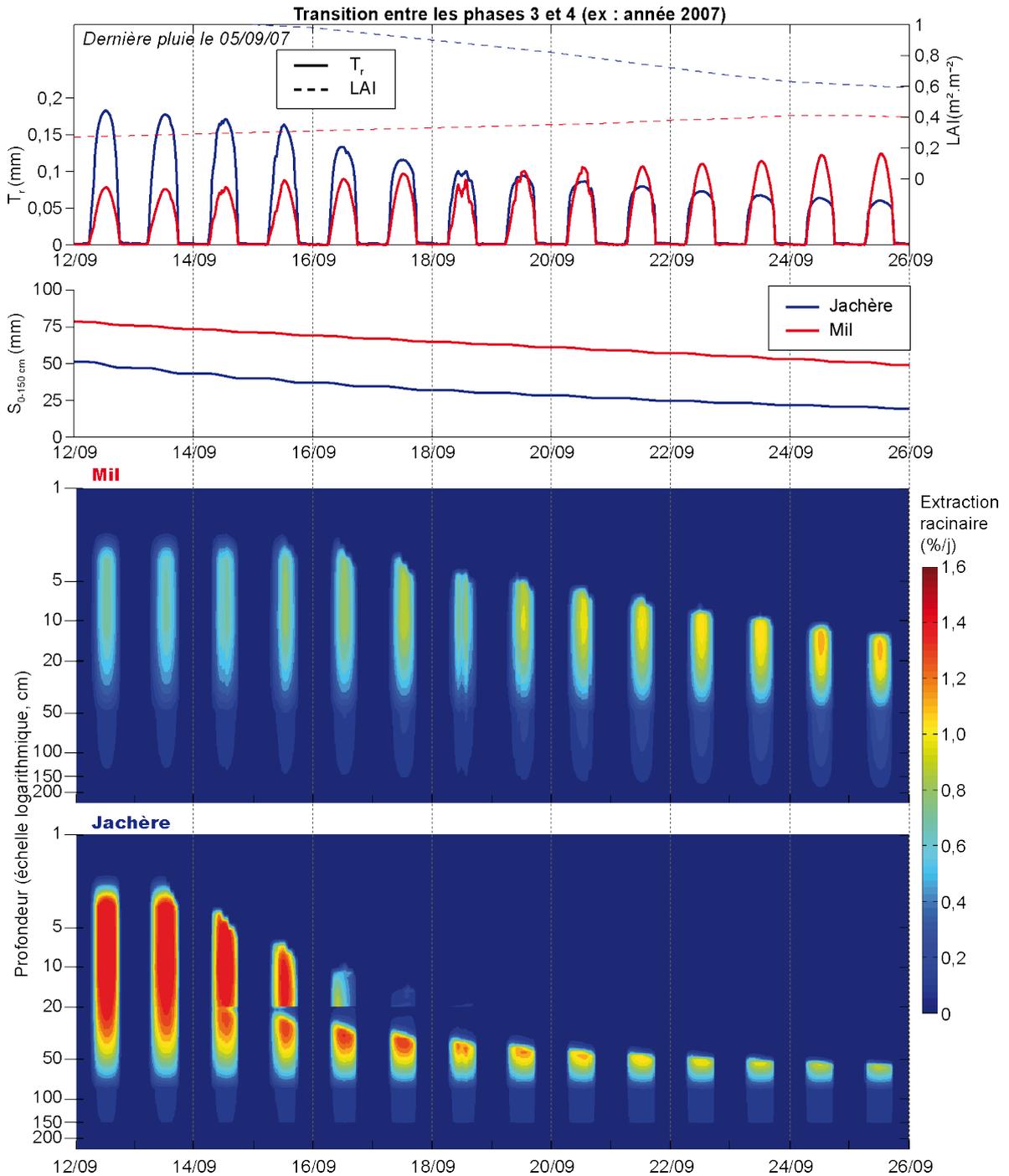


FIGURE 9.23 – Chroniques de la transpiration (T_r) et du stock d'eau dans la zone principale de racines ($S_{0-150\text{cm}}$) simulés au pas de temps semi-horaire et du LAI (pointillés) et évolution spatio-temporelle de l'extraction racinaire dans le sol sur la séquence du 12/09/07 au 26/09/07 pour le mil (rouge) et la jachère (bleu).

6 Distributions statistiques des variables hydrologiques et énergétiques journalières

Il n'existe pas à l'heure actuelle de documentation suffisamment représentative de la variabilité journalière des flux de surface pour cette région. Grâce à la modélisation construite, il est possible de fournir une signature de ces flux, c'est-à-dire une représentation synthétique de leur comportement statistique. C'est ce qui est présenté dans cette section. Cette signature peut être intéressante notamment pour l'évaluation des modèles de surface, pour son utilisation dans les modèles de climat ou les modèles agronomiques.

6.1 Distributions globales (année entière)

La figure 9.24 présente, pour chacun des flux, la distribution des valeurs d'intensités journalières, sous la forme d'une densité de contribution au flux moyen interannuel. Celle-ci est définie par le rapport de la contribution sur l'amplitude de la classe considérée. Une intensité de flux F avec une densité de k % signifie que les intensités dans une gamme dF autour de F contribuent d'une valeur de k % $\times dF$ au flux agrégé; à noter que cette contribution s'élève à $F \times \text{fréquence de l'intensité dans } dF$. Les fréquences empiriques ont été estimées pour une distribution en 100 classes d'égale largeur, puis ont été lissées par une moyenne mobile de largeur 5 (moyenne de 5 classes).

À l'échelle journalière et sur l'ensemble de la période d'étude de sept années hydrologiques complètes, les flux hydrologiques ont atteint des intensités maximales de 85 mm/j pour les précipitations, 42, 8,4, 3,4 et 0 mm/j, respectivement pour le ruissellement, l'évaporation, la transpiration et le drainage sur la parcelle en jachère et 30, 5,8, 2,3, 1,8 mm/j pour ces mêmes variables sur la parcelle de mil. Pour les flux d'énergie, le rayonnement de courtes longueurs d'onde et le flux de chaleur sensible ont atteint des moyennes journalières de 110 W.m⁻², d'environ 170-180 W.m⁻² pour le rayonnement infrarouge net, et de plus de 200 W.m⁻² pour le flux de chaleur latente.

Pour le cycle hydrologique (figure 9.24.a), les distributions des précipitations et du ruissellement sont plus diffuses, avec des densités plus faibles, particulièrement pour le ruissellement ($\sim 0,7-1,1$ % pour le ruissellement contre $\sim 3-3,8$ % pour les précipitations). Les intensités comprises entre 0 et 30 mm/j représentent les plus fortes densités pour ces deux composantes. Cependant, un second pic de densité ($\sim 3,2$ %) est atteint pour les précipitations de 35-41 mm/j. La distribution du ruissellement s'étend sur des intensités plus fortes sur la jachère que sur le mil : l'intensité maximale sur le mil représente 83 % de celle sur la jachère.

La distribution de la transpiration du champ de mil est la plus concentrée avec une densité maximale très élevée (jusqu'à ~ 38 %) pour une gamme d'intensités très restreinte comprise entre 1,2 et 1,8 mm/j (figure 9.24.b). Sur la jachère, cette distribution est nettement plus étalée, avec des densités maximales entre 10 et 20 % pour des intensités variant entre 0,5 et 2,0 mm/j. Sur les deux sites, la distribution de l'évaporation atteint des valeurs de densités maximales comparables (10-24 %) mais dans une gamme d'intensités plus vaste (1,2-3,3 mm/j). Au-delà de cette gamme, comme pour le ruissellement, la densité et l'intensité maximale de l'évaporation sont plus fortes sur la jachère que sur le mil (rapport d'intensités de $\sim 0,8$, à densités égales). Le drainage sur la parcelle de mil montre une forte densité (5-19 %) pour des intensités très faibles ($< 0,25$ mm/j) et une densité d'environ 5 % pour une fourchette d'intensités plus large de 0-1 mm/j contribuant à un total de 31 mm/an.

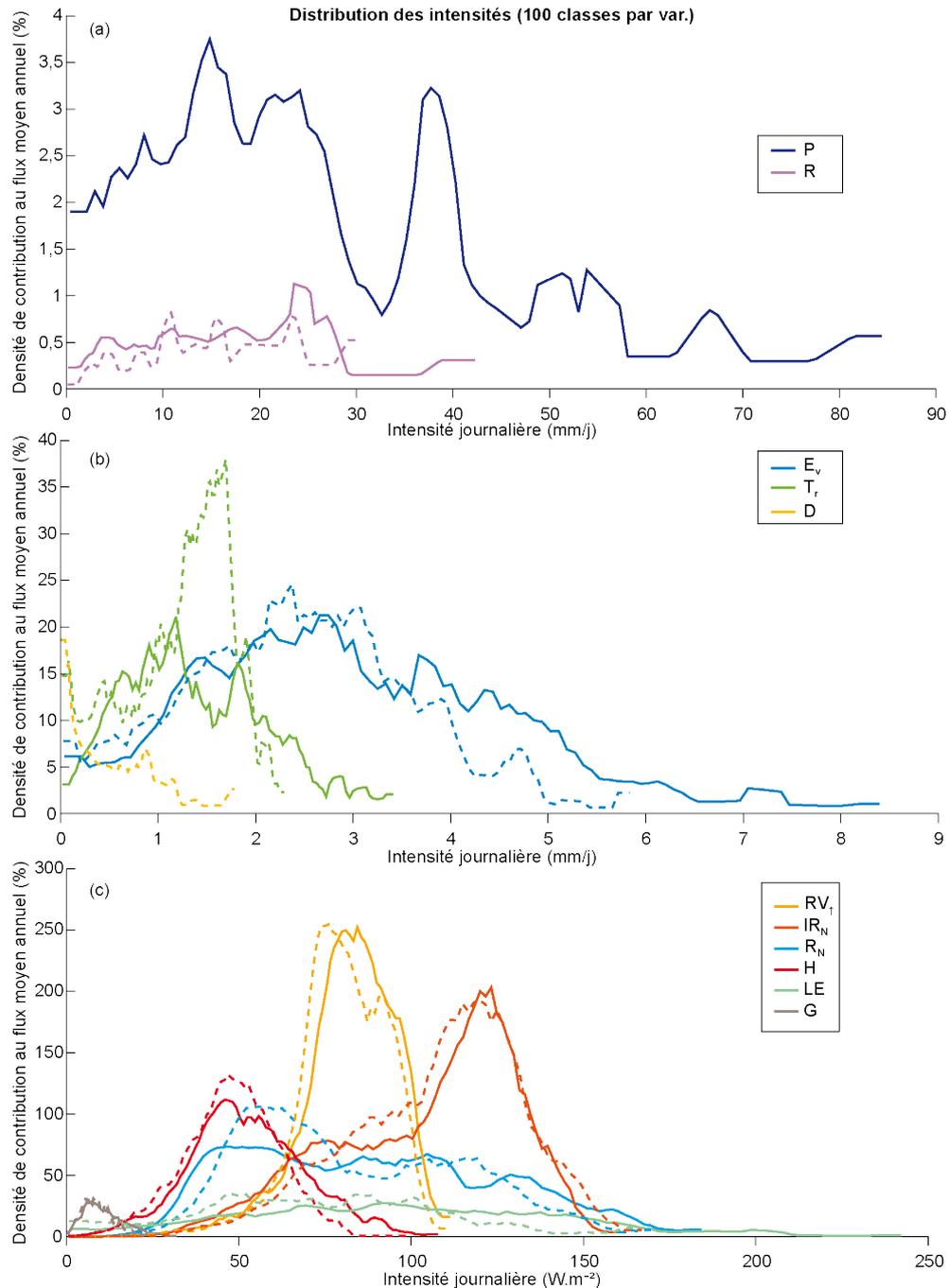


FIGURE 9.24 – Distribution des intensités de flux : spectres des contributions des quantités de flux journaliers d'eau et d'énergie à la quantité du flux annuel moyen correspondant pour la jachère (traits pleins) et le mil (pointillés). Les distributions sont exprimées comme la densité de contribution (en %) des intensités journalières à la moyenne annuelle (c.-à-d., fréquence \times intensité par intervalle d'intensité unitaire, en jours/an pour l'eau et sans dimension pour l'énergie). L'aire sous chaque courbe correspond à la valeur moyenne agrégée. Pour les flux d'énergie, seules les intensités positives sont représentées.

Pour le cycle de l'énergie (figure 9.24.c), le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi présente les plus fortes densités (max ~ 250 % pour les deux sites) pour des intensités essentiellement comprises entre 60 et 100 $W.m^{-2}$. Le rayonnement infrarouge net s'étend sur des gammes plus larges (60-140 $W.m^{-2}$), avec un pic de densité plus élevé pour le mil pour les intensités de 110-120 $W.m^{-2}$ (densités de 200 % pour les deux sites). Pour les deux sites, le flux de chaleur sensible varie essentiellement dans un intervalle d'intensités restreint (25-80 $W.m^{-2}$)

pour un pic de densité légèrement supérieur à 100 %, tandis que le flux de chaleur latente couvre tout le spectre des intensités de ce flux ($\sim 0-200 \text{ W.m}^{-2}$) avec des densités relativement faibles (max. : 30 %). Ici encore, la distribution de ce flux est plus large pour la jachère, ce qui augmente le poids des fortes intensités ($>100 \text{ W.m}^{-2}$) alors pour le mil, les intensités plus faibles ($<100 \text{ W.m}^{-2}$) dominant. Les fortes intensités de ce flux sur la jachère proviennent essentiellement de l'évaporation du sol plus forte, tandis que la dominance des faibles intensités de ce flux sur le mil vient des différences de transpiration entre les deux écosystèmes. Enfin, le rayonnement net couvre aussi une large gamme (~ 25 à 160 W.m^{-2}), avec une densité maximale pour les intensités d'environ 50 W.m^{-2} et également plus élevée ($>100 \%$) pour le mil que pour la jachère.

6.2 Distributions conditionnelles à la période de l'année

Afin de caractériser la dépendance saisonnière de la variabilité des flux journaliers, les figures 9.25 (cycle de l'eau) et 9.26 (cycle de l'énergie) représentent l'évolution sur l'année des intervalles de confiance à 90 % des intensités journalières de ces variables sur les deux sites. Ces intervalles sont délimités par les quantiles à 5 % et 95 % obtenus dans une fenêtre glissante de 30 jours calendaires, toutes années confondues. Par exemple, la figure 9.26 montre que la variabilité journalière du flux de chaleur sensible (H) est plus importante pendant la saison des pluies que pendant la saison sèche, et ce bien que le cycle saisonnier moyen de cette variable soit minimal en saison des pluies. Sur tout le cycle saisonnier d'une variable donnée, il est également possible de voir l'évolution de l'écart-type « journalier »². Celui-ci est confronté à l'écart-type du signal saisonnier complet (appelé écart-type « saisonnier ») et à l'écart-type « total » (de tout l'échantillon de flux ou stocks journaliers) représentés tous deux par une ligne horizontale.

Toutes les variables, mis à part le rayonnement infrarouge net, affichent une variabilité journalière plus importante en saison des pluies (cf. courbes des écarts-types journaliers, figures 9.25 et 9.26). Ce résultat était prévisible pour les variables hydrologiques, et plus généralement pour toutes les variables présentant une intensité plus forte pendant la saison des pluies, ou l'albédo qui varie fortement avec les précipitations. Cependant, pour le flux de chaleur sensible et le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi, ce résultat paraissait moins évident. La variabilité du rayonnement global s'intensifie entre début mars et fin août, du fait des événements de poussières et d'aérosols à la fin de la saison sèche et au début de la saison des pluies et de la couverture nuageuse de plus en plus forte en saison des pluies. La variabilité du flux de chaleur latente est la plus forte au début de la saison des pluies, lorsque le processus est essentiellement conduit par l'évaporation du sol, pour lequel la variabilité est plus forte que celle de la transpiration. L'écart-type journalier de cette dernière présente deux pics distincts (particulièrement sur le site du mil), correspondant à l'augmentation puis la diminution du flux saisonnier de transpiration, et reflétant en partie la variabilité temporelle des phases de développement et de sénescence de la végétation, plus importante sur le champ de mil que sur la jachère.

Contrairement à toutes les autres variables, les écarts-types journaliers des flux radiatifs sont toujours inférieurs à leurs signaux saisonniers moyens ainsi qu'aux premiers quantiles à 5 % (figure 9.26). En revanche, pour les précipitations et le ruissellement (figure 9.25), les écarts-types totaux et journaliers sont toujours supérieurs aux signaux saisonniers moyens. C'est également le cas pour l'écart-type journalier du drainage sur le site du mil. Le ruissellement

2. L'écart-type « journalier » est calculé pour toutes les valeurs journalières d'une variable donnée dans une fenêtre glissante de 30 jours pour toutes les années 2005 à 2011 confondues.

présente la plus forte variabilité journalière : l'écart-type journalier est quasiment toujours supérieur au quantile à 95 %, ou tout du moins très proche de celui-ci au cœur de la saison des pluies. Pour les flux de chaleur latente et de vapeur d'eau (évaporation et transpiration), les écart-types totaux et journaliers sont inférieurs au signal saisonnier moyen sur une grande partie de la saison des pluies.

Pour la plupart des variables et quasiment sur toute l'année, la variabilité (totale, saisonnière et journalière) est généralement plus importante sur la jachère, que le signal saisonnier moyen soit plus fort (p. ex. flux de chaleur latente en saison des pluies, l'évaporation, le ruissellement) ou plus faible (p. ex. le flux de chaleur sensible et l'albédo au pic de mousson, le flux de chaleur dans le sol) que sur le mil. Le drainage est la seule variable pour laquelle la variabilité est évidemment toujours plus forte sur le mil. La variabilité saisonnière de la transpiration et sa variabilité journalière en saison sèche sont également plus importantes sur le mil.

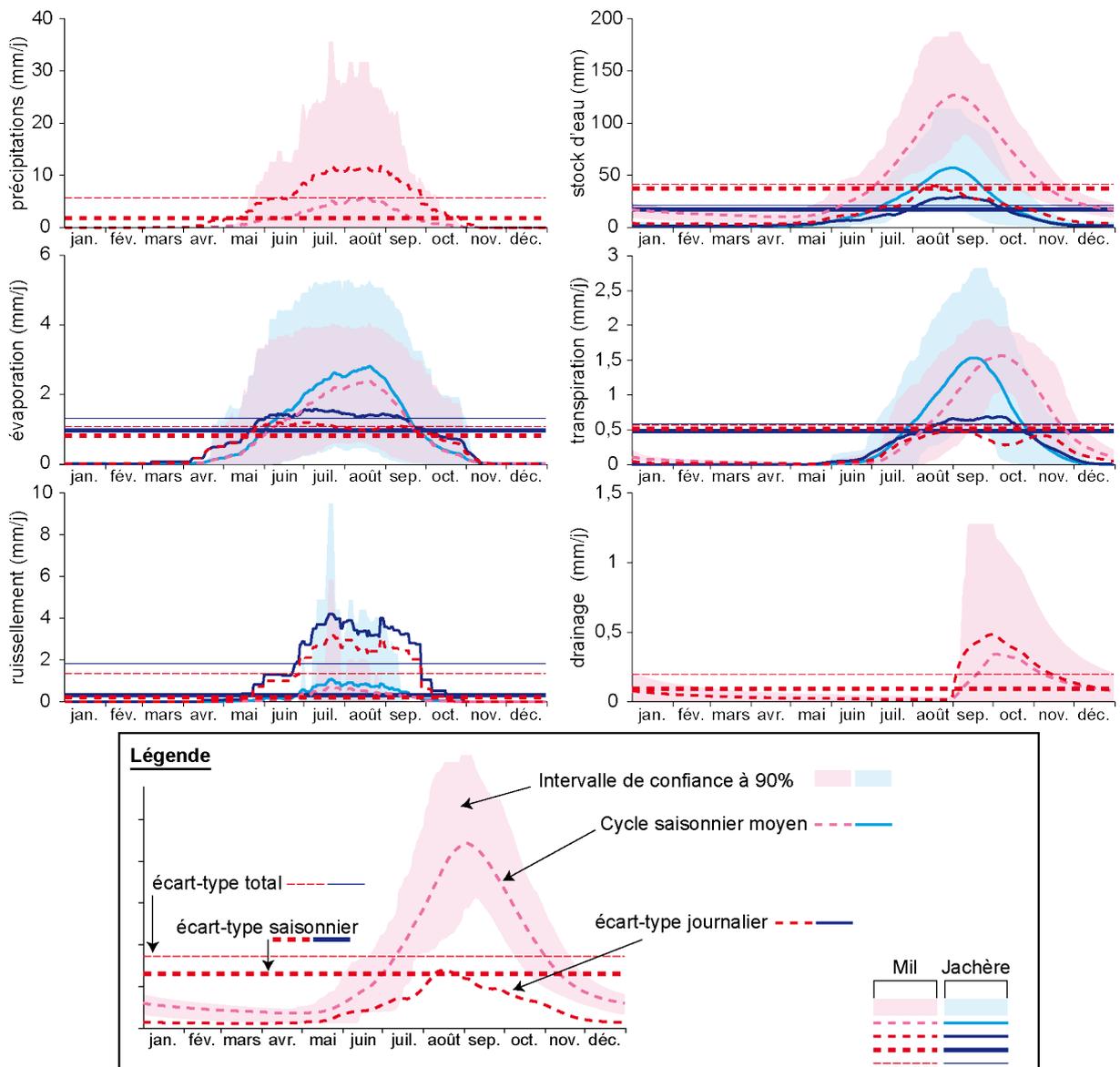


FIGURE 9.25 – Variabilité des variables journalières simulées du cycle de l'eau pour la jachère (bleu, traits pleins) et le mil (rouge, pointillés). Sont représentés pour chaque variable : l'intervalle de confiance à 90 % (zones colorées), le signal saisonnier moyen (présenté dans la section 3), le signal saisonnier de l'écart-type journalier et les écarts-types saisonnier et total (droites horizontales). Toutes les variables sont calculées dans une fenêtre glissante de 30 jours. Se référer au texte (section 6.2) pour plus de précision sur la définition des différents écart-types.

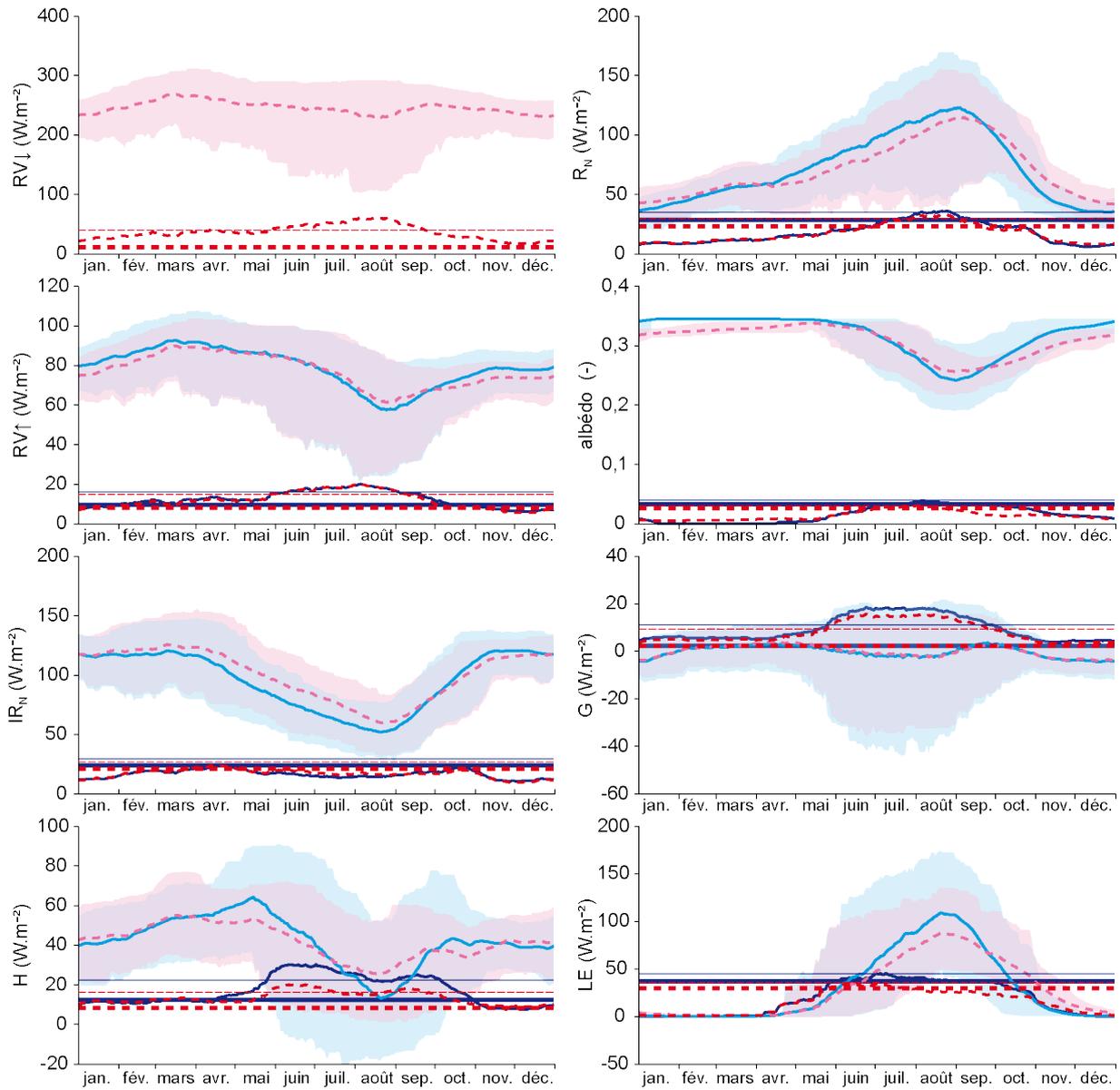


FIGURE 9.26 – Variabilité des variables journalières simulées du cycle de l'énergie pour la jachère (bleu, traits pleins) et le mil (rouge, pointillés). Sont représentés pour chaque variable : l'intervalle de confiance à 90 % (zones colorées), le signal saisonnier moyen (présenté dans la section 3), le signal saisonnier de l'écart-type journalier et les écarts-types saisonnier et total (droites horizontales, cf. légende de la figure 9.25). Toutes les variables sont calculées dans une fenêtre glissante de 30 jours. Se référer au texte (section 6.2) pour plus de précision sur la définition des différents écart-types.

6.3 Comparaison des types de variabilité (saisonniers, journaliers désaisonnalisés, totale)

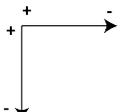
Le tableau 9.3 décompose la variance totale (c.-à.-d. de toutes les valeurs journalières sur la période 2005-2011) entre la variance du signal saisonnier et la variance désaisonnalisée (c.-à.-d. conditionnelle à la saisonnalité). Sur les deux sites, il apparaît que, pour la plupart des variables (rayonnements de courtes longueurs d'onde incident et réfléchi, flux de chaleur sensible et de chaleur dans le sol, précipitations, ruissellement et drainage), la variabilité désaisonnalisée est plus importante que la variabilité saisonnière, tandis que pour très peu d'entre elles (albédo,

flux de chaleur latente et transpiration), la variabilité saisonnière prédomine. L'évaporation, le rayonnement infrarouge net et le rayonnement net sur le site du mil, sont les seules variables pour lesquelles les deux variances sont équivalentes (dans la gamme 40-60 %). Cependant, cette comparaison, établie pour l'année entière, peut ponctuellement s'inverser sur des périodes spécifiques de l'année (cf. figures 9.25 et 9.26). Pour la majorité des variables, il arrive que la variabilité journalière dépasse la variabilité totale. Par exemple, au cœur de la saison des pluies, l'écart-type journalier des précipitations, du ruissellement, du drainage sous le mil et du flux de chaleur sensible, est supérieur à l'écart-type total et à celui du signal saisonnier. Une comparaison des signaux saisonniers de l'écart-type journalier avec les écarts-types total et saisonnier sont résumés dans le tableau 9.4.

TABLEAU 9.3 – Décomposition de la variance totale des flux journaliers entre la variance saisonnière et la variance journalière désaisonnalisée et écart-types déduits de ces trois variances. Dans chaque cellule du tableau, la première valeur correspond à la jachère (bleu) et la seconde au mil (rouge).

Variable	Écart-type total		Écart-type saisonnier		Écart-type journalier		Part de la variance saisonnière	Part de la variance journalière
	W.m ⁻²	% de la moy.	W.m ⁻²	% de la moy.	W.m ⁻²	% de la moy.		
Rayonnement global	39,3	16%	10,5	4%	38,0	15%	7%	93%
Rayonnement net	34,7	48%	28,5	40%	19,9	28%	67%	33%
	29,5	41%	22,9	32%	8,7	26%	60%	40%
Rayonnement RV_{\downarrow} c. long. d'onde	16,1	20%	9,6	12%	13,0	17%	36%	64%
	15,0	19%	8,2	11%	12,7	16%	30%	70%
Rayonnement infrarouge net	29,5	31%	24,1	25%	16,9	18%	67%	33%
	27,2	27%	0,9	21%	17,4	17%	59%	41%
Flux de chaleur sensible	22,3	52%	12,4	29%	18,6	44%	31%	69%
	16,1	39%	8,4	20%	13,8	33%	27%	73%
Flux de chaleur latente	44,9	147%	36,8	120%	25,8	84%	67%	33%
	35,6	120%	29,8	101%	19,6	66%	70%	30%
Flux de chaleur dans le sol	11,1	540%	2,4	117%	10,9	530%	5%	95%
	9,5	441%	2,3	107%	9,2	427%	6%	94%
Albedo	0,039		0,033		0,022		70%	30%
	0,030		0,025		0,016		72%	28%
	mm/j	% de la moy.	mm/j	% de la moy.	mm/j	% de la moy.		
Précipitations	5,70	448%	1,8	141%	5,4	424%	10%	90%
Ruissellement	1,81	933%	0,31	160%	1,78	917%	3%	97%
	1,35	1083%	0,20	160%	1,34	1075%	2%	98%
Drainage							17%	83%
	0,20	264%	0,09	119%	0,18	231%	21%	79%
Évaporation	1,30	174%	0,97	130%	0,89	119%	54%	46%
	1,10	171%	0,82	127%	0,70	109%	58%	42%
Transpiration	0,58	167%	0,48	138%	0,32	92%	69%	31%
	0,56	130%	0,51	118%	0,24	56%	82%	18%

TABLEAU 9.4 – Comparaison du signal saisonnier de l'écart-type journalier avec les niveaux des écarts-types total (horizontalement) et saisonnier (verticalement) des variables hydrologiques (bleu) et énergétiques (rouge).

<i>Écart-type journalier (ETJ)</i> 		<i>vs. Écart-type total :</i>			
		Pic de l'ETJ bien au dessus	Pic de l'ETJ légèrement au dessus	Pic de l'ETJ voisin	Pic de l'ETJ inférieur
<i>vs. Écart-type saisonnier</i>	ETJ ★ presque toujours supérieur ★ pic bien au dessus	<ul style="list-style-type: none"> • Précipitations • Ruissellement • Drainage sous le mil • Flux G 	<ul style="list-style-type: none"> • Rayonnement global RV_{\downarrow} 		
	ETJ ★ quasiment toujours au dessus ★ pic légèrement au dessus		<ul style="list-style-type: none"> • Chaleur sensible H • Rayonnement RV_{\uparrow} 		
	ETJ ★ quasiment toujours au dessus ★ pic légèrement en dessous		<ul style="list-style-type: none"> • Évaporation du sol • Transpiration de la jachère • Albédo • R_N du mil • Stock d'eau de la jachère 	<ul style="list-style-type: none"> • Chaleur latente LE • R_N de la jachère 	<ul style="list-style-type: none"> • IR_N du mil (avant la saison des pluies) • Stock d'eau du mil
	ETJ ★ toujours en dessous				<ul style="list-style-type: none"> • IR_N de la jachère (début & fin de saison sèche) • Transpiration du mil

7 Synthèse

Le tableau 9.5 ci-contre compare entre les deux écosystèmes les valeurs de paramètres et des principales caractéristiques hydrologiques et énergétiques obtenues à différentes échelles de temps (saisonnière et journalière). La première colonne correspond aux caractéristiques dominantes pour la jachère et la seconde pour le mil. La dernière colonne synthétise celles pour lesquelles les différences entre les deux sites ne sont pas significatives.

TABLEAU 9.5 – Synthèse des différences significatives et des similitudes entre les deux écosystèmes concernant les paramètres et les composantes des cycles hydrologique et énergétique.

		Plus important pour la jachère	Plus important pour le mil	Pas de différences significatives
Paramètres				
<i>Végétation</i>	Valeur du pic de LAI sur la période 2005-2008, hauteur de végétation, profondeur racinaire maximum.	LAI : plus tardif, variabilité de la date de démarrage. Résistance stomatique minimum, résistance totale de la plante et densité racinaire maximum (dévelop. max.).	Résistance stomatique maximum, potentiel foliaire critique, paramètre a_{sh} de la fonction stress	
<i>Surface</i>		Albédo de la végétation.	Albédo du sol nu, émissivités, paramètres d'interception de la loi de Beer-Lambert.	
<i>Sol</i>	h_g (H_1 à H_4 : 0-120cm), paramètre multiplicatif de la conductivité thermique (P_{therm} , 0-70cm).	K_{sat} de la croûte, θ_r .	Densité apparente sèche et texture du sol, θ_{sat} , n , β , K_{sat} (H_2 à H_5), capacité therm. vol. sèche (C_p).	
<i>Généralités</i>	Saisonnier : quasiment tous les flux jusque ~mi-sept. Journalier : la variabilité de toutes les variables sauf D .	Saisonnier : Pic de T_r (2009-2011). Saisonnier en saison sèche et D toute l'année (sauf 2005). Journalier : variabilité de D seulement ou quelques variables à des périodes très spécifiques (ex. T_r en saison sèche).		
<i>Ruissellement R</i>	Quantité annuelle, saisonnière et cycle saisonnier . Journalier & semi-horaire : intensités plus fortes.			
<i>Drainage D</i>	Pas de drainage.	À toutes les échelles temporelles.		
<i>Évaporation du sol</i>	Quantité annuelle, saisonnière et cycle saisonnier . Journalier : intensités plus fortes et variabilité.			
E_v				
<i>Transpiration</i>	Variabilité interannuelle de la quantité annuelle et du cycle saisonnier .	Quantité annuelle (et part dans l' ET) et sur la saison sèche Saisonnier : Déphasage entre le pic de P et le pic de T_r + Date de démarrage du cycle.	Quantité de T_r en saison des pluies . Amplitude du cycle saisonnier moyen et de la variabilité saisonnière .	
T_r	Variabilité journalière .	Journalier : Pic de densité (1,2-1,8 mm/j). Variation interannuelle du stock d'eau (0-400cm). Stock (2005-2011) : 54 mm.		Variabilité journalière totale.
<i>Humidité du sol</i>	Journalier : parfois dans la zone superficielle seulement.	Variation interannuelle du stock d'eau (0-400cm). Stock (2005-2011) : 54 mm. Saisonnier : Amplitudes de la variation de stock (0-150cm). Journalier : tous les modes de variabilité.		
Cycle hydrologique				
<i>Généralités</i>	Journalier : variabilité de quasiment toutes les variables.		Annuel , pour toutes les variables : différences beaucoup plus faibles que pour le cycle de l'eau.	
RV_r & β	Cycle saisonnier pendant la saison sèche.		Cycle saisonnier pendant la saison des pluies.	
<i>Albédo α</i>			Moyenne annuelle , variabilité journalière de RV_r .	
IR_N		Cycle saisonnier en saison des pluies et moyenne annuelle.	Cycle saisonnier en saison sèche.	
<i>Raçon. Net</i>	Cycle saisonnier sur une grande partie de la saison des pluies (juin-sept.) & variabilité saisonnier .	Cycle saisonnier en saison sèche (oct.-janv.). Journalier : pic de densités (50-60 W.m ⁻²).	Moyenne annuelle. Variabilité journalière .	
R_N			Variabilité journalière .	
<i>Chaleur sensible</i>	Cycle saisonnier au début & fin de la mousson. Variabilité saisonnier .	Cycle saisonnier au cœur de la saison des pluies.	Cycle saisonnier en saison sèche. Moyennes annuelles et saisonniers .	
H	Journalier : Variabilité journalière au cœur de la saison des pluies.			
Cycle énergétique				
<i>Chaleur latente</i>	Cycle saisonnier : saison des pluies (juin-sept.). Variabilité interannuelle	Cycle saisonnier : saison sèche (oct.-déc.).	Moyenne annuelle .	
LE	Pic de fraction évaporative et ET/ET_0 .			
	Journalier : variabilité & intensités (+ d'intensités fortes (E_v)).	Journalier : + d'intensités faibles (T_r).		
<i>Chaleur dans le sol G</i>	Journalier : variabilité journalière (& totale), spécialement en saison des pluies.		Valeur annuelle . Cycle saisonnier .	

Chapitre 10

Analyse de sensibilité du fonctionnement hydrologique et énergétique des deux écosystèmes

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse peuvent permettre d'approfondir la question des impacts du système traditionnel du Sahel agropastoral sur les ressources hydrologiques. Vers cet objectif, les derniers travaux de cette thèse ont consisté à appréhender plus finement la variabilité des bilans d'eau et d'énergie calculés au chapitre 9, en tenant aussi compte de la variabilité des propriétés de surface induites par les pratiques, l'usage, ou l'assolement des parcelles, à travers plusieurs scénarii de modélisation présentés dans ce chapitre. Une autre finalité de ce travail est d'apporter des premières indications sur les effets possibles des changements ou de l'intensification des pratiques traditionnelles à moyen terme sur la région et, de la spatialisation des bilans d'eau et d'énergie à l'échelle du bassin de Wankama.

1 Introduction

Un des objectifs associés à la modélisation de surface bâtie dans ce travail tient dans la capacité de cette dernière à être exploitée en mode prospectif, c'est-à-dire dans l'idée d'appréhender par anticipation les impacts de futures évolutions de conditions climatiques et environnementales sur le cycle hydrologique et les ressources en eau. Dans ce sens, les potentialités d'exploitation du modèle sont multiples. Elles permettraient par exemple de mieux comprendre, à plus ou moins long terme, les effets : i) des changements climatiques attendus le siècle prochain, notamment en termes d'augmentation de températures et/ou de modification du régime de précipitations (Christensen *et al.*, 2007), ii) des modifications ou de l'intensification de certaines pratiques agropastorales, iii) des évolutions des couverts végétaux, inhérentes à des changements brutaux ou massifs d'usages ou d'occupations des sols par exemple. L'élaboration de tels *scenarii* d'évolutions des ressources constitue une question scientifique à part entière qui, de par son ampleur, n'était pas directement compatible avec le temps imparti à cette thèse.

Toutefois, comme la question des impacts du système agricole traditionnel sur les bilans d'eau et d'énergie apparaît directement dans la continuité du travail présenté précédemment, ce chapitre présente les résultats d'une étude préliminaire de cette question.

Jusqu'à présent les différences de fonctionnement éco-hydrologique des cultures et des jachères ont été exclusivement analysées à travers le spectre de la variabilité du climat observée sur la période d'échantillonnage (cf. chapitre 9). Or, si l'on souhaite transposer, voire extrapoler, les résultats de modélisation à d'autres lieux ou conditions environnementales, il apparaît nécessaire de mieux appréhender leur sensibilité aux autres facteurs de variabilité dans les estimations des bilans d'eau et d'énergie simulés. Ceux en lien avec les hétérogénéités de surface sont apparus être les plus importants pour la question des effets de rotation du système agricole traditionnel au Sahel. Cependant, dans le cadre de ce travail, on rappelle que peu d'informations directes sur les propriétés hydrodynamiques et thermiques des sols étaient *a priori* disponibles, et qu'il n'avait donc pas été possible de renseigner directement celles-ci dans le modèle, ni d'en interpréter les différences spatiales entre les deux parcelles. La seule alternative rigoureuse pour traduire dans la modélisation la variabilité spatiale des propriétés thermo-hydriques des sols sableux suivies sur le bassin de Wankama, consiste donc de partir des valeurs étalonnées au chapitre 8. Celles-ci ont révélé une certaine homogénéité entre les deux parcelles pour les horizons H_3 à H_5 . La section 2 présente l'impact de la variabilité spatiale des paramètres entre les deux stations sur la climatologie des cycles hydrologique et énergétique à échelle annuelle et saisonnière. Des éléments de réponse à des questions scientifiques plus précises sont attendus, notamment en lien avec les processus spécifiques au sol et à la végétation qui agissent dans le comportement éco-hydrologique, ou le rôle des horizons superficiels sur les processus d'évaporation et de ruissellement.

Dans un second temps, plus en lien avec la spatialisation du modèle, il est apparu intéressant de modéliser un autre type de surface, très présent dans la région étudiée : les sols nus (section 3). Avec la dégradation des sols et la pression du pâturage, les zones de sol nu tendent à se développer. Toujours aux échelles annuelles et saisonnières, une comparaison de ce type de surface avec la jachère permettrait d'isoler l'effet de la végétation semi-naturelle sur les bilans annuels et cycles saisonniers moyens établis précédemment. Une analyse de sensibilité des cycles de l'eau et de l'énergie aux propriétés du sol sera également menée pour ce type de surface.

2 Analyse de sensibilité aux propriétés du sol

2.1 Protocole de modélisation

Pour analyser la sensibilité des simulations à la variabilité spatiale des propriétés du sol, l'assolement a été interverti entre les deux sites (figure 10.1). Deux *scenarii* de modélisation (S1 et S2) ont été construits pour chacun des deux types de couvert, en considérant plusieurs hypothèses :

- Le travail du sol sur le mil modifie les propriétés du sol superficiel (horizons H_1 et H_2 dans le premier cas et horizon H_1 seulement dans le second cas) et la croûte de surface sur une jachère est toujours plus marquée que sur un champ de mil.
- Les propriétés du sol des horizons plus profonds (H_3 à H_5 : 70 à 400 cm) et les propriétés optiques du sol restent identiques pour une parcelle donnée.
- Le développement des couverts végétaux (LAI et profil racinaire) reste identique pour un type de couvert donné, quelle que soit la parcelle.

Pour un couvert donné, dans le cas du premier scénario (S1), seules les propriétés des horizons H_3 à H_5 ont été interverties. Pour le second (S2), les propriétés de l'horizon H_2 ont également été interverties. Dans les deux *scenarii*, les mêmes forçages météorologiques et phénologiques associés à chacun des couverts végétaux sur la période 2005-2011 et les conditions initiales (en 2005) sont conservés. Les paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol sont résumés dans le tableau 10.1.

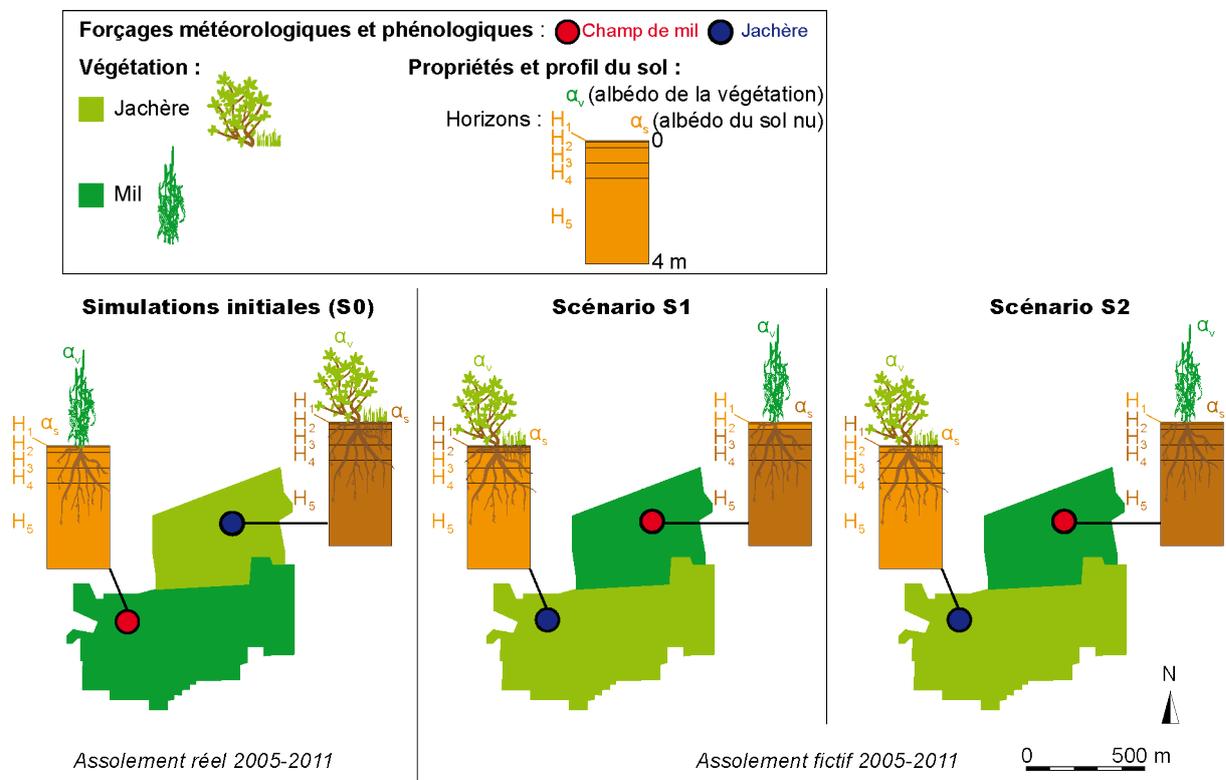


FIGURE 10.1 – Schéma de construction de l'analyse de sensibilité aux propriétés du sol.

TABLEAU 10.1 – Paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol pour chaque parcelle (scénario S0).

		Paramètres	h_g	n	θ_r	K_{sat}	β	P_{therm}
		Horizons	m	-	$m^3.m^{-3}$	$m.s^{-1}$	-	-
Jachère (S0)	H_1	0-1 cm	-0,85	2,75	0,010	1.10^{-7}	6,0	2,00
	H_2	1-20 cm	-0,60	3,00	0,012	7.10^{-5}	5,0	1,50
	H_3	20-70 cm	-0,40	3,10	0,028	5.10^{-5}	5,0	1,00
	H_4	70-120 cm	-0,30	3,00	0,027	7.10^{-5}	4,5	1,00
	H_5	120-400 cm	-0,20	3,30	0,037	7.10^{-5}	5,0	1,00
Mil (S0)	H_1	0-1 cm	-0,50	2,75	0,010	$2,5.10^{-7}$	6,0	1,00
	H_2	1-20 cm	-0,30	3,00	0,023	5.10^{-5}	5,0	0,75
	H_3	20-70 cm	-0,30	3,00	0,046	5.10^{-5}	5,5	0,85
	H_4	70-120 cm	-0,20	3,00	0,047	5.10^{-5}	5,5	1,00
	H_5	120-400 cm	-0,20	3,00	0,056	5.10^{-5}	6,0	1,00

Pour tous les horizons et les deux sites, la teneur en eau à saturation reste identique ($\theta_{sat}=0,30 m^3.m^{-3}$). La capacité thermique est également identique entre les deux sites (cf. tableau 8.1, chapitre 8).

2.2 Résultats

2.2.1 Bilans d'eau annuels

La figure 10.2 présente la répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen sur la période 2005-2011 pour les deux *scenarii* (S1 et S2), pour les deux types de couverts végétaux, en comparaison avec les simulations initiales (S0). Par un autre type de représentation, la figure 10.3, indique l'incertitude sur les bilans d'eau moyens (erreur standard), l'écart-type et la variabilité totale (minimum-maximum) pour les différents *scenarii*.

Pour un type de couvert donné, les composantes hydrologiques les plus sensibles à la variabilité spatiale des propriétés du sol entre les deux parcelles sont l'évaporation du sol pour les deux couverts végétaux, le ruissellement sur la jachère et le drainage sous le champ de mil. La transpiration de la jachère et le ruissellement sur le champ de mil présentent une sensibilité plus réduite. Les autres composantes du bilan d'eau annuel (variation de stock pour les deux couverts, transpiration du mil et drainage nul sous la jachère) restent relativement constants entre tous les *scenarii*.

Concernant le processus de ruissellement, il apparaît contrôlé en priorité par la croûte de surface. C'est pourquoi dans tous les cas, la jachère produit davantage de ruissellement que le champ de mil (cf. figure 10.2). Les horizons profonds (H_3 à H_5) ne semblent pas avoir d'effet très significatif sur le ruissellement (cf. S0-S1, figure 10.3). Il est cependant difficile de conclure sur l'impact de l'horizon H_3 étant donné que les propriétés hydrodynamiques entre les deux sites diffèrent peu (cf. tableau 10.1). En revanche, l'horizon H_2 semble jouer un rôle plus significatif (cf. S1-S2, figure 10.3). Si celui-ci présente une capacité de rétention et une conductivité plus réduites, le ruissellement sera favorisé (S1-mil et S2-jachère).

L'impact sur le ruissellement se répercute sur le stock d'eau dans les horizons superficiels et donc l'évaporation. Mais la relation n'est pas aussi simple car le processus d'évaporation du sol est conditionné par d'autres facteurs. La croûte de surface associée au couvert végétal n'est

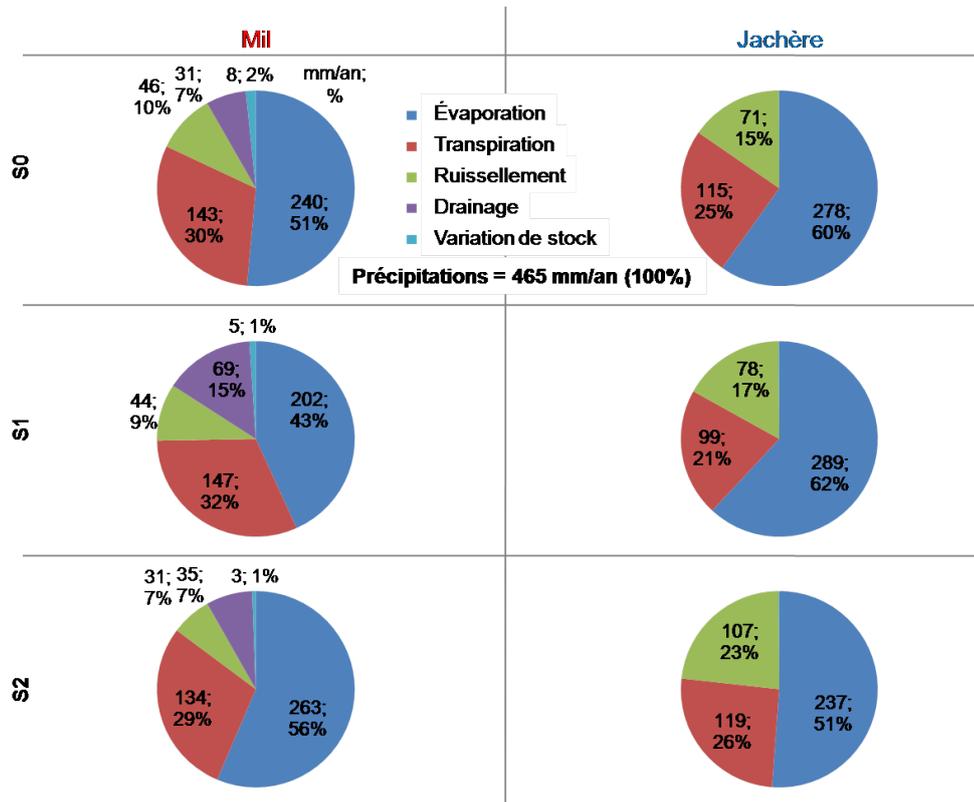


FIGURE 10.2 – Répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen (période 2005-2011) sur les sites du mil (gauche) et de la jachère (droite) pour les différents *scenarii* (S0 à S2).

pas un élément déterminant du processus d'évaporation (ex. S0-mil – S2-jachère ou S0-jachère – S2-mil). En revanche, celui-ci semble sensible aux propriétés hydrodynamiques du second horizon : les profils de sol pour lesquels les propriétés hydrodynamiques du second horizon (H_2) correspondent à celles de la jachère initiale (S2 pour le mil, S0 et S1 pour la jachère, cf. figure 10.1 et tableau 10.1) évaporent davantage que les autres (cf. figure 10.2). Au vu des paramètres de conductivité et de rétention étalonnés pour cet horizon (cf. tableau 10.1), l'eau est davantage retenue dans la zone d'évaporation (front d'évaporation $\sim 10-20$ cm), et les transferts d'eau plus aisés, favorisant le processus d'évaporation. L'horizon H_3 joue également un rôle dans l'évaporation directe du sol, malgré les différences restreintes de propriétés hydrodynamiques de ce sol entre les deux sites, comme en témoignent les *scenarii* S0-S1 pour le mil d'une part et pour la jachère d'autre part (cf. figure 10.2). Ainsi, parmi les différents *scenarii* simulés, la configuration du sol la plus propice à l'évaporation est celle dont les propriétés de H_2 et H_3 sont respectivement celles de la jachère et du mil de l'assolement initial (c.-à-d. S1 sur la jachère, cf. figure 10.1). De manière générale, entre les deux parcelles, l'effet du sol sur l'évaporation semble plus important que l'effet de la végétation puisqu'il est possible que le mil évapore plus que la jachère (*scenarii* S0-S2-mil et S2-jachère 10.2).

Une évaporation du sol plus forte semble faire diminuer le stock d'eau « utile » au détriment de la transpiration (p. ex. : S1 et S2 pour le mil, figure 10.3). Cet effet sur la transpiration est d'autant marqué pour le couvert de la jachère, comme le montre le scénario S1, traduisant une nouvelle fois une plus forte sensibilité de cette végétation au stock d'eau dans le sol.

Ces différents *scenarii* montrent l'impact non négligeable de la variabilité spatiale et de l'incertitude qu'il peut y avoir sur les propriétés hydrodynamiques du sol sur les processus du cycle de l'eau à l'échelle annuelle. Néanmoins, cette analyse permet également de valider certaines différences de comportement entre les deux écosystèmes récurrentes pour tous les

scenarii envisagés à cette échelle temporelle. Dans tous les cas, le drainage sous un couvert de jachère reste nul et la variation de stock annuelle est toujours négligeable. Sous un couvert de mil, la variation de stock annuelle moyenne reste similaire ($\sim 1-2\%$, figure 10.2). Entre les deux types de couverts, la transpiration du mil ($\sim 30\%$) est généralement plus forte que celle de la jachère ($\sim 20-25\%$) et le ruissellement toujours plus faible ($\sim 7-10\%$ pour le mil contre $15-23\%$ pour la jachère).

En revanche, le drainage sous le mil apparaît sensible aux propriétés hydrodynamiques du sol. Notamment, dans le cas du scénario S1, le drainage est très important (69 mm en moyenne, figure 10.3) et peut même dépasser le ruissellement (44 mm en moyenne). Dans cette configuration, la conductivité est plus forte et le paramètre d'échelle h_g de la courbe de conductivité plus faible (cf. tableau 10.1), favorisant le drainage profond. Par ailleurs, il semblerait que l'évaporation ne soit pas toujours plus forte pour la jachère que pour le mil (ex. scénario S2). Ceci dépend de l'horizon H_2 , pour lesquelles les propriétés sont très incertaines.

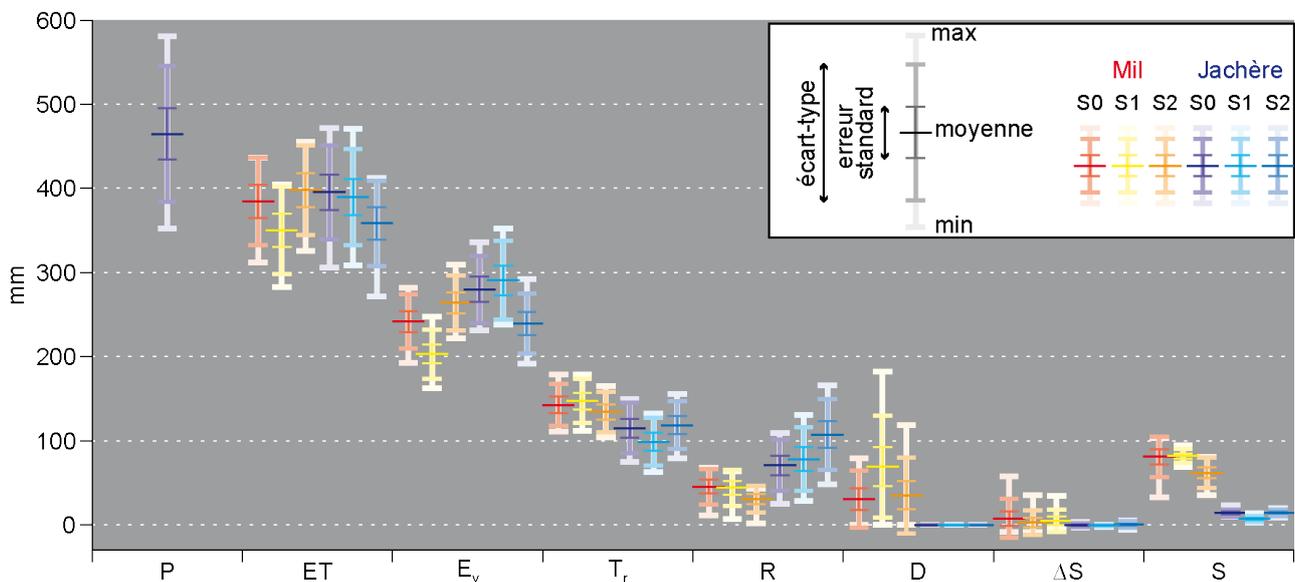


FIGURE 10.3 – Composantes du bilan d'eau annuel moyen pour les différents *scenarii* du champ de mil (tons rouges) et de la jachère (tons bleus) : précipitations (P), évapotranspiration (ET), évaporation (E_v), transpiration (T_r), ruissellement (R), drainage (D), variation de stock dans la colonne 0-4 m (ΔS) et stock « utile » dans cette même colonne (S).

2.2.2 Cycles saisonniers des composantes hydrologiques

La figure 10.4 compare les cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours sur la période 2005-2011) des composantes hydrologiques (figures 10.4.a et b), en lien avec les stocks d'eau « utile » sur trois épaisseurs distinctes (figures 10.4.c à e), pour les trois *scenarii* de chaque couvert végétal.

Les *scenarii* plus propices au ruissellement (p. ex. S2-jachère, figure 10.4.b), limitent le stock d'eau dans la zone superficielle (figure 10.4.c), conditionnant partiellement l'évaporation. Comme entrevu avec le bilan d'eau annuel, les trois premiers horizons de sol jouent un rôle prépondérant dans la redistribution des précipitations. Par exemple, les *scenarii* S0 et S1 du mil produisent un ruissellement identique tout au long de la saison des pluies, puisque les deux premiers horizons sont identiques. Néanmoins, le stock d'eau « utile » dans la zone superficielle est plus réduit pour S1 sur une grande partie de la saison (entre juin et mi-septembre) et

l'évaporation est toujours plus faible. Ceci s'explique par une conductivité plus forte au niveau des trois autres horizons pour le scénario S1 (caractérisé par une conductivité hydraulique à saturation K_{sat} plus forte et/ou un paramètre de forme β plus faible), impliquant un stock d'eau plus important dans la zone racinaire (figure 10.4.d) et les horizons profonds (figure 10.4.e), entre juillet et novembre, et un drainage plus fort et précoce (pic d'environ 1 mm/j à la mi-août, figure 10.4.a) par rapport aux autres *scenarii* (pic inférieur à 0,5 mm/j, fin septembre).

Plus généralement, le démarrage (avril-mai) et la fin (fin octobre) du cycle saisonnier moyen d'évaporation sont identiques dans tous les cas. Les *scenarii* pour lesquels l'évaporation annuelle est la plus faible (S1 pour le mil et S2 pour la jachère, figures 10.4.a et 10.4.b), les écarts dans le cycle saisonnier (avec le cycle moyen de scénario S0) commencent à se creuser dès le mois de juin et restent inférieurs jusque fin septembre. Ils s'expliquent simplement par un stock d'eau superficiel toujours plus réduit, lié à un ruissellement plus fort dans le cas du scénario S2 pour la jachère et des transferts d'eau en profondeur plus rapides pour le mil. Pour le scénario S2-mil, l'évaporation devient plus forte que dans le cas initial (S0) après le pic de mousson, alors que du fait du ruissellement plus faible et d'une capacité de rétention plus forte, le stock d'eau superficiel est toujours largement supérieur aux autres *scenarii*. Une explication pourrait être que lors du retrait de la mousson, l'humidité de l'air diminue, augmentant le gradient entre le sol et l'atmosphère et favorisant le processus d'évaporation. Pour la jachère, le scénario dont l'évaporation annuelle est la plus élevée (S1), s'explique uniquement au cœur de saison, lorsque le stock d'eau est le plus important, malgré un ruissellement identique au scénario S0 (effet de l'horizon H_3).

Le stock d'eau dans la zone racinaire (0-150 cm) est peu différent entre les *scenarii* du mil ou entre les *scenarii* S0 et S2 de la jachère. En revanche, le scénario S1 sur la jachère se détache du fait de la forte évaporation du sol superficiel. Ceci se traduit par une transpiration plus faible en fin de cycle de végétation alors que les cycles saisonniers de transpiration des autres *scenarii* diffèrent peu. Quel que soit le scénario de jachère, l'eau est utilisée entièrement par les processus de surface (transpiration, évaporation et ruissellement). Elle n'atteint jamais les horizons profonds (le stock d'eau dans la zone racinaire 0-150 cm est égal au stock d'eau total 0-400 cm).

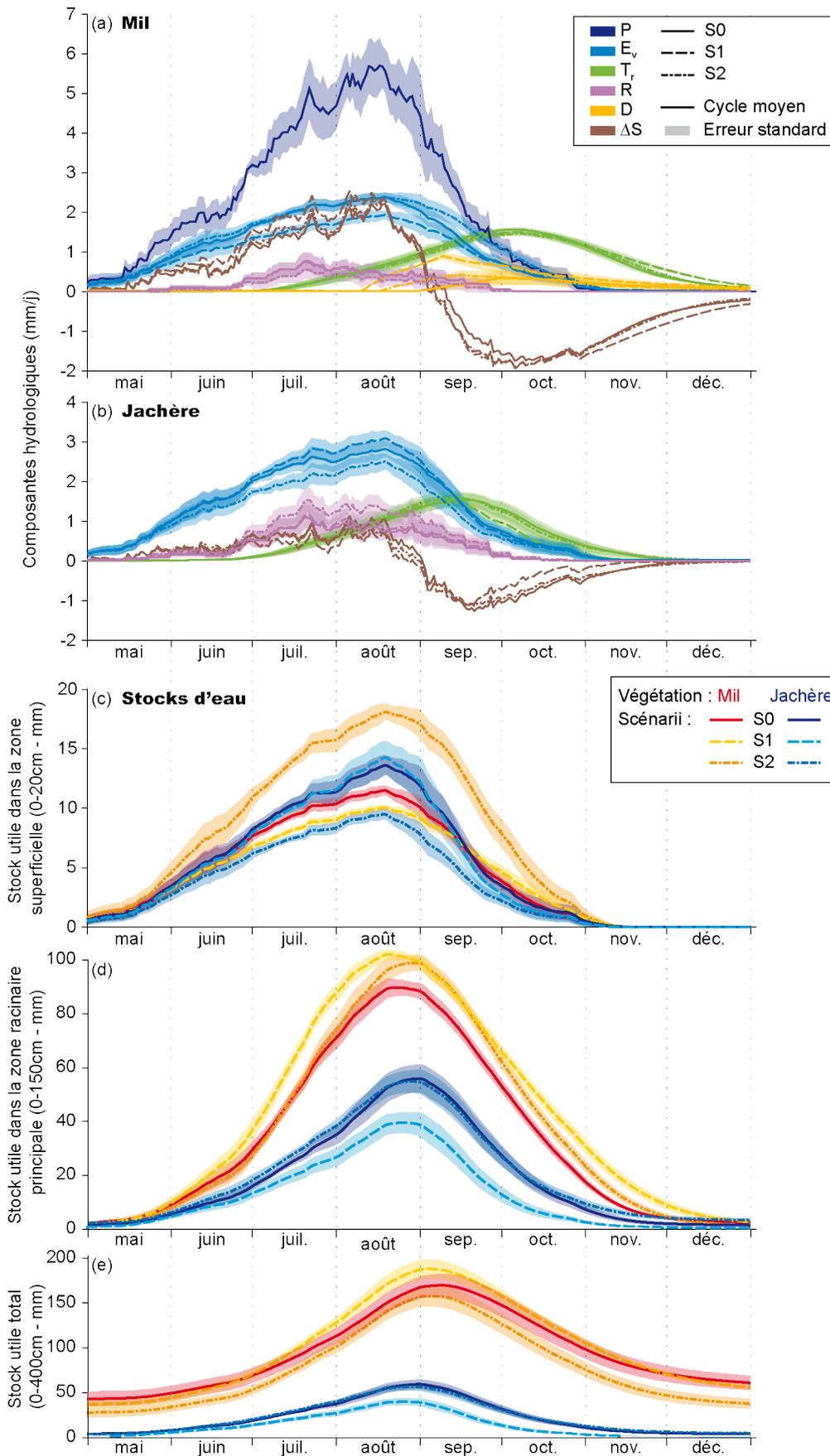


FIGURE 10.4 – Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des (a-b) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) sur les écosystèmes (a) du mil (en haut) et (b) de la jachère (en bas), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (c) stocks « utiles » dans la zone superficielle (0-20 cm, H_1 & H_2), (d) principale de racines (0-150 cm, H_1 à H_4) et (e) totale (0-400 cm, H_1 à H_5).

2.2.3 Bilans d'énergie annuels

Les composantes énergétiques les plus touchées par la rotation de la culture et de la jachère sont les flux turbulents (H et LE , cf. figure 10.5). Les variations relatives annuelles du flux de chaleur sensible suivent le sens opposé à celles du flux de chaleur latente, dans des proportions un peu plus importantes.

Les autres variables du bilan d'énergie annuel sont peu modifiées. Toutefois, le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}) annuel moyen varie légèrement en partie sous l'effet de changement d'albédo du sol nu (passage de 0,340 pour S0 à 0,345 pour S1-S2-mil et réciproquement pour la jachère). Ceci se répercute alors directement sur le rayonnement net annuel moyen ; les variations du rayonnement infrarouge net (IR_N) entre les différents *scenarii* étant imperceptibles à cette échelle.

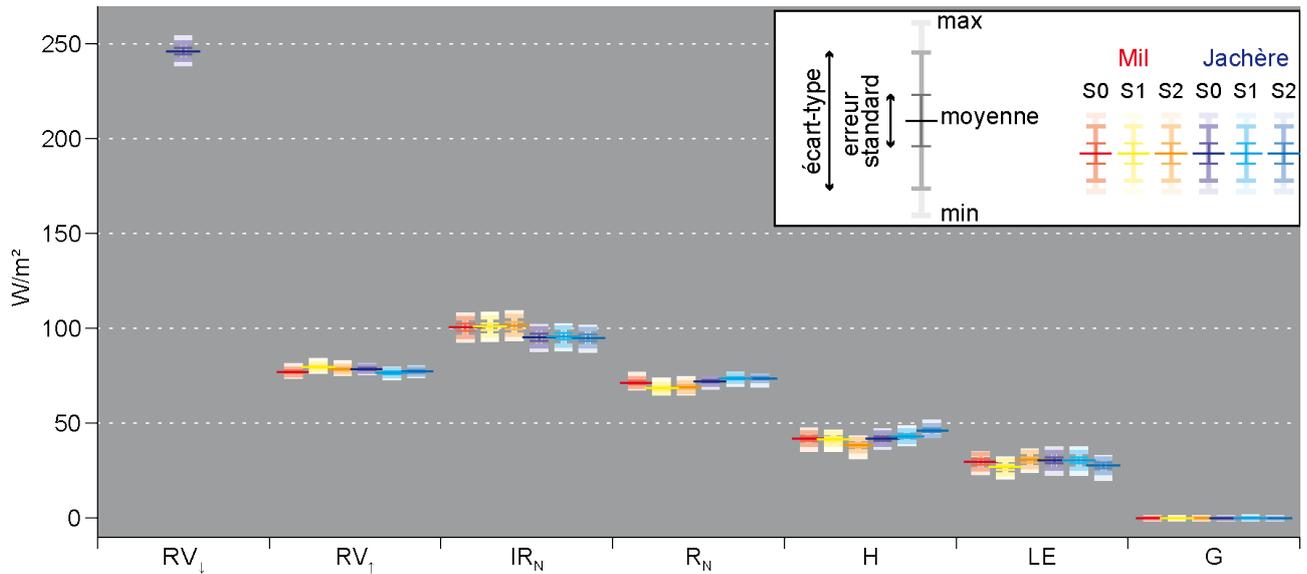


FIGURE 10.5 – Composantes du bilan d'énergie annuel moyen pour les différents *scenarii* du champ de mil (tons rouges) et de la jachère (tons bleus) : rayonnement global (RV_{\downarrow}) et sa partie réfléchi (RV_{\uparrow}), rayonnement infrarouge net (IR_N), rayonnement net (R_N), flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) et flux de chaleur dans le sol (G).

2.2.4 Cycles saisonniers des rayonnements et flux d'énergie

Pour le mil, le stock d'eau superficiel plus faible sur la période entre juillet et mi-septembre pour le scénario S1 (cf. figure 10.4.c) limite le flux de chaleur latente et augmente l'albédo (sol plus clair). Ceci favorise le rayonnement infrarouge net (IR_N) et la réflexion des courtes longueurs d'onde (RV_{\uparrow} , cf. figure 10.7.b). Ainsi, en saison des pluies, le rayonnement net est plus faible pour ce scénario (entre juin et mi-octobre), alors que les écarts sont plus réduits en saison sèche. Pour la jachère (scénario S1, cf. figure 10.7.c), l'effet opposé se produit, conduisant à un rayonnement net plus fort en saison des pluies.

Comme attendu, les différences significatives¹ de flux de chaleur latente entre les *scenarii* pour une parcelle donnée apparaissent essentiellement sur la période juin-août, pendant la phase où l'évaporation est prédominante (cf. figure 10.6).

1. Les différences peuvent être considérées comme « significatives » lorsque les erreurs standards sur la moyenne estimée ne se chevauchent pas.

Pour la jachère, une diminution du flux de chaleur latente (cas du scénario S2, figure 10.7.c) a un impact plus important sur le flux de chaleur sensible qui augmente sur cette même phase, qu'une augmentation (cas du scénario S1). Ainsi pour le scénario S1, le rayonnement net augmente davantage au cœur de la mousson. Pour le mil, la saisonnalité du flux de chaleur sensible reste moins prononcée que celle de la jachère, quel que soit le scénario envisagé. Les différences entre les *scenarii* sont moins prononcées que pour la jachère mais on remarque quand même la compétition entre les deux flux turbulents.

De manière générale, le flux de chaleur latente (évapotranspiration) de la jachère est toujours supérieure à celui du mil sur une grande partie de la saison des pluies (environ jusque mi-septembre, cf. figure 10.6).

En saison sèche, les écarts entre les différents cas simulés pour un couvert donné ne semblent pas significatifs. On peut noter cependant qu'une augmentation du paramètre multiplicatif de la conductivité thermique de l'horizon H_2 favorise l'émission thermique de la surface au détriment du flux de chaleur sensible (p. ex. S2-mil, figure 10.7.a) et réciproquement (p. ex. S2-jachère, figure 10.7.b).

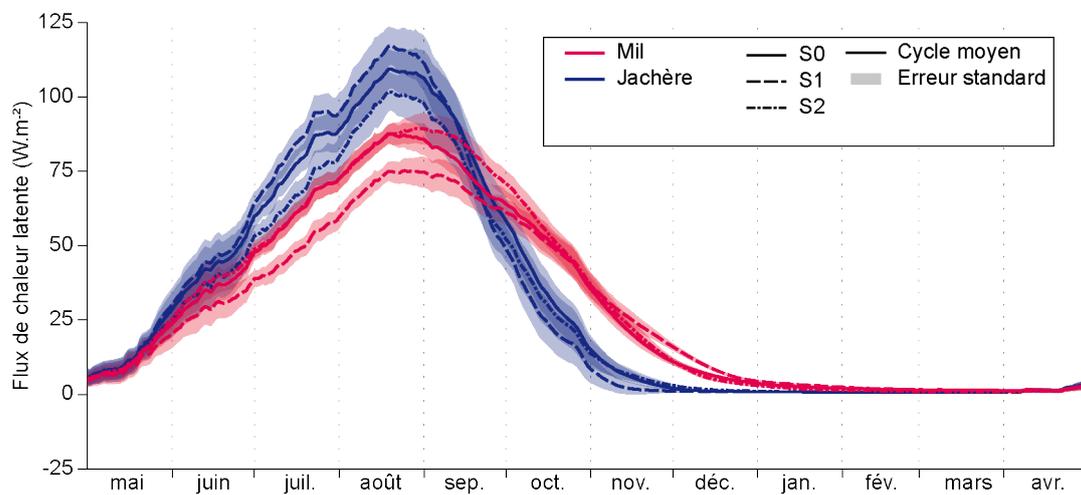


FIGURE 10.6 – Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des flux de chaleur latente pour le mil (rouge) et la jachère (bleu).

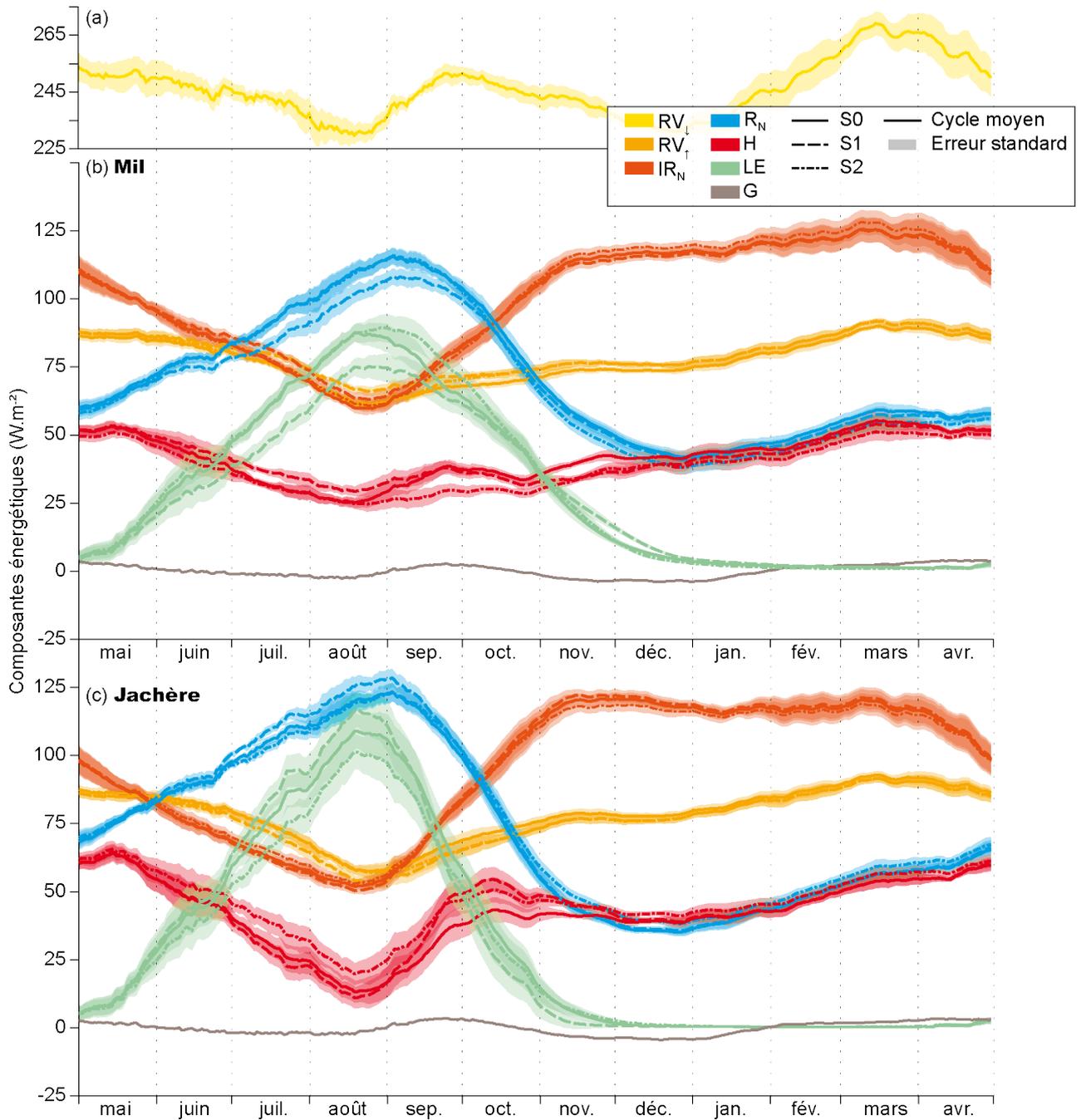


FIGURE 10.7 – Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des composantes énergétiques (rayonnement global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchie RV_{\uparrow} , rayonnement infrarouge net IR_N , rayonnement net R_N , flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE et flux de chaleur dans le sol G) sur les écosystèmes du mil (b) et de la jachère (c), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées).

2.3 Conclusion partielle

Ce qu'il faut retenir

- La variabilité spatiale et l'incertitude des propriétés hydrodynamiques ont un impact non négligeable sur les flux d'eau liquides (ruissellement sur la jachère et drainage sous le champ de mil) et l'évaporation du sol aux échelles annuelle et infra-saisonnière.
- L'impact sur les flux d'énergie est plus réduit, particulièrement à l'échelle annuelle. Seuls les cycles saisonniers des flux turbulents présentent des différences notables, essentiellement en saison des pluies.
- Le processus de ruissellement dépend en priorité des propriétés de la croûte de surface puis de l'horizon H_2 (1-20 cm).
- Le processus d'évaporation est fortement conditionné par le second et le troisième horizon (1-70 cm).
- Bien qu'il apparaisse toujours un drainage sous le mil (4 m), la quantité annuelle semble très sensible et présente une forte variabilité entre les différents *scenarii*.
- Le ruissellement peut être inférieur au drainage sous un couvert cultivé. L'évaporation du sol de la jachère n'est peut-être pas toujours supérieure à celle du mil.

Les *scenarii* permettent de confirmer de manière relativement consistante que :

- L'évapotranspiration de la jachère est toujours supérieure à celle du mil sur une grande partie de la saison des pluies (environ jusque mi-septembre).
- La transpiration annuelle du mil et des arbustes associés est plus importante que celle de la jachère.
- Le drainage est toujours nul sous la jachère et la variation annuelle du stock total (0-4 m) négligeable.
- Le stock d'eau « utile » total (0-4 m) est toujours largement supérieur sous le mil, toute l'année.

Limites

Ces résultats doivent être nuancés par les incertitudes inhérentes à la construction de ces *scenarii*. La conservation des propriétés hydrodynamiques de la croûte de surface et de l'horizon sous-jacent reste une hypothèse forte. Pour le moment, nous n'avons pas d'évaluation précise des effets du travail du sol de la culture sur les propriétés hydrodynamiques du sol selon la profondeur. L'incertitude considérée peut donc être plus ou moins forte.

Perspectives

L'objectif *in fine* de ce travail encore préliminaire, en lien avec des enjeux de représentativité de l'Observatoire ACN dans le paysage local, est une conséquence directe de la pression anthropique qui devient de plus en plus exacerbée sur la zone ACN (défrichement et mise en culture en augmentation régulière, réduction de la durée des jachères, cf. chapitre 1). Actuellement, la durée moyenne des jachères est d'environ 5 ans (Valentin *et al.*, 2004). Or, en 2012, la jachère et le champ de mil suivis à Wankama avaient respectivement 12 et 8 ans, ce qui devenait relativement important en regard de la durée moyenne précédemment évoquée. En 2013, il a donc été décidé de procéder à la rotation des couverts végétaux sur ces deux parcelles, dans le

but de documenter les effets de ce changement sur les principales composantes des bilans d'eau (humidité du sol, échanges thermo-hydriques à l'interface SVA,...). Les observations n'étant pas encore disponibles, les effets de la rotation ne peuvent pour le moment pas être interprétés.

La compréhension de la sensibilité des couverts aux propriétés du sol pourra être éclairée. Mais dans l'état actuel des données disponibles et de la connaissance, les *scenarii* réalisés ne correspondent pas complètement à une rotation des couverts. Tout d'abord, les effets de cette rotation sur le profil racinaire ou le développement de la végétation (LAI et hauteurs de végétation) n'ont pas été pris en compte. De plus, il sera intéressant d'observer et simuler l'utilisation du stock d'eau accumulé pendant la période de culture par la végétation semi-naturelle. Toutes ces questions pourront être traitées très prochainement, et être confrontées aux observations.

3 Cas d'un sol nu

20 % de la superficie du bassin de Wankama est recouverte de surfaces dégradées pour lesquelles le couvert végétal est très réduit voire absent. Il peut donc être intéressant de regarder l'impact du cas extrême de disparition totale du couvert végétal de la jachère et de tenter une caractérisation des sols nus dans une vision de spatialisation du modèle à l'échelle du bassin de Wankama.

3.1 Protocole de modélisation

Le modèle permet de représenter un système sans végétation, en ne considérant qu'un seul compartiment pour les bilans d'eau et d'énergie.

N'ayant pas de connaissance *a priori* sur les paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol, pour le premier scénario (S1), les mêmes propriétés que pour la jachère ont été utilisées. La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} est alors de l'ordre de $1.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour la croûte de surface. Sur le terrain, il semblerait que la croûte des zones dégradées et de sol nu soit encore plus marquée que celle d'une jachère. Pour tenir compte de cette observation, la conductivité hydraulique à saturation de la croûte a été diminuée dans le second scénario (S2, $K_{sat}=5.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$). Pour le dernier scénario (S3), des paramètres moyens entre le mil et la jachère ont été considérés avec une croûte de surface légèrement plus marquée que sur la jachère initiale ($K_{sat}=9.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$), ce paramètre étant très sensible. La figure 10.8 synthétise les spécificités des différents *scenarii* modélisés. Les paramètres hydrodynamiques et thermiques des différents *scenarii* sont résumés dans le tableau 10.2.

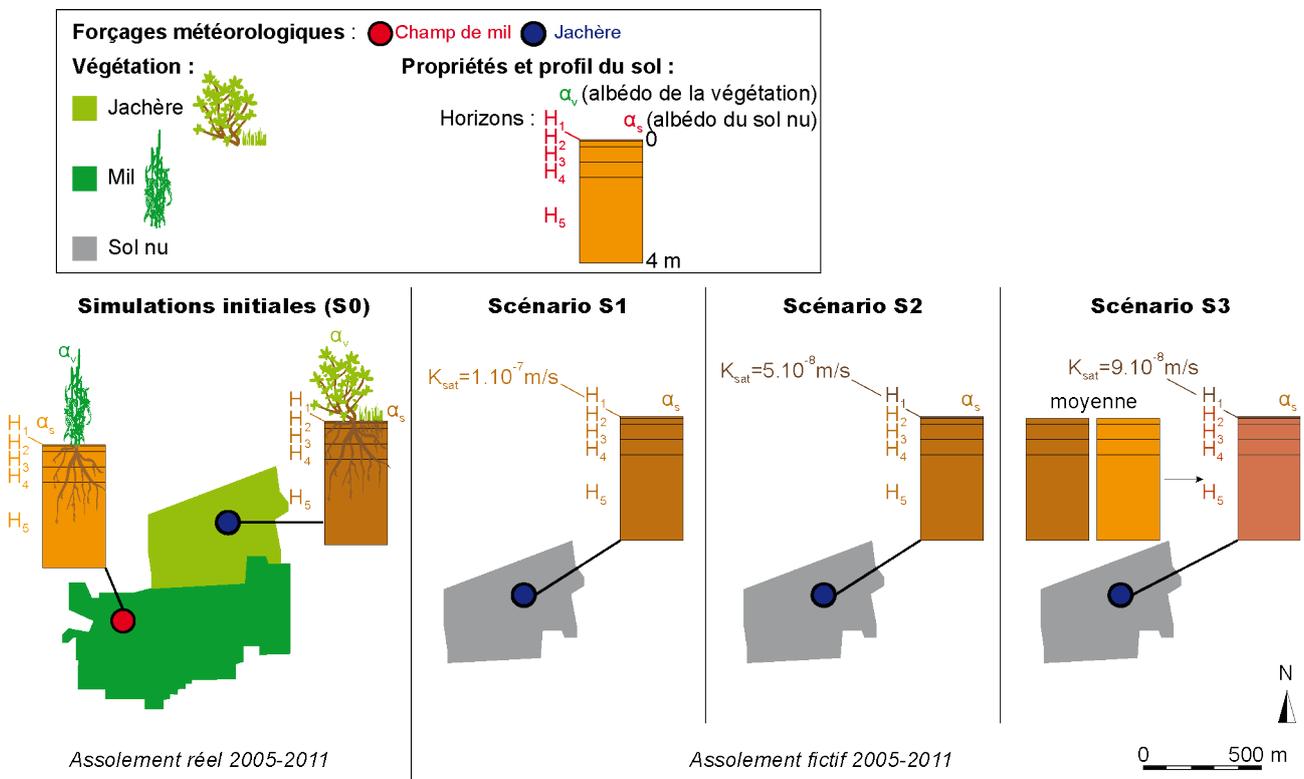


FIGURE 10.8 – Schéma de construction des *scenarii* de modélisation d'un sol nu à partir de la situation initiale.

TABLEAU 10.2 – Paramètres hydrodynamiques et thermiques pour les différents *scenarii* de sol nu.

		Paramètres	h_g	n	θ_r	K_{sat}	β	P_{therm}
		Horizons	m	-	$m^3.m^{-3}$	$m.s^{-1}$	-	-
Jachère (S0)	Sol nu (S1)	H1 0-1 cm	-0,85	2,75	0,010	1.10^{-7}	6,0	2,00
		H2 1-20 cm	-0,60	3,00	0,012	7.10^{-5}	5,0	1,50
		H3 20-70 cm	-0,40	3,10	0,028	5.10^{-5}	5,0	1,00
		H4 70-120 cm	-0,30	3,00	0,027	7.10^{-5}	4,5	1,00
		H5 120-400 cm	-0,20	3,30	0,037	7.10^{-5}	5,0	1,00
Sol nu (S2)	Sol nu (S2)	H1 0-1 cm	-0,85	2,75	0,010	5.10^{-8}	6,0	2,00
		H2 1-20 cm	-0,60	3,00	0,012	7.10^{-5}	5,0	1,50
		H3 20-70 cm	-0,40	3,10	0,028	5.10^{-5}	5,0	1,00
		H4 70-120 cm	-0,30	3,00	0,027	7.10^{-5}	4,5	1,00
		H5 120-400 cm	-0,20	3,30	0,037	7.10^{-5}	5,0	1,00
Sol nu (S3)	Sol nu (S3)	H1 0-1 cm	-0,85	2,75	0,010	9.10^{-8}	6,0	2,00
		H2 1-20 cm	-0,45	3,00	0,012	6.10^{-5}	5,0	1,13
		H3 20-70 cm	-0,35	3,05	0,028	5.10^{-5}	5,3	0,93
		H4 70-120 cm	-0,25	3,00	0,027	6.10^{-5}	5,0	1,00
		H5 120-400 cm	-0,20	3,15	0,037	6.10^{-5}	5,5	1,00

$\theta_{sat}=0,30 m^3.m^{-3}$ pour tous les horizons chaque scénario. La capacité thermique est également identique pour tous les *scenarii* (cf. tableau 8.1, chapitre 8).

3.2 Résultats

3.2.1 Bilans d'eau annuels

Les figures 10.9 et 10.10 illustrent le bilan d'eau annuel moyen et la variabilité interannuelle pour les différents *scenarii* de sol nu (S1 à S3) et la parcelle en jachère (S0, analysée au chapitre 9).

Le ruissellement répond logiquement à la conductivité de la croûte. Le scénario S2 avec la conductivité la plus faible produit davantage de ruissellement que les autres (145 mm/an), vient ensuite le scénario S3 (94 mm/an) puis S1 (72 mm/an), qui, par construction, génère autant de ruissellement que la parcelle en jachère (S0).

L'absence de transpiration sur le sol nu est compensée en partie par une évaporation plus forte (+25 à 80 mm/an). Néanmoins, l'évapotranspiration totale (306 à 360 mm/an) reste en moyenne plus faible que pour la jachère (395 mm/an) pour tous les *scenarii* envisagés. En contrepartie, le stock « utile » dans toute la colonne de sol nu est en moyenne 10 fois plus important que sous la jachère. Les deux premières années (2005 et 2006) permettent une recharge importante du stock hydrique sous le sol nu (non montré). Ensuite, le stock d'eau semble s'équilibrer et les variations de stocks interannuelles sont moins importantes. Les différences d'évapotranspiration se répartissent alors entre le ruissellement à la surface (dans le cas de S2 et S3) et le drainage profond (~ 25 mm/an pour S1 et S3 et ~ 5 mm/an pour S2), en moindre quantité néanmoins que sous le mil (>30 mm/an pour tous les *scenarii*, cf. figure 10.3).

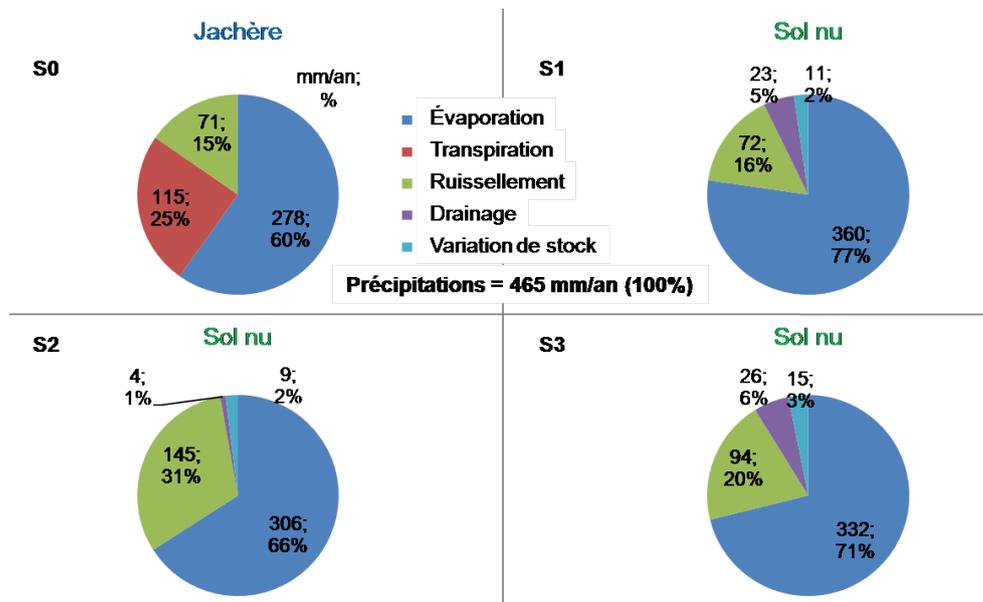


FIGURE 10.9 – Répartition des composantes du bilan d’eau annuel moyen (période 2005-2011) pour le site de jachère (S0) et les sols nus (S1 à S3).

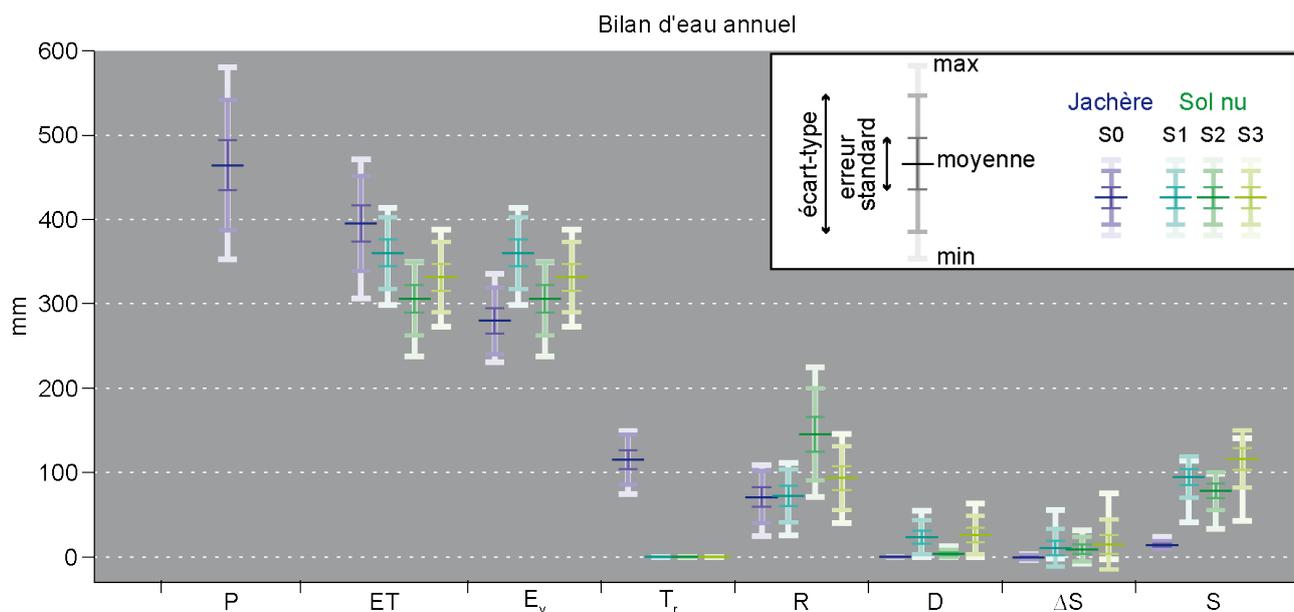


FIGURE 10.10 – Composantes du bilan d’eau annuel moyen pour les différents scénarii du sol nu : précipitations (P), évapotranspiration (ET), évaporation (E_v), transpiration (T_r), ruissellement (R), drainage (D), variation de stock dans la colonne 0-4 m (ΔS) et stock « utile » dans cette même colonne (S).

3.2.2 Cycle saisonniers des composantes hydrologiques

La figure 10.11.a affiche les cycles saisonniers des composantes hydrologiques des trois scénarii de sol nu (S1 à S3) et de la jachère initiale (S0), en lien avec les stocks d’eau dans les horizons superficiels (figure 10.11.b), intermédiaires (figure 10.11.c) et profonds (figure 10.11.d). Elle permet de mieux comprendre les différences notées à l’échelle annuelle.

★ Comparaison des *scenarii* S0 (jachère) et S1 (sol nu)

Entre les *scenarii* S0 et S1, la seule différence vient de la végétation, les propriétés du sol étant identiques (cf. figure 10.8). Les cycles saisonniers du ruissellement (figure 10.11.a) sont identiques dans les deux cas de modélisation, ce qui montre que la végétation n'a pas d'impact sur le ruissellement modélisé. Les cycles saisonniers moyens d'évaporation diffèrent dès le démarrage de la végétation (\sim juillet). À ce moment, l'évaporation devient supérieure sur la parcelle de sol nu (S1). Une partie du stock d'eau transpirée par la végétation de la jachère est alors évaporée du sol nu tandis qu'une autre partie s'infiltré dans les horizons sous-jacents, augmentant leur stock hydrique disponible et favorisant le processus de drainage profond à partir d'octobre.

Le comportement hydrologique du sol nu peut être très différent de celui d'un couvert végétal. Pour tous les *scenarii*, le stock d'eau dans la zone racinaire (0-150 cm) et total (0-400 cm, donc dans les horizons profonds) sur toute l'année et le stock d'eau superficiel (0-20 cm) pendant la phase végétative (à partir de août) sont beaucoup plus importants que sous la jachère. Le cycle d'évaporation dure plus longtemps : il se poursuit après les dernières pluies, avec un léger flux persistant toute la saison sèche.

★ Comparaison des *scenarii* S1, S2 et S3 (sol nu)

Pour le scénario S2 de sol nu, construit avec une conductivité hydraulique à saturation sur la croûte plus faible que le premier scénario (S1), le processus de ruissellement est évidemment plus fort. Ce ruissellement plus important limite le stock d'eau superficiel dans le sol. D'autre part, cette conductivité hydraulique plus faible de la croûte freine également l'évaporation. Ainsi, dans le cas de ce scénario (S2) en juillet, les lames d'eau ruisselées en moyenne journalière peuvent quasiment atteindre les quantités d'eau moyennes journalières évaporées. Plus tard dans la saison (vers la mi-septembre), du fait de l'évaporation moins forte que pour le scénario S1, le stock d'eau superficiel devient équivalent et l'évaporation du sol dépasse celle de la jachère, puis du scénario S3 en octobre. De par sa construction (cf. figure 10.8 et tableau 10.2), ce dernier scénario présente un comportement un peu intermédiaire. La configuration de la croûte génère un ruissellement plus important que dans le cas du premier scénario (S1), mais plus faible que dans le cas du second (S2). L'évaporation est alors inférieure à celle du premier scénario mais supérieure à celle du second. Le drainage profond apparaît en octobre, comme pour le premier scénario.

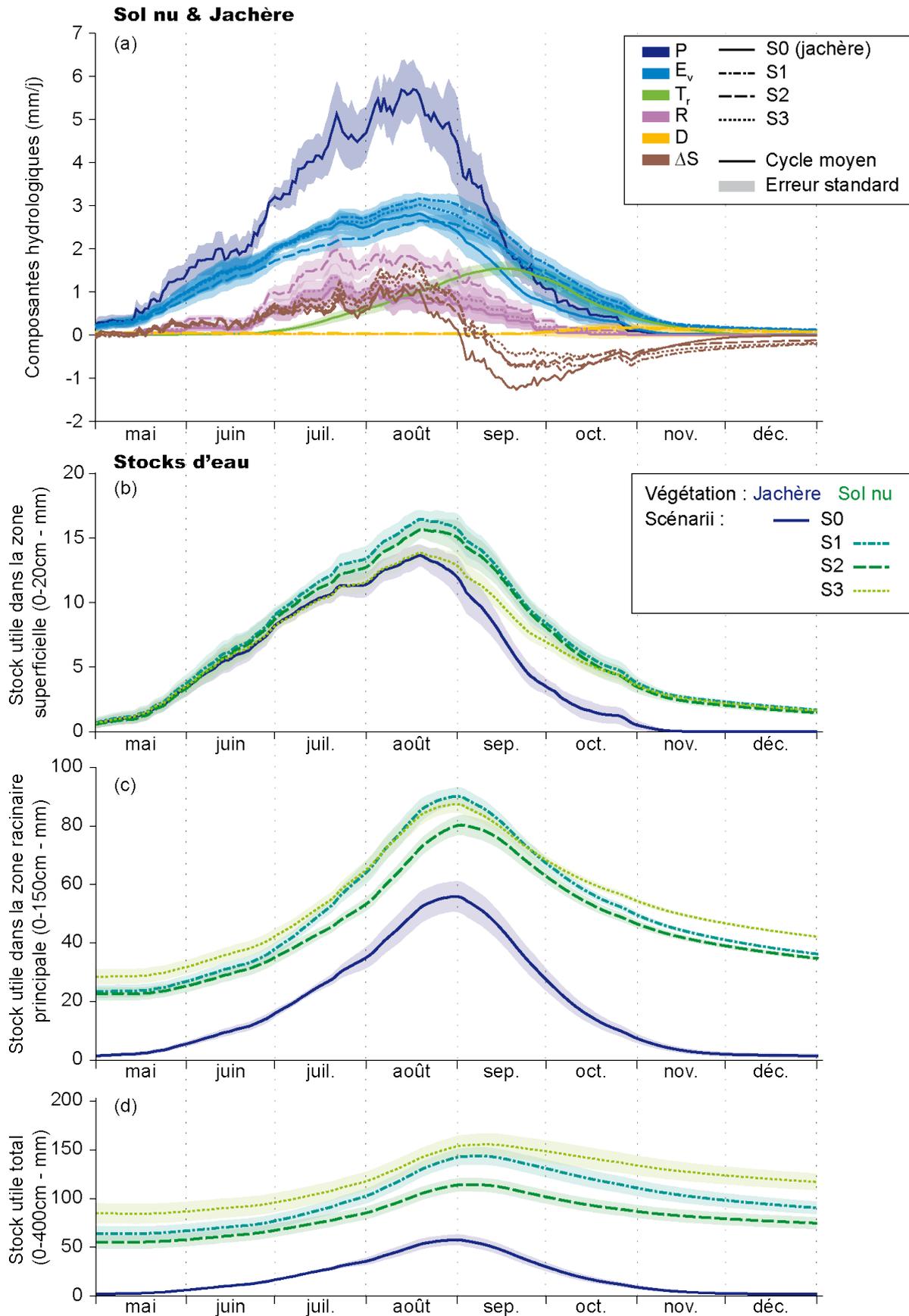


FIGURE 10.11 – Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des (a) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) pour la jachère (S0) et le sol nu (*scénarii* S1 à S3), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (b) stocks « utiles » dans la zone superficielle (0-20 cm, H_1 & H_2), (c) principale de racines (0-150 cm, H_1 à H_4) et (d) totale (0-400 cm, H_1 à H_5).

3.2.3 Bilans d'énergie annuels

La figure 10.12 illustre le bilan d'énergie annuel moyen et la variabilité interannuelle pour les différents *scenarii* de sol nu et la parcelle en jachère initiale dont le fonctionnement a été analysé au chapitre 9.

★ Comparaison des *scenarii* S0 (jachère) et S1 (sol nu)

Comme vu à travers le bilan d'eau annuel, le flux de chaleur latente émis par le sol nu est plus faible que celui de la jachère. Il utilise donc moins d'énergie. Par conséquent la température du sol est plus importante, ce qui conduit à une émission infrarouge thermique plus forte de la surface vers l'atmosphère. De plus, l'émissivité du sol nu est plus faible que l'émissivité de la végétation. Pour ces deux raisons, le rayonnement de grandes longueurs d'onde ascendant (IR_{\uparrow}) est plus élevé pour le sol nu et donc le rayonnement infrarouge thermique net (IR_N)² également.

Par ailleurs, l'albédo du sol nu étant plus fort que celui de la végétation, le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}) y est plus fort. Le bilan radiatif net (R_N) y est donc plus faible, ce qui se répercute sur le flux de chaleur sensible (H).

★ Comparaison des *scenarii* S1, S2 et S3 (sol nu)

Entre les différents *scenarii* de sol nu, le bilan d'énergie apparaît peu variable à cette échelle temporelle.

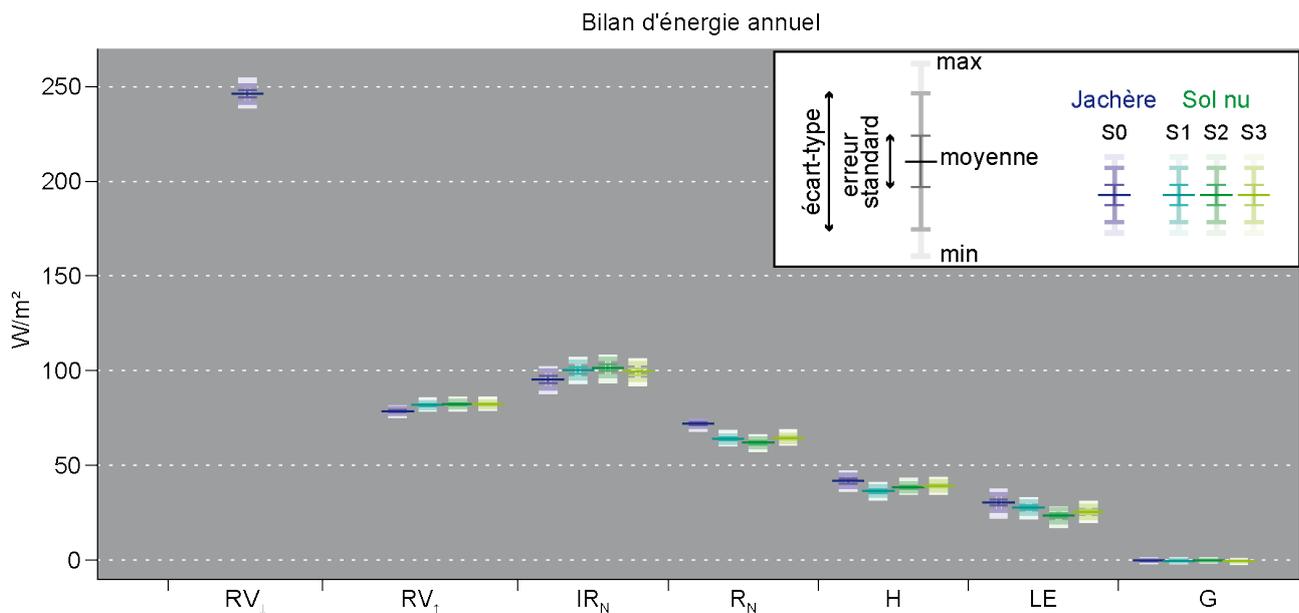


FIGURE 10.12 – Composantes du bilan d'énergie annuel moyen pour les différentes *scenarii* de sol nu (tons verts) : rayonnement global (RV_{\downarrow}) et sa partie réfléchi (RV_{\uparrow}), rayonnement infrarouge net (IR_N), rayonnement net (R_N), flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) et flux de chaleur dans le sol (G).

2. $IR_N = |IR_{\uparrow}| - |IR_{\downarrow}|$.

3.2.4 Cycle saisonniers des rayonnements et flux d'énergie

★ Comparaison des *scenarii* S0 (jachère) et S1 (sol nu)

La disparition du couvert végétal sur la parcelle en jachère ($S0 \mapsto S1$) se traduit par des modifications dans les cycles saisonniers des composantes énergétiques plus importantes que la rotation des couverts de mil et de jachère, essentiellement pendant la saison des pluies (figure 10.13.b). Tout d'abord, sans végétation, l'albédo moyen de la surface en saison des pluies augmente, favorisant la réflexion du rayonnement de courtes longueurs d'onde (RV_{\uparrow}) entre juillet et décembre. D'autre part, pendant la phase de développement de la végétation (juillet-août) et le début de la sénescence (septembre-octobre), l'évaporation émise par le sol nu est plus forte que par la jachère (sauf pour le scénario S2) mais ne compense pas totalement la quantité de transpiration de la végétation semi-naturelle. Par conséquent, le flux de chaleur latente (LE) est inférieur sur le sol nu pour tous les *scenarii*. Les différences des moyennes journalières de ce flux avec la jachère peuvent atteindre entre 75 W.m^{-2} (S2) et 90 W.m^{-2} (S1) au cœur de la saison des pluies, soit entre 70 % et 80 % du flux moyen de la jachère. De plus, avec l'absence de couvert végétal, le rayonnement global chauffe davantage le sol. La combinaison de ces deux phénomènes (flux de chaleur latente plus faible et réchauffement plus important du sol) conduit à une température de surface du sol nu plus élevée que celle de la jachère et donc une émission infrarouge thermique plus forte. À cela s'ajoute une émissivité du sol nu plus faible que celle de la végétation donc une réflexion du rayonnement de grandes longueurs d'ondes plus forte, sans atténuation du signal par le couvert végétal ou par les phénomènes de réflexion itératifs. Ainsi, le rayonnement infrarouge net (IR_N) de la surface vers l'atmosphère est plus important pour le sol nu, sur toute l'année et particulièrement entre mai et octobre pendant la phase végétative.

Toute l'année, le rayonnement net (R_N) est donc plus faible pour le sol nu que pour la jachère, et encore plus entre juillet et octobre pendant la phase de croissance de la végétation. De ce fait, en saison sèche, lorsque le flux de chaleur latente (LE) est négligeable devant celui de chaleur sensible (H), ce dernier est alors plus faible pour le sol nu que la jachère. Au cœur de la saison des pluies (essentiellement en août), alors que le flux de chaleur latente sur le sol nu est inférieur à celui de la jachère, le flux de chaleur sensible devient légèrement supérieur. Ainsi l'amplitude du signal saisonnier du flux de chaleur sensible est plus réduite pour la parcelle de sol nu que pour celle en jachère. La fraction évaporative du sol nu (figure 10.13.c) au cœur de la saison des pluies est alors plus réduite que celle de la jachère. À partir de octobre-novembre, la fraction évaporative devient supérieure pour le sol nu et persiste en saison sèche alors qu'elle devient nulle pour la jachère à partir du mois de décembre.

Quant au flux journalier de chaleur dans le sol, celui-ci reste négligeable quels que soient les *scenarii* simulés.

★ Comparaison des *scenarii* S1, S2 et S3 (sol nu)

Entre les différents *scenarii* de sol nu, les différences entre les cycles saisonniers des composantes énergétiques semblent peu significatives. Le scénario S2, pour lequel la conductivité de la croûte est plus réduite que les deux autres, présente quelques différences significatives, essentiellement au cœur de la saison des pluies. Notamment, le rayonnement infrarouge net et le flux de chaleur sensible sont plus élevés dans ce cas, disposant davantage d'énergie puisque le flux de chaleur latente (c.-à.-d. l'évaporation) est plus réduit.

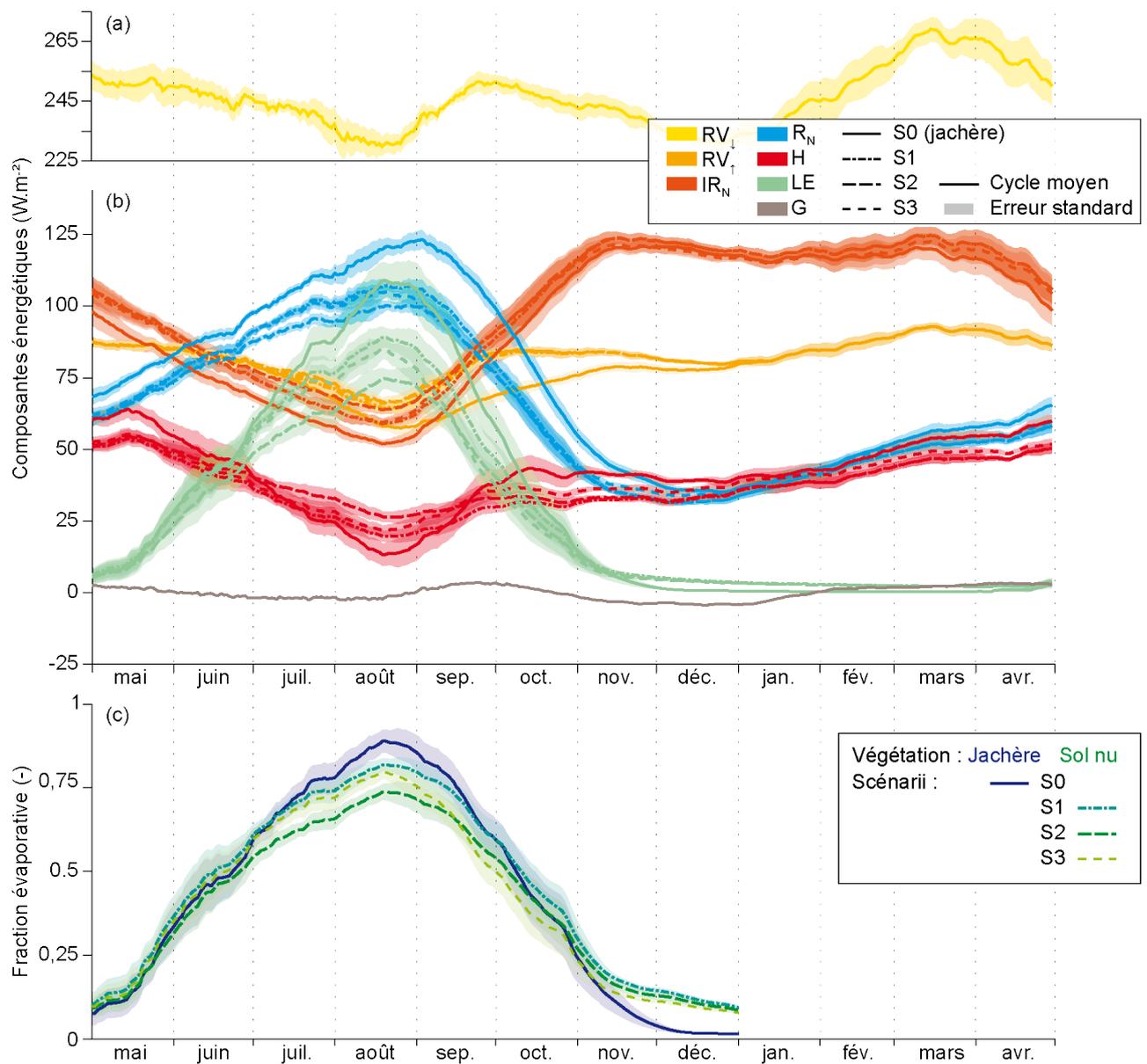


FIGURE 10.13 – Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des composantes énergétiques (rayonnement global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchie RV_{\uparrow} , rayonnement infrarouge net IR_N , rayonnement net R_N , flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE et flux de chaleur dans le sol G) sur la jachère et le sol nu, avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées).

3.3 Conclusion partielle

Ce qu'il faut retenir

★ Comparaison sol végétal et sol nu :

- L'évaporation du sol nu est plus importante mais l'évapotranspiration est plus faible que pour les surfaces de végétation semi-naturelle.
- Le stock d'eau « utile » d'un sol nu est plus important et il peut éventuellement y avoir du drainage (dépend des propriétés de la croûte à caractériser), mais ce dernier reste inférieur à celui qu'il peut y avoir sous le mil.
- Le cycle saisonnier d'évaporation du sol nu dure plus longtemps, et se poursuit faiblement en saison sèche grâce au stock d'eau superficiel plus important.
- *A priori*, le ruissellement est plus important que sur les jachères.
- Le rayonnement infrarouge net (IR_N) et le rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi (RV_{\uparrow}) sont plus élevés, impliquant un rayonnement net (R_N) plus faible toute l'année.
- Le flux de chaleur sensible (H) du sol nu est plus fort en saison des pluies (car LE plus faible) mais plus faible en saison sèche (car R_N plus faible).

★ Sol nu :

- Le ruissellement est très sensible au paramètre K_{sat} de la croûte de surface.
- Les cycles saisonniers des composantes hydrologiques et énergétiques et par conséquent les bilans annuels dans le cas des *scenarii* S1 et S3 diffèrent peu.

Limites et perspectives

Ces bilans et cycles saisonniers moyens établis sur le sol nu restent néanmoins très incertains étant donné le manque de connaissances concernant les propriétés hydrodynamiques de surface de ce type de sol, souvent fortement encroûté. Les incertitudes sont donc très importantes compte-tenu de la forte sensibilité des processus de ruissellement et d'évaporation à la caractérisation des horizons superficiels. De plus, toute la variabilité de ces propriétés n'a pas été prise en compte dans les trois *scenarii* mis en place.

D'autre part, la végétation a certainement un impact sur les processus d'infiltration *via* les racines et sur le ruissellement. Cet effet n'est pas pris en compte dans cette modélisation verticale.

Néanmoins, il semblerait que certains éléments ressortent de cette analyse, récurrents pour tous les *scenarii*. Pour appuyer cette modélisation, il serait nécessaire d'étalonner et valider le modèle à partir de données sur ce type de surface. Ceci permettrait alors de caractériser un nouveau type de surface, largement représenté dans le bassin de Wankama et dans la région. Cette étude est une première étape vers la spatialisation du modèle au bassin versant.

Chapitre 11

Discussion générale

Ce chapitre discute les différents travaux, essentiellement de modélisation, réalisés dans cette thèse et introduit les perspectives de ce travail.

1 Introduction

La principale question posée dans ce travail portait sur la compréhension des processus biophysiques de surface impliqués dans les cycles couplés de l'eau et de l'énergie des deux écosystèmes dominants du Sahel agropastoral.

Une première analyse préliminaire de l'ensemble des observations disponibles (chapitre 5) a montré qu'elles ne pouvaient répondre que très partiellement à cet objectif et aux questionnements scientifiques qui en découlent (cf. chapitre 4). En revanche, la richesse de ce jeu de données est suffisante pour construire une modélisation détaillée des processus physiques, incluant :

- des forçages climatiques dont les lacunes ont été comblées,
- des relevés réguliers des hauteurs de végétation et de l'indice foliaire,
- des informations sur la texture et la densité du sol,
- toutes les composantes du bilan d'énergie,
- les températures et les humidités à plusieurs profondeurs dans les 2,5 premiers mètres du sol.

Vers cet objectif, une modélisation détaillée des processus a été construite pour ces écosystèmes, à partir d'un outil complexe basé sur la physique des processus (cf. chapitre 6). Ce modèle a été étalonné (2 ans) et validé (5 ans) et a montré sa capacité à reproduire de manière tout à fait cohérente et robuste les variables observées (cf. chapitre 8). À partir de là, le modèle a été exploité sous plusieurs aspects. Tout d'abord, deux types d'analyses ont été menés conjointement à différentes échelles temporelles. Une première analyse statistique a permis d'établir une climatologie des processus hydrologiques et énergétiques de surface aux échelles annuelle, saisonnière, infra-saisonnière (cycles saisonniers), journalière et infra-journalière (cycles diurnes des composantes énergétiques seulement). Une seconde analyse descriptive a permis de mieux comprendre l'impact de la variabilité interannuelle de la mousson et de l'évolution des couverts végétaux sur les différents processus à ces mêmes échelles temporelles, avec une vision pluri-annuelle des variables modélisées. L'analyse séquentielle de périodes spécifiques a éclairé sur le fonctionnement éco-hydrologique et énergétique des deux couverts végétaux, en particulier les processus d'évaporation, de transpiration et de ruissellement. Ces analyses, essentiellement tournées vers des aspects temporels, ont été complétées par une analyse de sensibilité des processus à la variabilité spatiale des propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol. Cette étape est le premier pas vers une perspective de spatialisation du modèle. Cette analyse permet en outre de discuter de la représentativité des parcelles pilotes et d'analyser les processus qui sont essentiellement liés au couvert végétal.

L'originalité de ce travail réside dans les points suivants :

- Application d'un modèle de type SVAT basé sur la description détaillée des processus hydrologiques au Sahel, sur une longue période temporelle fortement contrastée du point de vue des précipitations.
- Étude pluriannuelle des flux d'eau et d'énergie sur une profondeur temporelle suffisante pour capter la variabilité interannuelle des précipitations.
- Construction d'une climatologie des flux d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère, des deux écosystèmes dominants du Sahel agropastoral.

Dans cette discussion, une réflexion plus générale des résultats sera menée. Dans un pre-

mier temps, la représentativité spatio-temporelle et la plus value de la modélisation mécaniste seront abordées. Ensuite, une synthèse portant sur la compréhension des processus à travers les analyses descriptives et climatologiques sera faite en confrontation avec la connaissance actuelle de la région, avec un regard critique sur les limites de ce travail. Bien évidemment, cette modélisation basée sur la physique des processus doit fonctionner de pair avec la connaissance du terrain. Dans un sens, elle est fortement contrainte par les observations *in situ* et en retour elle peut identifier les améliorations qui pourront être apportées aux prochaines campagnes de terrain. Enfin, les perspectives d'une spatialisation de ce travail et d'une vision prospective en lien avec des pratiques agropastorales ou des changements climatiques futurs seront discutées.

2 Intérêts des résultats apportés

2.1 Représentativités temporelle et spatiale de l'étude

Plusieurs études antérieures menées dans la zone du Sud-Ouest Niger, sur l'appui d'observations et/ou de modèles (p. ex. Wallace & Holwill, 1997 ; Gash *et al.*, 1997 ; Braud *et al.*, 1997 ; Braud, 1998 ; Verhoef *et al.*, 1999 ; Miller *et al.*, 2009 ; Ramier *et al.*, 2009 ; Saux-Picart *et al.*, 2009b) ont fourni des informations sur les flux de surface au Sahel agropastoral. Celles-ci peuvent être comparées avec les résultats produits dans ce travail. Cependant, toutes ces études concernaient des périodes relativement courtes sur des échelles allant de l'événement au cycle annuel. Aucune n'a traité des séries pluriannuelles. Par exemple, Miller *et al.* (2009) et Ramier *et al.* (2009) ont analysé le bilan d'énergie complet à des échelles saisonnières et infra-saisonnières à partir de données acquises pendant une année (2006) respectivement sur un site de jachère proche de Niamey et sur le site pilote de jachère du bassin de Wankama. Dans le premier cas, l'année est particulièrement sèche (<400 mm de précipitations) tandis que dans le second elle est très humide (~580 mm de précipitations). Les résultats concernant la répartition de l'énergie disponible entre les deux flux turbulents diffèrent entre les deux études. Tout ceci souligne la nécessité de séries pluriannuelles pour conclure sur les grands traits de fonctionnement des écosystèmes en réponse à la variabilité climatique de la mousson. Dans ce sens, cette étude sur sept années constitue donc une première étape intéressante. La profondeur temporelle de cette étude est juste suffisante pour obtenir des résultats statistiques robustes. Au premier ordre, elle apparaît raisonnable tant pour l'approche climatologique que pour l'analyse de la variabilité interannuelle des flux d'eau et d'énergie de surface sur ces deux couverts. En effet, les erreurs standards sur les moyennes estimées restent relativement faibles pour tous les flux, aux différentes échelles temporelles étudiées (annuelle à journalière). Bien plus, en comparaison avec la climatologie des précipitations sur la zone du Sud-Ouest Niger (Lebel & Ali, 2009), voire avec des séries plus longues de précipitations dans la région (Balme *et al.*, 2006) et dans le bassin de Wankama (Ramier *et al.*, 2009), l'échantillon de précipitations utilisé pour cette étude semble représentatif de la variabilité climatique et du cycle saisonnier de la mousson dans la région.

Bien que seulement deux sites aient été considérés dans cette étude, ils représentent néanmoins les deux écosystèmes dominants du Sahel agropastoral (van Vliet *et al.*, 2013) qui s'étend au-delà du Sud-Ouest Niger, sur tout le sud de la bande sahélienne. Malgré d'évidentes hétérogénéités spatiales existantes à l'intérieur de cette grande zone (géologie, mousson, population...), des inter-comparaisons régionales de sites ont mis en évidence des fortes similitudes à l'intérieur du Sahel, contrastées avec les autres domaines éco-climatiques en Afrique de l'Ouest (Merbold *et al.*, 2009 ; Sjöström *et al.*, 2011 ; Lohou *et al.*, 2013). De plus, il semblerait que les espèces végétales présentes sur les sites et les pratiques agropastorales traditionnelles soient

représentatives de ces mêmes écosystèmes à plus grande échelle. En effet, la culture pluviale exercée sur le champ concerne plus de 90 % des surfaces cultivées. D'autres cultures, telles que les légumineuses (p. ex. niébé), sont associées au mil les années sèches pour anticiper les mauvaises récoltes de mil et subvenir malgré tout aux besoins alimentaires des populations ou financier des agriculteurs (vendu pour le fourrage). Or ces dernières années (c.-à.-d. 2009 à 2011), cette association de cultures a été pratiquée sur le champ pilote de mil. Cet élément pointe la variabilité spatiale à l'échelle de la parcelle et pose les limites de cet exercice unidimensionnel. En effet, les cultures associées et la fertilité des sols sont des facteurs importants des hétérogénéités de surface (couvert). De même, sur les jachères, le passage des troupeaux et l'hétérogénéité naturelle de la répartition des arbustes induisent des disparités spatiales. Ces aspects seront spécifiquement abordés dans la section 4.

2.2 Modèle versus données

La première question posée était de vérifier si les observations seules pouvaient permettre de répondre aux objectifs annoncés. La réponse s'est avérée négative (cf. chapitre 5). La première raison était que, malgré la pertinence et la richesse de ce jeu de données de par sa longueur et sa continuité, les lacunes étaient encore trop importantes pour établir une analyse statistique robuste, comparer les deux écosystèmes et analyser la variabilité interannuelle à toutes les échelles temporelles. Un second problème venait de la fiabilité et de la représentativité des observations et du manque de données ou des lacunes dans les séries temporelles pour caractériser complètement les bilans d'eau et d'énergie.

En revanche, l'association d'une modélisation basée sur la description physique des processus impliqués avec ce large jeu de données, permet de :

- rassembler toute l'information au lieu de considérer les variables indépendamment,
- contraindre l'ensemble par des principes physiques dans une sorte de processus de régularisation réalisant le meilleur compromis entre toutes les sources d'information et de connaissance,
- produire des variables de sortie à une échelle homogène, intégrant au mieux la représentativité de toutes les observations.

Cette tentative de faire correspondre un modèle relativement complexe avec un jeu de données aussi diversifié et vaste que celui-ci semblait assez périlleuse. À travers le chapitre 8, nous avons montré que cela était possible, avec des valeurs de paramètres physiquement réalistes et en accord avec la connaissance *in situ* et la littérature. Les résultats d'étalonnage et de validation du modèle, globalement satisfaisants, ont été discutés au chapitre 8. Les intérêts et limites de la méthode d'étalonnage et de validation ont également été notés et doivent rester à l'esprit dans l'interprétation des résultats.

Finalement, un des apports majeurs de la modélisation est qu'elle produit une estimation réaliste de la distribution de beaucoup de variables qui ne sont pas observées telles que le ruissellement, le drainage ou le partitionnement de l'évapotranspiration entre l'évaporation et la transpiration. Même si ces variables ne sont pas mesurées directement, il est parfois possible de les extraire de certaines données sur des périodes très spécifiques et donc d'améliorer leur représentation. Par exemple, la transpiration peut être déduite du flux de chaleur latente sur des périodes de sécheresse ou en début de saison sèche, tout comme l'évaporation en début de saison des pluies (cf. chapitre 5, section 6.2). Ceci rend la simulation de ces processus sur toute la période d'étude plus réaliste et fiable.

3 Enseignements sur les processus

Les résultats obtenus sont globalement cohérents avec ce qu'on peut trouver dans la littérature décrite au chapitre 3 pour la région à l'échelle locale ou à celle du bassin versant. Dans cette section, nous allons discuter des résultats obtenus en les replaçant dans le contexte des connaissances actuelles et en éclairant les apports de ce travail sur la compréhension des processus de surface au niveau des deux écosystèmes étudiés.

3.1 Flux d'eau liquide

Les valeurs de ruissellement obtenues pour les deux sites sont compatibles avec les études de terrain antérieures (Peugeot *et al.*, 1997 ; Esteves & Lapetite, 2003). Le sol de la jachère produit un ruissellement plus important du fait d'une conductivité hydraulique plus faible marquant la croûte de surface observée *in situ*. Le ruissellement plus faible sur le champ cultivé est du à une conductivité hydraulique légèrement plus élevée pour son premier horizon de sol. Néanmoins, le contraste entre ce premier horizon et les horizons sous-jacents reste également très marqué sur le site du mil. En effet, la croûte de surface sur le site du mil est partiellement cassée par la préparation du sol pour le semis et le sarclage (une à deux fois par an) mais se reforme très rapidement avec les pluies qui suivent ce travail du sol (Rockström & Valentin, 1997). C'est pourquoi sur le site du mil la croûte est atténuée mais néanmoins présente. Les différences de ruissellement entre les deux sites semblent confirmées par les observations qui montrent une infiltration plus importante sous le mil que sous la jachère (cf. chapitre 5). Ceci est une des explications pour lesquelles le stock d'eau dans toute la colonne de sol considérée sous le mil (0-4 m) est toujours plus important que sous la jachère. Mais ce n'est pas la seule. En effet, une autre explication, d'ailleurs la plus importante, émise comme hypothèse par Ramier *et al.* (2009), est que l'évapotranspiration est toujours plus importante pour la jachère pendant quasiment toute la saison des pluies (jusque mi-septembre, p. ex. figure 9.9, chapitre 9). Ceci reste le cas malgré l'incertitude sur les paramètres du sol (cf. figure 10.6, chapitre 10). Cette différence entre les deux sites est expliquée par la modélisation d'une évaporation du sol plus forte sur la jachère que sur le mil, alors que l'infiltration d'eau est plus faible. Les analyses de quelques événements (section 5, chapitre 9) et de la sensibilité de l'évaporation à l'incertitude spatiale des paramètres du sol ont permis d'éclairer ce point. Il semblerait que la hauteur du couvert végétal et le potentiel matriciel soient en partie responsables des différences observées entre les deux sites.

Les conséquences de ce stock d'eau plus important sous le mil sont que dès la fin de la saison des pluies, un drainage peut apparaître à 4 m de profondeur, alors que sous la jachère il est toujours nul. Ceci était suggéré par les observations à 2,5 m (chapitre 5, figure 5.14) mais ce flux a pu être quantifié par la modélisation. Même si la quantité moyenne estimée pour ce drainage ne consomme que 5 % des précipitations annuelles (28 mm/an), elle représente une recharge potentielle significative pour l'aquifère libre vu la grande emprise des cultures. Étant donnée la profondeur actuelle de la nappe (environ 35 m sous la surface) et la teneur en argile plus forte en profondeur, ceci pourrait prendre de nombreuses années voire des dizaines d'années pour atteindre la zone saturée (Ibrahim, 2013 ; Ibrahim *et al.*, 2013, accepted). Ainsi, l'extension des zones cultivées pendant ces dernières décennies pourrait contribuer à une hausse significative du niveau de la nappe dans le futur, attribuée jusqu'à présent essentiellement à la recharge indirecte *via* les mares (Favreau *et al.*, 2009).

3.2 Flux d'eau vapeur

Durant une grande partie de la saison des pluies, l'eau disponible semble être le facteur limitant principal de l'évapotranspiration ; le flux de chaleur latente étant étroitement lié aux variations d'eau dans le sol et des précipitations. Au pic de la mousson seulement (août-début septembre), le rapport entre l'évapotranspiration réelle et celle de référence se rapproche 1 (ou dépasse même 1 certaines années sur la jachère), ce qui suggère qu'à ce moment de l'année, le flux d'évapotranspiration est limité par l'énergie disponible.

En moyenne sur la période, la transpiration de la jachère compte pour environ 32 % de son évapotranspiration annuelle et 40 % pour le mil. Ces quantités sont légèrement plus importantes que celles obtenues par modélisation avec le modèle SETHyS_Savannah (~27 et 31 % respectivement, [Saux-Picart et al., 2009b](#)), mais pour seulement deux années avec une pluviométrie moyenne plus élevée (485 mm contre 465 mm dans notre cas). La transpiration simulée du mil pendant le pic de croissance de la végétation apparaît cohérente avec des observations réalisées sur une culture voisine par [Soegaard & Boegh \(1995\)](#). Des études antérieures ont rapporté une faible contribution de la couche arbustive dans la transpiration des jachères ([Brunel et al., 1997](#) ; [Tuzet et al., 1997](#)). Mais ceci ne peut être vérifié par la modélisation qui intègre ensemble les couches d'herbacées et d'arbustes.

La transpiration de la jachère présente une variabilité interannuelle plus forte que celle du mil. Ceci est dû au fait que le développement des herbacées sur la jachère dépend fortement de la distribution des précipitations mais également d'autres facteurs externes comme le pâturage. Il peut dépendre également de l'effet mémoire du stock de graines. Cette variabilité du flux transpiratoire est partiellement compensée par l'évaporation, conduisant à une évapotranspiration annuelle relativement stable. Sous le mil, le stock d'eau plus important semble jouer un effet tampon sur la distribution des précipitations qui pourrait expliquer un développement de la végétation (LAI) plus constant d'une année à l'autre, malgré les épisodes de sécheresse pendant la saison des pluies ([Boulain et al., 2009a](#)). La forte résistance de cette plante aux périodes de sécheresse mise en évidence ([Issoufou, 2012](#)) ou la gestion du couvert par l'agriculteur (cultures associées) peuvent également contribuer au développement plus homogène de la végétation sur le champ cultivé.

Par ailleurs, les résultats de modélisation présentés dans ce document (chapitre 9) nuancent l'hypothèse de [Miller et al. \(2009\)](#) d'un signal saisonnier de l'évapotranspiration pour la jachère qui serait principalement conduit par la végétation. Il semblerait également que pendant la phase de croissance végétale, les plantes ne bénéficient pas d'une réserve en eau accumulée au cours de la saison des pluies précédente puisque le stock d'eau dans la zone racinaire principale (0-1,50 m) est épuisé en début de chaque saison des pluies sous les deux écosystèmes. Néanmoins, sur le site du mil, les arbustes tirent avantage de l'eau accumulée pendant la saison des pluies pour se redévelopper en saison sèche, lorsque le mil a été récolté, comme l'a déjà souligné [Issoufou \(2012\)](#). Cette modélisation a alors permis d'estimer la part de transpiration des *guiéras* sur le champ de mil en saison sèche (~30 mm/an). Pour l'évaluer plus précisément, il serait nécessaire de connaître les dates de récoltes du mil et caractériser spécifiquement le LAI des arbustes et du mil.

En partie grâce à cette repousse d'arbustes en début de saison sèche sur le champ de mil, l'évapotranspiration annuelle peut devenir légèrement supérieure à celle de la jachère. Ces résultats modèrent l'image que l'on avait d'une évapotranspiration supérieure des écosystèmes de végétation semi-naturelle par rapport aux zones cultivées ([Gash et al., 1997](#) ; [Ramier et al., 2009](#)). Cette idée reste vérifiée néanmoins sur une grande partie de la saison des pluies mais ne l'est plus nécessairement sur la période comprise entre mi-septembre et janvier. C'est pourquoi

les évapotranspirations annuelles de ces deux écosystèmes sont généralement très proches. La plus forte variabilité infra-saisonnière de la transpiration de la jachère par rapport à celle du mil peut être attribuée à :

- un stock d'eau moindre qui expose davantage la végétation semi-naturelle à l'intermittence des précipitations (Boulain *et al.*, 2009a),
- une variabilité interannuelle du LAI plus forte.

Ceci reflète une plus forte sensibilité de l'écosystème de la jachère aux conditions environnementales et à son exposition à des facteurs externes tels que le pâturage.

Finalement, les résultats de cette thèse suggèrent également que ces contrastes d'évapotranspiration entre les deux écosystèmes en saison des pluies proviennent essentiellement de l'évaporation directe du sol, clairement plus importante sur le site de la jachère. Par conséquent, une évapotranspiration plus importante sur la jachère en saison des pluies ne peut pas être attribuée seulement aux effets des besoins physiologiques des plantes sur la transpiration. Elle s'explique également par les processus physiques d'échanges entre le sol et l'atmosphère au sein de ces deux écosystèmes. Il s'agit par exemple des différences dans les effets « d'écran » sur la convection comme l'évoquent Tuzet *et al.* (1997) et/ou des propriétés hydrodynamiques du sol superficiel comme le montre l'analyse de sensibilité réalisée au chapitre 10 et celle du processus d'évaporation au chapitre 9. Pour que ces résultats soient généralisés, il faut continuer d'approfondir ces questions et valider ces résultats sur d'autres parcelles comportant les mêmes types de couverts.

3.3 Flux d'énergie

Les flux d'eau vapeur sont donc très importants dans le bilan d'eau. Étant donné l'énergie importante nécessaire à ces processus, ils couplent fortement les cycles de l'eau et de l'énergie. En saison des pluies, ils contraignent fortement les processus de surface, traduisant l'importance de la mousson dans le bilan d'énergie comme l'ont montré par exemple Krishnan *et al.* (2012) pour une région semi-aride en Amérique du Nord, Ramier *et al.* (2009) pour le bassin de Wankama au Niger et Bagayoko *et al.* (2007) pour une région plus humide (>1 000 mm/an) au Burkina-Faso. La saisonnalité de quasiment tous les flux émis de la surface vers l'atmosphère suit le signal mono-modal de la mousson, avec néanmoins quelques décalages et des amplitudes plus ou moins fortes sous les influences d'autres facteurs climatiques externes, comme l'humidité de l'air. L'effet des précipitations se traduit par une augmentation du flux de chaleur latente avec l'évaporation et la transpiration. L'énergie requise pour ce flux évaporatif fait diminuer la température du sol, entraînant une diminution du flux de chaleur sensible et du rayonnement infrarouge émis par la surface. Alors qu'en saison sèche, les flux d'énergie sont davantage contrôlés par l'énergie apportée par le rayonnement global, les précipitations en saison des pluies atténuent son influence. Par exemple, lorsque le rayonnement global est minimal en août, le bilan radiatif à la surface est maximal.

4 Retour d'expérience

4.1 Limites de ce travail et propositions d'améliorations

De manière générale, les différences du deuxième ordre entre les deux sites doivent être nuancées du fait des incertitudes incluses dans la modélisation sur les paramètres, les forçages et les observations utilisées pour l'évaluation du modèle. Par exemple, les différences de forçages radiatifs entre les deux sites séparés d'une distance de 570 m sont liées à une incertitude instrumentale et non à des différences de rayonnements incidents. D'autre part, au-delà de la représentativité spatiale du pluviomètre et de son incertitude de mesure, étant donné la forte variabilité spatiale des précipitations, sa position, entre les deux stations pour les premières années, puis la substitution du pluviomètre de la jachère par celui du mil les dernières années, peut induire des incertitudes de cette mesure sur les deux parcelles. L'analyse croisée de précipitations avec le flux d'évapotranspiration et les variations d'humidités dans le sol superficiel (10 cm) permet de réduire partiellement cette incertitude. Concernant le drainage, celui-ci apparaît fortement sensible aux propriétés du sol (chapitre 10). La quantité annuelle simulée reste pour le moment assez incertaine. Néanmoins, l'analyse de sensibilité conforte dans l'existence de ce flux sous 4 m quelles que soient les propriétés du sol.

Malgré les critères robustes d'étalonnage et de validation de la modélisation des deux écosystèmes, assurant une garantie sur les bilans d'eau et d'énergie obtenus, ce type de modélisation complexe est souvent sujette à des problèmes d'équifinalité, de sur-paramétrisation ou de compensation entre certains paramètres. C'est pourquoi il serait intéressant de pousser plus loin la phase d'étalonnage au moyen d'une approche ensembliste qui permettrait par exemple de considérer des ensembles de simulations « acceptables ». Il s'agirait pour cela d'identifier un ensemble de jeux de paramètres « acceptables » tout en évaluant et considérant l'incertitude sur les observations. Une telle approche est basée sur la mise en place de simulations stochastiques. La difficulté réside dans la construction d'une méthodologie adaptée pour déterminer un ensemble de simulations satisfaisantes au sens de fonctions objectives définies antérieurement. Les résultats obtenus doivent permettre de déduire des intervalles de prédiction des sorties du modèle (p. ex. GLUE¹, Beven & Binley, 1992). Par rapport à l'approche déterministe, cette approche ensembliste fournit un intervalle de confiance sur les résultats obtenus par la modélisation. Elle permettrait alors de propager l'incertitude sur les forçages, les observations et les paramètres sur les bilans d'eau et d'énergie fournis et viendrait en complément de l'analyse déterministe réalisée dans ce travail.

Par ailleurs, il serait nécessaire d'approfondir l'analyse de sensibilité du modèle à certains éléments comme par exemple le maillage du sol, les conditions limites, les choix de paramétrisation ou encore le pas de temps du forçage. D'une part, pour explorer la relation qu'il peut y avoir entre le ruissellement et l'intensité des précipitations, il faudrait raffiner le pas de temps du modèle. Un forçage à 5 min serait plus propice pour analyser cette relation. À court terme, ceci constituera certainement une des prochaines étapes de ce travail de modélisation. D'autre part, étant donné l'importance de la croûte de surface dans la redistribution des précipitations à la surface, il serait intéressant d'analyser la sensibilité de celle-ci à l'épaisseur de cette croûte.

Enfin, comme nous l'avons déjà abordé dans la discussion du chapitre 8, différents effets n'ont pas été pris en compte dans la modélisation et peuvent avoir un impact sur les processus. Par exemple, même si la croûte de surface de la culture se reforme très rapidement après le sarclage (1 à 2 fois par saison), les premiers événements pluvieux qui apparaissent les premiers jours après ce travail du sol ne produisent pas de ruissellement (Rockström & Valentin, 1997).

1. Generalized Likelihood Uncertainty Estimation

Mais dans cet exercice de modélisation où l'objectif était d'obtenir une bonne simulation sur l'ensemble de la période d'étude, cet effet n'a pas été pris en compte dans la modélisation puisqu'il agit sur un temps très court par rapport à la période simulée. Pour cela, il faudrait pouvoir indiquer les jours de sarclage (données de terrain non disponibles) et caractériser l'impact de cette pratique sur les propriétés de surface du sol superficiel (premiers horizons). De même, sur la parcelle de jachère ou le champ de mil en saison sèche, il pourrait être intéressant d'analyser spécifiquement l'effet du passage des troupeaux sur les propriétés du sol superficiel. D'autre part, les effets de macroporosité ou de ponding peuvent être intégrés dans la modélisation.

Il se pose alors la question de l'hétérogénéité spatiale à l'échelle de la parcelle à confronter avec la représentativité spatiale de la modélisation unidimensionnelle de type SVAT. En effet, à l'échelle de la parcelle, plusieurs études ont souligné la variabilité des conditions de surface. Leonard (2000), Léonard & Rajot (2001) et Léonard *et al.* (2004) ont par exemple montré l'impact de la macroporosité construite par les termites sur les processus d'infiltration et de ruissellement. L'impact hydrologique de ces macropores concerne surtout leur capacité d'interception du ruissellement, plus que leur forte capacité d'infiltration pouvant être multipliée par 2. Suivant leur position sur la parcelle, ils peuvent induire une forte variabilité du ruissellement. D'autre part, la croûte de surface peut rester détruite même après la disparition des galeries. De même, du fait de la microtopographie, des hétérogénéités de l'érosion du sol sur la parcelle et de la croûte de surface, la redistribution des précipitations à la surface, entre le ruissellement et l'infiltration, peut être fortement variable. Par ailleurs, la modélisation SVAT considère un couvert homogène. Néanmoins, la variabilité spatiale de la fertilité des sols induit une hétérogénéité du développement de la végétation sur la parcelle (cf. section 2).

Synthèse des limites de ce travail

Effets non pris en compte à l'échelle stationnelle sur les propriétés du sol, les propriétés de la végétation et les processus hydrologiques :

- Macroporosité
- Sarclage
- Passage des troupeaux
- Évolution des racines
- Ponding
- Transferts latéraux

Hétérogénéité intra-parcellaire des propriétés de surface :

- Microtopographie, microérosion, microcroûte
- Macropores
- Fertilité des sols
- Hétérogénéité des couverts

Hétérogénéité inter-parcellaire des propriétés de surface :

- Variabilité spatiale des propriétés du sol (croûte, sol sous-jacent)
- Diversité des couverts

Méthodologie :

- Déterministe
- Pas d'évaluation de l'incertitude sur les forçages, les observations et les paramètres sur les simulations
- Équifinalité

4.2 Retour de la modélisation vers les observations

En retour, la modélisation peut guider les observations et les expérimentations. Tout d'abord, suite à ce travail, de nouvelles mesures ont déjà été mises en place à la saison des pluies 2013, comme l'estimation des hauteurs des épis de mil en saison sèche, des tiges et globalement un suivi plus fin en saison sèche. Une caractérisation de la densité racinaire sous la culture de mil a été entreprise. Enfin, pour caractériser l'effet des pratiques agricoles, une rotation des couverts entre les deux sites a été réalisée.

Sur d'autres aspects, la modélisation peut par exemple permettre de combler les lacunes dans les séries de données. Concernant l'hétérogénéité spatiale et la représentativité des sites pilotes, il serait intéressant de pouvoir les caractériser par des mesures complémentaires associées à la modélisation. La rotation des couverts pourra permettre d'avancer en ce sens. De même, des mesures avec un scintillomètre sur le bassin sont comparées avec les mesures de flux turbulents des stations sur les parcelles.

5 Perspectives

5.1 Vers une spatialisation du modèle ?

La spatialisation du modèle au bassin versant de Wankama (quelques km²) peut être abordée sous différents angles. Elle peut notamment être appréhendée par la caractérisation de tous les types de surface présents sur le bassin, avec l'hypothèse forte que les surfaces « pilotes » sont bien représentatives de ces différents ensembles. Cette approche soulève donc de nouvelles questions, notamment :

- Quels sont les différents ensembles (présentant des caractéristiques physiques et écologiques relativement homogènes) du bassin versant à caractériser ?
- Le modèle peut-il être extrapolé tel quel pour caractériser ces différents ensembles identifiés ?
- Les surfaces étudiées sont-elles bien représentatives d'un système donné ?
- Quel est l'impact de la variabilité spatiale des propriétés du sol sur les bilans d'eau et d'énergie simulés à l'échelle du bassin ?

Les aspects de variabilité spatiale des propriétés du sol et d'extrapolation de la modélisation à d'autres types de surface ont été abordés au chapitre 10 mais doivent encore être largement approfondis. De manière générale, le modèle présente une capacité certaine pour son extrapolation à d'autres types de surfaces. En particulier, les ravines, les mares, les jachères plus âgées, les surfaces dégradées, les sols nus ou les zones de plateaux doivent être modélisés et confrontés à des observations *in situ*. *A priori*, étant donnée la grande superficie recouverte par les cultures, celles-ci jouent néanmoins un rôle important dans le bilan hydrologique moyen du bassin versant. Les bilans établis à l'échelle parcellaire peuvent donc déjà donner un bon aperçu des bilans à l'échelle du bassin.

Par ailleurs, pour vérifier la bonne représentativité des processus simulés, il serait nécessaire de caractériser d'autres parcelles cultivées et en jachère dans le bassin. En ce sens, la rotation des couverts réalisées sur les parcelles cette année pourra aider à mieux appréhender la variabilité spatiale des processus pour les deux écosystèmes étudiés. Des éléments de réponse

concernant l'effet des pratiques agricoles sur les premiers horizons de sol sont attendus. Cette rotation offrira en outre la possibilité d'éprouver la robustesse de la modélisation construite.

Sur un tout autre plan, cette approche de la spatialisation apparaît assez appropriée pour ce type de modèle, assez coûteux en termes de mise place (nombreux paramètres à renseigner) et de temps de calculs (quelques heures pour simuler une période de sept années pour un type de surface donné). En revanche, une spatialisation à plus grande échelle semble difficilement réalisable, compte-tenu de la complexité du modèle.

5.2 Le modèle un outil d'aide à la prévision future ?

Le modèle apparaît suffisamment robuste pour étudier l'impact des changements climatiques prévus sur les cycles de l'eau et de l'énergie pour les deux écosystèmes étudiés. Pour cela, différents *scenarii* climatiques futurs pourraient être utilisés comme forçages du modèle. Il serait par exemple possible d'analyser l'impact d'une augmentation de la concentration en dioxyde de carbone (CO₂) et donc du rayonnement infrarouge incident, une augmentation des températures ou différentes projections concernant les précipitations.

Cependant, l'état actuel du modèle ne permet pas d'associer l'évolution de la végétation aux prévisions climatiques. Pour fournir des prévisions plus robustes, il serait nécessaire de coupler ce modèle SVAT à un modèle de végétation simulant l'évolution du couvert végétal, en lien avec le changement climatique. Des données sur la biomasse aérienne et les flux de carbone, fournies actuellement par l'observatoire ACN, pourraient être exploitées en vue de ce couplage. Il serait alors possible de simuler l'impact de modifications de pratiques agricoles, telles que l'ajout d'intrants (fertilisants, amendements), l'agro-foresterie, l'irrigation pendant les périodes de sécheresse ou l'association de cultures irriguées à partir de la nappe en saison sèche. Par ailleurs, avec un modèle spatialisé, il pourrait également être intéressant d'analyser l'impact d'une culture intensive sur les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant.

D'autre part, vers un objectif d'optimisation du système agricole, il serait possible d'établir une signature du stress hydrique, comme il a été fait pour les flux de surface (section 6, chapitre 9) qui pourrait être associée à des modèles agronomiques.

D'autres éléments peuvent être testés à partir de ce modèle. Par exemple, avec des simulations sur une cinquantaine d'années, il serait possible de quantifier la recharge de la nappe, comme l'ont fait par exemple Ibrahim (2013) et de comparer les résultats obtenus avec les deux modèles (SiSPAT et HYDRUS).

Conclusion générale et perspectives

Le Sahel agropastoral couvre une bande latitudinale de l'Afrique de l'Ouest présentant des caractéristiques physiques et environnementales relativement homogènes, même si un gradient climatique longitudinal semble s'installer depuis quelques années, avec une pluviométrie plus importante à l'est de la bande. De manière générale, les précipitations, comprises en moyenne entre 400 et 700 mm/an, sont fortement variables aussi bien spatialement que temporellement (cf. p. ex. [Lebel & Ali, 2009](#)). Les populations, dont le système de production est essentiellement limité aux cultures pluviales et au pastoralisme, sont exposées aux aléas climatiques actuels et menacées par le changement climatique ([Sultan *et al.*, 2012](#)). De plus, confronté à une croissance démographique très rapide (3 %/an, [Guengant *et al.*, 2003](#)), le milieu subit une pression anthropique forte qui conduit à des modifications du cycle hydrologique ([Favreau *et al.*, 2009](#)). En particulier, au Sud-Ouest Niger, il apparaît que le recul de la végétation naturelle au profit de cultures, observé ces dernières décennies pour répondre aux besoins d'une population croissante, a conduit à une augmentation des écoulements de surface ([Séguis *et al.*, 2004](#)), une extension des réseaux de drainage et des mares ([Leblanc *et al.*, 2008](#)) et une recharge accrue des nappes ([Massuel *et al.*, 2011](#)), alors que les précipitations ont globalement diminué par rapport à la période précédente (1950-1970, [Lebel *et al.*, 2009](#)).

Tout ceci souligne l'importance des états de surface dans la dynamique régionale du cycle de l'eau et la nécessité de mieux comprendre les processus de surface qui jouent un rôle important dans la dynamique atmosphérique à différentes échelles spatio-temporelles. L'échelle parcellaire, centrale pour étudier de tels processus, représente un point de passage indispensable pour appréhender finement les cycles de l'eau et de l'énergie. En outre, de manière à bien caractériser les effets de l'évolution du milieu et de la variabilité climatique sur les processus impliqués dans ces deux cycles, il est nécessaire de les étudier sur des périodes pluriannuelles, de l'ordre de la décennie. L'Observatoire AMMA-CATCH au Sud-Ouest Niger offre cette possibilité. En effet, le jeu de données acquis en continu depuis 2005 sur le bassin de Wankama. En particulier un champ de mil et une jachère arbustive, représentatifs des deux couverts végétaux les plus répandus du Sahel agropastoral, ont été intensivement instrumentés afin de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique et énergétique de ces deux écosystèmes ([Cappelaere *et al.*, 2009](#) ; [Ramier *et al.*, 2009](#) ; [Boulain *et al.*, 2009a](#)).

Il est apparu que l'échantillon de précipitations mesurées à Wankama entre 2005 et 2011 est bien représentatif de la variabilité interannuelle et des caractéristiques du cycle saisonnier régionales ([Balme *et al.*, 2006](#) ; [Ramier *et al.*, 2009](#) ; [Lebel & Ali, 2009](#)). À partir de ce jeu de données, l'objectif de cette étude visait à améliorer la connaissance des processus biophysiques impliqués dans les cycles de l'eau et de l'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère. À travers une analyse croisée des données de plusieurs variables caractérisant les cycles hydrologique et de la végétation, quelques grands traits du fonctionnement éco-hydrologique de ces deux écosystèmes ont été dégagés. En particulier, les observations révèlent une évapotranspiration généralement plus importante pour la jachère que pour le mil pendant la mousson. Elles suggèrent en outre qu'une évaporation plus forte pour la jachère pourrait en être la cause prin-

principale mais que le stock d'eau dans la zone racinaire et le forçage météorologique ne sont pas les seuls facteurs clefs du contrôle de ce processus. Il apparaît en effet que le stock d'eau dans cette zone est généralement plus faible sous la jachère, dû en partie à une infiltration plus réduite. Cependant, les lacunes dans les données, les erreurs systématiques liées par exemple aux instruments de mesures ou au traitement *a posteriori* des observations, ou encore les variables non-mesurées, comme par exemple le partitionnement de l'évapotranspiration entre évaporation et transpiration, limitent l'interprétation directe des données pour répondre aux objectifs fixés.

La méthodologie employée s'est donc appuyée sur la mise en place d'un modèle de type SVAT unidimensionnel détaillant les processus physiques des deux écosystèmes étudiés. Il s'agit du modèle SiSPAT (Braud *et al.*, 1995b) de type bi-couche, séparant le fonctionnement du sol et celui de la végétation. Sa principale particularité est de tenir compte de l'hétérogénéité verticale du sol dans sa résolution couplée des échanges thermo-hydriques, lui conférant ainsi la capacité de suivre l'évolution du profil vertical d'humidités et de températures dans le sol. Cette spécificité est apparue particulièrement intéressante pour décrire les processus hydrologiques, notamment en prenant en compte explicitement une croûte de surface observée *in situ*. Forcé en entrée par les variables météorologiques semi-horaires (précipitations, vitesse du vent, rayonnements incidents...) et phénologiques journalières (LAI et hauteurs de végétation), le modèle a été étalonné sur une période de deux ans par une approche déterministe, puis validé sur cinq autres années. Les résultats ont montré un bon accord entre les variables simulées et observées sur l'ensemble de la période. En particulier, le modèle a été capable de reproduire correctement une évapotranspiration plus forte pour la jachère que pour le mil sur une grande partie de la saison des pluies, avec un stock d'eau généralement plus faible. Bien plus, les simulations réalisées semblent robustes vis-à-vis de la variabilité climatique et de l'évolution du couvert végétal. Les contraintes imposées pour la construction de cette modélisation semblent suffisantes pour assurer la fiabilité des simulations réalisées :

- utilisation d'un nombre conséquent de variables d'évaluation (~ 17), comprenant toutes les composantes du bilan d'énergie, les profils d'humidités et de températures à six profondeurs dans le sol, entre 10 cm et 250 cm,
- paramètres réalistes, contraints par des gammes de valeurs issues de la littérature et par la connaissance du terrain,
- étalonnage et validation du modèle, sur des périodes contrastées du point de vue des précipitations.

L'association du jeu de données ACN et de la modélisation a permis d'obtenir des séries continues dans le temps et l'espace (profils d'humidités, de températures et de flux verticaux sur toute la colonne de sol) de toutes les variables impliquées dans les cycles de l'eau et de l'énergie pendant une période de sept années hydrologiques complètes. Elle a permis également d'extrapoler des variables non mesurées *in situ*, telles que le ruissellement, le partitionnement de l'évapotranspiration ou le drainage à 4 m.

Les séries pluriannuelles des variables hydrologiques et énergétiques produites par la modélisation ont été analysées selon deux approches :

- La première a permis de construire une climatologie des flux de surface et des stocks d'eau et d'énergie. Les séries temporelles produites pour toutes ces variables ont été analysées statistiquement à différentes échelles temporelles : annuelle, saisonnière, cycle saisonnier, variabilité journalière. Les cycles diurnes composites mensuels moyens des flux d'énergie ont également été étudiés. Ainsi, les cycles moyens de l'eau et de l'énergie sont documentés avec l'incertitude associée à l'estimation de cette moyenne (erreur standard).

Ce mode d'analyse offre un nouvel aperçu de l'interaction entre les différents processus et des différences de fonctionnement entre les deux écosystèmes présentés qui corrobore, précise ou remet en question certaines hypothèses proposées jusqu'ici dans la littérature.

- La seconde analyse, basée sur une approche descriptive, a permis d'analyser plus finement la variabilité interannuelle des processus. Elle a également permis de vérifier que les résultats mis en avant par l'analyse statistique se confirmaient pour toutes les années.

Cette étude a montré que l'évapotranspiration représente plus de 80 % des précipitations annuelles et près de la moitié du rayonnement global pendant le pic de mousson. Ces résultats soulignent l'intérêt d'une étude simultanée des cycles de l'eau et de l'énergie fortement couplés dans la région sahélienne. Par la modélisation, il a pu être montré que les flux de vapeur sont largement dominés par l'évaporation sur une grande partie de la saison des pluies. La transpiration des plantes, dominante seulement à la fin de la saison des pluies, persiste au début de la saison sèche pour la jachère et encore plus tard pour le mil. Pour les composantes hydrologiques, des différences significatives entre les deux écosystèmes ont pu être mises en évidence. En particulier, le ruissellement apparaît toujours plus important sur le site de la jachère, du fait d'une croûte de surface plus marquée limitant l'infiltration d'eau dans le sol. Par conséquent, le stock d'eau dans le sol sous ce site est généralement plus réduit que sous la culture. Contrairement à la jachère, un flux de drainage est alors simulé et observé sous le mil. Celui-ci pourrait contribuer à la recharge de la nappe d'ici plusieurs années. En revanche, pour les composantes énergétiques, les différences entre les deux sites sont plus limitées. Elles se situent essentiellement dans la redistribution de l'énergie disponible en saison des pluies entre le flux de chaleur latente, dont le pic saisonnier est plus fort pour la jachère, et le flux de chaleur sensible, plus faible pour la jachère.

Comme tout exercice de modélisation, ce travail présente des limites inhérentes à la représentation des processus. En particulier, certains mécanismes n'ont pas été pris en compte (p. ex. effet des macropores, phénomène d'hystérèse en rétention, ponding...) pour limiter la complexité du modèle déjà très détaillé dans sa représentation du système. Néanmoins, les variables simulées apparaissent tout à fait satisfaisantes pour cette première approche pluriannuelle des processus. D'autre part, la représentation de la végétation reste sommaire et pourrait être améliorée, notamment par un couplage avec un modèle de développement de la végétation. Ceci permettrait alors de produire des *scenarii* prospectifs, en lien avec le changement global, encore plus robustes qu'avec la configuration actuelle du modèle.

D'un point de vue méthodologique, pour consolider l'interprétation des résultats obtenus, il serait nécessaire d'utiliser une approche ensembliste, propageant l'incertitude sur les forçages, les observations des variables simulées et les paramètres. La variabilité spatiale des propriétés de surface pourrait notamment y être intégrée. Ce dernier point a succinctement été abordé au chapitre 10 à travers une analyse de sensibilité des processus aux différences entre les propriétés du sol étalonnées pour les deux sites. Mais ceci n'est pas suffisant pour caractériser cette variabilité spatiale à plus grande échelle (bassin versant par exemple).

Le modèle a montré sa capacité à simuler correctement les processus pour les deux écosystèmes étudiés. Il pourrait également caractériser d'autres types de surfaces présentes sur le bassin de Wankama, comme il a été réalisé avec la modélisation d'un sol nu. La représentation des différents types de surface permettrait alors d'entamer la spatialisation du modèle à l'échelle du bassin pour établir des bilans d'eau et d'énergie à une échelle plus grande.

Bibliographie

- AKKERMANS, T., LAUWAET, D., DEMUZERE, M., VOGEL, G., NOUVELLON, Y., ARDÖ, J., CAQUET, B., DE GRANDCOURT, A., MERBOLD, L., KUTSCH, W., *et al.*, 2012. Validation and comparison of two soil-vegetation-atmosphere transfer models for tropical Africa. *Journal of Geophysical Research : Biogeosciences* **117** (G02013).
- ALI, A., LEBEL, T., AMANI, A., 2005. Rainfall Estimation in the Sahel. Part 1 : Error Function. *Journal of Applied Meteorology* **44** (11), 1691–1706.
- ALLEN, S. J., WALLACE, J. S., GASH, J. H. C., SIVAKUMAR, M. V. K., 1994. Measurements of albedo variation over natural vegetation in the Sahel. *International Journal of Climatology* **14** (6), 625–636.
- AMBOUTA, J.-M. K., VALENTIN, C., LAVERDIÈRE, M. R., 1996. Jachères et croûtes d'érosion au Sahel. *Science et changements planétaires / Sécheresse* **7** (4), 269–275.
- ARORA, V. K., 2002. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics* **40** (2), 1006.
- ARORA, V. K., BOER, G. J., 2003. A Representation of Variable Root Distribution in Dynamic Vegetation Models. *Earth Interactions* **7** (6), 1–19.
- AUBINET, M., VESALA, T., PAPALE, D., 2012. Eddy covariance : a practical guide to measurement and data analysis. Springer, Dordrecht. 438 pp.
- BAGAYOKO, F., YONKEU, S., ELBERS, J., VAN DE GIESEN, N., 2007. Energy partitioning over the West African savanna : Multi-year evaporation and surface conductance measurements in Eastern Burkina Faso. *Journal of Hydrology* **334** (3–4), 545–559.
- BAGAYOKO, F., YONKEU, S., VAN DE GIESEN, N. C., 2006. Effect of seasonal dynamics of vegetation cover on land surface models : a case study of NOAH LSM over a savanna farm land in eastern Burkina Faso, West Africa. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **3** (5), 2757–2788.
- 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. *Science et changements planétaires / Sécheresse* **16** (1), 15–22.
- BALME, M., VISCHÉL, T., LEBEL, T., PEUGEOT, C., GALLE, S., 2006. Assessing the water balance in the Sahel. Impact of small scale rainfall variability on runoff. Part 1 : Rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology* **331** (1–2), 336–348.
- BASTET, G., BRUAND, A., QUÉTIN, P., COUSIN, I., 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : une analyse bibliographique. *Étude et gestion des sols* **5**, 7–28.

- BÉGUÉ, A., ROUJEAN, J.-L., HANAN, N. P., PRINCE, S. D., THAWLEY, M., HUETE, A., TANRÉ, D., 1996. Shortwave radiation budget of Sahelian vegetation. 1. Techniques of measurement and results during HAPEX-Sahel. *Agricultural and Forest Meteorology* **79** (1–2), 79–96.
- BERG, A., 2011. Représentation des cultures tropicales dans le modèle de surface continentale ORCHIDEE : apport à l'étude des interactions climat/agriculture. Thèse de doctorat, Paris VI, France.
- BERG, A., DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N., SULTAN, B., LENGAINNE, M., GUIMBERTEAU, M., 2013. Projections of climate change impacts on potential C4 crop productivity over tropical regions. *Agricultural and Forest Meteorology* **170**, 89–102.
- BEVEN, K., BINLEY, A., 1992. The future of distributed models : Model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological Processes* **6** (3), 279–298.
- BEVEN, K. J., 1989. Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105** (1–2), 157–172.
- BOHNE, K., ZACHARIAS, S., WESSOLEK, G., 2000. Testing of three methods to predict unsaturated soil hydraulic conductivity from water retention data or from texture class. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* **163** (1), 7–12.
- BOKO, M., NIANG, I., NYONG, A., VOGEL, C., GITHEKO, A., MEDANY, M., OSMAN-ELASHA, B., TABO, R., YANDA, P., 2007. Africa. In : Climate Change 2007 : Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 433–467, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden and C. E. Hanson, Cambridge University Press Edition. Cambridge, UK.
- BOONE, A., AUGUSTO, C., GETIRANA, V., DEMARTY, J., CAPPELAERE, B., GALLE, S., GRIPPA, M., LEBEL, T., MOUGIN, E., PEUGEOT, C., VISCHÉL, T., 2009a. AMMA Land Surface Model Intercomparison Project Phase 2 (ALMIP-2). *GEWEX-WCRP* **19** (4), 9–10.
- BOONE, A., DECHARME, B., GUICHARD, F., DE ROSNAY, P., BALSAMO, G., BELJAARS, A., CHOPIN, F., ORGEVAL, T., POLCHER, J., DELIRE, C., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., GRIPPA, M., JARLAN, L., KERGOAT, L., MOUGIN, E., GUSEV, Y., NASONOVA, O., HARRIS, P., TAYLOR, C. M., NORGAARD, A., SANDHOLT, I., OTTLÉ, C., POCCARD-LECLERCQ, I., SAUX-PICART, S., XUE, Y., 2009b. The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society* **90** (12), 1865–1880.
- BOULAIN, N., 2004. Effet des facteurs climatiques et anthropiques dans l'évolution récente des écosystèmes tropicaux : modélisation spatialisée du bilan hydrique d'un petit bassin versant sahélien. Thèse de doctorat, Paris VI, France. 171 pp.
- BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., RAMIER, D., ISSOUFOU, H. B.-A., HALILOU, O., SEGHIERI, J., GUILLEMIN, F., OÏ, M., GIGNOUX, J., TIMOUK, F., 2009a. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 2. Vegetation and carbon dynamics. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 190–203.
- BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., SÉGUI, L., FAVREAU, G., GIGNOUX, J., 2009b. Water balance and vegetation change in the Sahel : A case study at the watershed scale with an eco-hydrological model. *Journal of Arid Environments* **73** (12), 1125–1135.

- BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., SÉGUI, L., GIGNOUX, J., PEUGEOT, C., 2006. Hydrologic and land use impacts on vegetation growth and NPP at the watershed scale in a semi-arid environment. *Regional Environmental Change* **6** (3), 147–156.
- BOULET, G., 1999. Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère. Thèse de doctorat, Université de Joseph Fourier, Grenoble, France. 216 pp.
- BOULET, G., BRAUD, I., VAUCLIN, M., 1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology* **193** (1–4), 114–141.
- BOULET, G., CHEHBOUNI, A., BRAUD, I., VAUCLIN, M., 1999a. Mosaic versus dual source approaches for modelling the surface energy balance of a semi-arid land. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **3** (2), 247–258.
- BOULET, G., KALMA, J., BRAUD, I., VAUCLIN, M., 1999b. An assessment of effective land surface parameterisation in regional-scale water balance studies. *Journal of Hydrology* **217** (3–4), 225–238.
- BRAUD, I., 1998. Spatial variability of surface properties and estimation of surface fluxes of a savannah. *Agricultural and forest meteorology* **89** (1), 15–44.
- BRAUD, I., 2000. SiSPAT User's Manual : SiSPAT, a numerical model of water and energy fluxes in the soil-plant-atmosphere continuum, Version 3.0. LTHE, Grenoble, France.
- BRAUD, I., BESSEMOULIN, P., MONTENY, B., SICOT, M., VANDERVAERE, J.-P., VAUCLIN, M., 1997. Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 912–945.
- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A. C., VAUCLIN, M., 1995a. A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity. *Journal of Hydrology* **165** (1–4), 283–310.
- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A. C., VAUCLIN, M., THONY, J.-L., RUELLE, P., 1995b. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* **166** (3–4), 213–250.
- BRENDER, P., 2012. Modélisation des flux de carbone, d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et des écosystèmes de steppe sahélienne avec un modèle de végétation global. Thèse de doctorat, AgroParisTech, Paris, France.
- BROMLEY, J., BROUWER, J., BARKER, A. P., GAZE, S. R., VALENTINE, C., 1997. The role of surface water redistribution in an area of patterned vegetation in a semi-arid environment, south-west Niger. *Journal of Hydrology* **198** (1–4), 1–29.
- BROOKS, R. H., COREY, A. T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology Papers, No. 3, Colorado State University, Fort Collins, CO.
- BRUNEL, J.-P., WALKER, G. R., DIGHTON, J. C., MONTENY, B., 1997. Use of stable isotopes of water to determine the origin of water used by the vegetation and to partition evapotranspiration. A case study from HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology* **188–189** (0), 466–481.
- BURDINE, N. T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Trans. AIME* **198** (1), 71–78.

- CAPPELAERE, B., 2013. Cycle de l'eau au Sahel : de l'observation à la modélisation. 112 pp.
- CAPPELAERE, B., BOULAIN, N., SÉGUI, L., FAVREAU, G., ISSOUFOU, H. B.-A., RAMIER, D., DEMARTY, J., SEGHERI, J., BOUCHER, M., VELLUET, C., IBRAHIM, M., PEUGEOT, C., MASSUEL, S., DESCROIX, L., LAURENT, J.-P., OÏ, M., J.-P. CHAZARIN, CHARVET, G., BENARROSH, N., BEN TAHAR, V., BOUBKRAOUI, S., 2013. Eau bleue, eau verte, production végétale : modélisation des changements éco-hydrologiques dans un petit bassin-versant sahélien (Sud-Ouest Niger). *Sud Sciences & Technologies (SST)* .
- CAPPELAERE, B., DESCROIX, L., LEBEL, T., BOULAIN, N., RAMIER, D., LAURENT, J.-P., FAVREAU, G., BOUBKRAOUI, S., BOUCHER, M., MOUSSA, I. B., CHAFFARD, V., HIERNAUX, P., ISSOUFOU, H. B.-A., LE BRETON, E., MAMADOU, I., NAZOU MOU, Y., OÏ, M., OTTLÉ, C., QUANTIN, G., 2009. The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of South-West Niger. Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 34–51.
- CAPPELAERE, B., VIEUX, B. E., PEUGEOT, C., MAIA, A., SÉGUI, L., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* **279** (1–4), 244–261.
- CASENAVE, A., VALENTIN, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. ORSTOM, Collection Didactiques, Paris. 230 pp.
- CASENAVE, A., VALENTIN, C., 1992. A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology* **130** (1–4), 231–249.
- CAYROL, P., KERGOAT, L., MOULIN, S., DEDIEU, G., CHEHBOUNI, A., 2000. Calibrating a Coupled SVAT–Vegetation Growth Model with Remotely Sensed Reflectance and Surface Temperature—A Case Study for the HAPEX-Sahel Grassland Sites. *Journal of Applied Meteorology* **39** (12), 2452–2472.
- CHARNEY, J. G., 1975. Dynamics of deserts and drought in the sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **101** (428), 193–202.
- CHRISTENSEN, J. H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, I., JONES, R., KOLLI, R. K., KWON, W.-T., LAPRISE, R., RUEDA, V. M., MEARN, L., MENÉNDEZ, C. G., RÄISÄNEN, J., RINKE, A., SARR, A., WHETTON, P., 2007. Regional Climate Projections. In : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 847–940, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.), Cambridge University Press Edition. Cambridge, UK and NY.
- CHRISTIAENS, K., FEYEN, J., 2001. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *Journal of Hydrology* **246** (1–4), 63–81.
- CORNELIS, W. M., RONSYN, J., VAN MEIRVENNE, M., HARTMANN, R., 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. *Soil Science Society of America Journal* **65** (3), 638–648.
- COUDERT, B., OTTLÉ, C., BOUDEVILLAIN, B., DEMARTY, J., GUILLEVIC, P., 2006. Contribution of Thermal Infrared Remote Sensing Data in Multiobjective Calibration of a Dual-Source SVAT Model. *Journal of Hydrometeorology* **7** (3), 404–420.

- COURTIN, F., GUENGANT, J.-P., 2011. Un siècle de peuplement en Afrique de l'Ouest. *Natures Sciences Sociétés* **19** (3), 256–265.
- DAVIDSON, O., HALSNÆS, K., HUQ, S., KOK, M., METZ, B., SOKONA, Y., VERHAGEN, J., 2003. The development and climate nexus : the case of sub-Saharan Africa. *Climate Policy* **3**, S97–S113.
- DE ROUW, A., RAJOT, J.-L., 2004. Nutrient availability and pearl millet production in Sahelian farming systems based on manuring or fallowing. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **104** (2), 249–262.
- DE VRIES, D. A., 1963. Thermal properties of soils. *Physics of plant environment* **1**, 57–109.
- DEARDORFF, J. W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research* **83** (C4), 1889–1903.
- DECHARME, B., OTTLÉ, C., SAUX-PICART, S., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., RAMIER, D., ZRIBI, M., 2009. A New Land Surface Hydrology within the Noah-WRF Land-Atmosphere Mesoscale Model Applied to Semiarid Environment : Evaluation over the Dantandou Kori (Niger). *Advances in Meteorology* , 1687–9309.
- DEMARTY, J., 2001. Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpillés ReSeDA. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot, Paris VII, France. 216 pp.
- DEMARTY, J., BOULAIN, N., FEURER, D., BRENDER, P., BERG, A., RAMIER, D., CAPPELAERE, B., OTTLÉ, C., SULTAN, B., BOONE, A., 2009. An overview of the most recent LSM simulations over the AMMA-Niger site. In : *3rd International AMMA Conference, 509, Ouagadougou, Burkina-Faso*.
- DEMARTY, J., OTTLÉ, C., BRAUD, I., OLIOSO, A., FRANGI, J.-P., BASTIDAS, L. A., GUPTA, H. V., 2004. Using a multiobjective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model. *Journal of Hydrology* **287** (1–4), 214–236.
- DEMARTY, J., OTTLÉ, C., BRAUD, I., OLIOSO, A., FRANGI, J.-P., GUPTA, H. V., BASTIDAS, L. A., 2005. Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resources Research* **41** (1), W01011.
- DEMARTY, J., OTTLÉ, C., FRANÇOIS, C., BRAUD, I., FRANGI, J., 2002. Effect of aerodynamic resistance modelling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes. *Agronomie* **22** (6), 641–650.
- DERIVE, G., 2003. Estimation de l'évapotranspiration en région sahélienne : synthèse des connaissances et évaluation de modélisations (SISVAT, Ritchie); application à la zone d'HAPEX-Sahel (Niger). Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble (INPG), Grenoble, France. 172 pp.
- DESCONNETS, J., TAUPIN, J., LEBEL, T., LEDUC, C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology* **188–189**, 155–178.
- DESCROIX, L., LAURENT, J.-P., VAUCLIN, M., AMOGU, O., BOUBKRAOUI, S., IBRAHIM, B., GALLE, S., CAPPELAERE, B., BOUSQUET, S., MAMADOU, I., LE BRETON, E., LEBEL, T., QUANTIN, G., RAMIER, D., BOULAIN, N., 2012. Experimental evidence of

- deep infiltration under sandy flats and gullies in the Sahel. *Journal of Hydrology* **424–425**, 1–15.
- DRUYAN, L. M., 2011. Studies of 21st-century precipitation trends over West Africa. *International Journal of Climatology* **31** (10), 1415–1424.
- ECOWAS-SWAC/OECD, 2009. Regional Atlas on West Africa. <http://www.oecd.org/regional/atlasonregionalintegrationinwestafrica.htm>.
- ESPINO, A., MALLANTS, D., VANCLOOSTER, M., FEYEN, J., 1996. Cautionary notes on the use of pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties. *Agricultural Water Management* **29** (3), 235–253.
- ESTEVES, M., LAPETITE, J.-M., 2003. A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment : a case study in Niger. *CATENA* **50** (2–4), 255–271.
- EZZAHAR, J., CHEHBOUNI, A., HOEDJES, J., RAMIER, D., BOULAIN, N., BOUBKRAOUI, S., CAPPELAERE, B., DESCROIX, L., MOUGENOT, B., TIMOUK, F., 2009. Combining scintillometer measurements and an aggregation scheme to estimate area-averaged latent heat flux during the AMMA experiment. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 217–226.
- FAO, 2001. Country Pasture/Forage Resource Profiles in Niger.
- FAVREAU, G., 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse de doctorat, Université Paris XI, Orsay, France. 348 pp.
- FAVREAU, G., CAPPELAERE, B., MASSUEL, S., LEBLANC, M., BOUCHER, M., BOULAIN, N., LEDUC, C., 2009. Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger : a review. *Water Resources Research* **45** (WA0016), 1–18.
- FAVREAU, G., LEDUC, C., MARLIN, C., DRAY, M., TAUPIN, J.-D., MASSAULT, M., LA SALLE, C. L. G., BABIC, M., 2005. Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from 3H and 14C modeling. *Ground Water* **40** (2), 144–151.
- FEDERER, C. A., 1979. A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. *Water Resources Research* **15** (3), 555–562.
- FEURER, D., CAPPELAERE, B., DEMARTY, J., OTTLÉ, C., VISHEL, T., BOULAIN, N., RAMIER, D., 2009. Water and energy budgets over the AMMA-Niger super site : A multiobjective approach to quantify surface properties used in a spatially-distributed SVAT model. In : *3rd International AMMA Conference, 389, Ouagadougou, Burkina-Faso*.
- FEURER, D., DEMARTY, J., VISHEL, T., OTTLÉ, C., SOLIGNAC, P.-A., SAUX-PICART, S., LEBEL, T., RAMIER, D., BOULAIN, N., CHARVET, G., MAINASSARA, I., CHAZARIN, J.-P., OÏ, M., QUANTIN, G., 2012. How can point rainfall data be best used to drive land surface models in the Sahel? In : *4th International AMMA Conference, 471-2, Toulouse, France*.
- FOKEN, T., 2008. The energy balance closure problem : an overview. *Ecological Applications* **18** (6), 1351–1367.
- FOKEN, T., WIMMER, F., MAUDER, M., THOMAS, C., LIEBETHAL, C., 2006. Some aspects of the energy balance closure problem. *Atmospheric Chemistry and Physics* **6** (12), 4395–4402.

- FONTAINE, B., JANICOT, S., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *Météorologie* (8), 28–53.
- FRANÇOIS, C., 2002. The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status. *Remote Sensing of Environment* **80** (1), 122–133.
- FRANKS, S., BEVEN, K., QUINN, P., WRIGHT, I., 1997. On the sensitivity of soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes : equifinality and the problem of robust calibration. *Agricultural and Forest Meteorology* **86** (1–2), 63–75.
- FRANKS, S. W., BEVEN, K. J., GASH, J. H. C., 1999. Multi-objective conditioning of a simple SVAT model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **3** (4), 477–488.
- FUENTES, C., HAVERKAMP, R., PARLANGE, J. Y., 1992. Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *Journal of hydrology* **134** (1–4), 117–142.
- GANDAH, M., BOUMA, J., BROUWER, J., HIERNAUX, P., VAN DUIVENBOODEN, N., 2003. Strategies to optimize allocation of limited nutrients to sandy soils of the Sahel : a case study from Niger, West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **94** (3), 311–319.
- GASH, J., WALLACE, J., LLOYD, C., DOLMAN, A., SIVAKUMAR, M., RENARD, C., 1991. Measurements of evaporation from fallow Sahelian savannah at the start of the dry season. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **117** (500), 749–760.
- GASH, J. H. C., KABAT, P., MONTENY, B. A., AMADOU, M., BESSEMOULIN, P., BILLING, H., BLYTH, E. M., DE BRUIN, H. A. R., ELBERS, J. A., FRIBORG, T., HARRISON, G., HOLWILL, C. J., LLOYD, C. R., LHOMME, J.-P., MONCRIEFF, J. B., PUECH, D., SOEGAARD, H., TAUPIN, J.-D., TUZET, A., VERHOEF, A., 1997. The variability of evaporation during the HAPEX-Sahel Intensive Observation Period. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 385–399.
- GAZE, S. R., SIMMONDS, L. P., BROUWER, J., BOUMA, J., 1997. Measurement of surface redistribution of rainfall and modelling its effect on water balance calculations for a millet field on sandy soil in Niger. *Journal of Hydrology* **188–189** (1-4), 267–284.
- GONZALEZ-SOSA, E., BRAUD, I., THONY, J.-L., VAUCLIN, M., BESSEMOULIN, P., CALVET, J.-C., 1999. Modelling heat and water exchanges of fallow land covered with plant-residue mulch. *Agricultural and Forest Meteorology* **97** (3), 151–169.
- GONZALEZ-SOSA, E., BRAUD, I., THONY, J.-L., VAUCLIN, M., CALVET, J.-C., 2001. Heat and water exchanges of fallow land covered with a plant-residue mulch layer : a modelling study using the three year MUREX data set. *Journal of Hydrology* **244** (3–4), 119–136.
- GONZALEZ-SOSA, E., MASTACHI-LOZA, C., MEDINA-FRUTOS, C., RAMOS-SALINAS, N. M., 2012. Modeling of Water balance in semiarid region of Mexico. In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vol. 14.
- GOUTORBE, J.-P., LEBEL, T., TINGA, A., BESSEMOULIN, P., BROUWER, J., DOLMAN, A. J., ENGMAN, E. T., GASH, J. H. C., HOEPFFNER, M., KABAT, P., KERR, Y. H., MONTENY, B., PRINCE, S., SAID, F., SELLERS, P., WALLACE, J. S., 1994. HAPEX-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae* **12** (1), 53–64.

- GOUTORBE, J.-P., NOILHAN, J., LACARRERE, P., BRAUD, I., 1997. Modelling of the atmospheric column over the Central sites during HAPEX-Sahel. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 1017–1039.
- GUENGANT, J. P., BANOIN, M., QUESNEL, A., 2003. Dynamique des populations, disponibilités en terres et adaptation des régimes fonciers : le cas du Niger. CICRED, Comité international de coopération dans les recherches nationales en démographie.
- GUICHARD, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., TIMOUK, F., BAUP, F., HIERNAUX, P., LAVENU, F., 2009. Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma : Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 161–177.
- GUICHARD, F., KERGOAT, L., TAYLOR, C. M., CAPPELAERE, B., CHONG, M., COHARD, J.-M., COUVREUX, F., DIONE, C., GOUNOU, A., LOHOU, F., LOTHON, M., 2012. Interactions between land surface and convective processes in the Sahel. *La Météorologie* (N° Spécial AMMA), 25–32.
- GUYOT, G., 1999. Climatologie de l'environnement, Dunod Edition. Paris, France.
- HACK-TEN BROEKE, M., HEGMANS, J., 1996. Use of soil physical characteristics from laboratory measurements or standard series for modelling unsaturated water flow. *Agricultural Water Management* **29** (2), 201–213.
- HANAN, N. P., PRINCE, S. D., 1997. Stomatal conductance of West-Central Supersite vegetation in HAPEX-Sahel : measurements and empirical models. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 536–562.
- HAVERKAMP, R., ZAMMIT, C., BOUBKRAOUI, F., RAJKAI, K., ARRUE, J., HECKMANN, N., 1997. GRIZZLY : Grenoble soil catalogue : Soil survey of field data and description of particle-size, soil water retention and hydraulic conductivity functions for more than 700 soils. LTHE.
- HIERNAUX, P., AYANTUNDE, A., KALILOU, A., MOUGIN, E., GÉRARD, B., BAUP, F., GRIPPA, M., DJABY, B., 2009. Trends in productivity of crops, fallow and rangelands in Southwest Niger : impact of land use, management and variable rainfall. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 65–77.
- HOOGMOED, W. B., KLAIJ, M. C., 1990. Soil management for crop production in the West African Sahel. I. Soil and climate parameters. *Soil and Tillage Research* **16** (1), 85–103.
- IBRAHIM, M., 2013. Impacts des changements d'usage du sol sur les ressources en eau souterraine au Sahel nigérien. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, France. 115 pp.
- IBRAHIM, M., FAVREAU, G., SCANLON, B., SEIDEL, J.-L., LE COZ, M., DEMARTY, J., CAPPELAERE, B., 2013, accepted. Long-term increase in direct groundwater recharge following cultivation in the Sahel, West Africa. *Hydrogeology Journal* .
- ISSOUFOU, H. B.-A., 2012. Réponse hydrique à la sécheresse et impact de la coupe chez une espèce semi-sempervirente sahélienne (guiera senegalensis J. F. Gmel). Thèse de doctorat, HydroSciences Montpellier, France.
- ISSOUFOU, H. B.-A., DELZON, S., LAURENT, J.-P., SAÂDOU, M., MAHAMANE, A., CAPPELAERE, B., DEMARTY, J., OÏ, M., RAMBAL, S., SEGHERI, J., 2013. Change in water loss regulation after canopy clearcut of a dominant shrub in Sahelian agrosystems, Guiera senegalensis J. F. Gmel. *Trees* **27** (4), 1011–1022.

- JACKSON, R. B., JOBBÁGY, E. G., NOSETTO, M. D., 2009. Ecohydrology in a human-dominated landscape. *Ecohydrology* **2** (3), 383–389.
- JANICOT, S., REDELSPERGER, J.-L., LEBEL, T., 2012. La mousson ouest-africaine : introduction à quelques contributions du programme d'étude multidisciplinaire AMMA. *La Météorologie* (N° Spécial AMMA), 2–8.
- Ji, X., KANG, E., ZHAO, W., ZHANG, Z., JIN, B., 2009. Simulation of heat and water transfer in a surface irrigated, cropped sandy soil. *Agricultural Water Management* **96** (6), 1010–1020.
- KAHAN, D. S., XUE, Y., ALLEN, S. J., 2006. The impact of vegetation and soil parameters in simulations of surface energy and water balance in the semi-arid sahel : A case study using SEBEX and HAPEX-Sahel data. *Journal of Hydrology* **320** (1–2), 238–259.
- KARBOU, F., BEUCHER, F., BOCK, O., LAFORE, J.-P., ZILORÉ, M., NGAMINI, J.-B., NURET, M., RABIER, F., REDELSPERGER, J.-L., 2012. What we learned about numerical weather prediction with AMMA? *La Météorologie* (N° Spécial AMMA), 49–54.
- KERN, J. S., 1995. Evaluation of soil-water retention models based on basic soil physical-properties. *Soil Science Society of America Journal* **59** (4), 1134–1141.
- KLAIJ, M., VACHAUD, G., 1992. Seasonal water balance of a sandy soil in Niger cropped with pearl millet, based on profile moisture measurements. *Agricultural Water Management* **21** (4), 313–330.
- KOSTER, R. D., DIRMEYER, P. A., GUO, Z., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C. T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C.-H., MALYSHEV, S., MCAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K., PITMAN, A., SUD, Y. C., TAYLOR, C. M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y., YAMADA, T., 2004. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science* **305** (5687), 1138–1140.
- KRISHNAN, P., MEYERS, T. P., SCOTT, R. L., KENNEDY, L., HEUER, M., 2012. Energy exchange and evapotranspiration over two temperate semi-arid grasslands in North America. *Agricultural and Forest Meteorology* **153**, 31–44.
- KURC, S. A., 2004. Dynamics of evapotranspiration in semiarid grassland and shrubland ecosystems during the summer monsoon season, central New Mexico. *Water Resources Research* **40** (9).
- LACAZE, R., ROUJEAN, J.-L., GOUTORBE, J.-P., 1999. Spatial distribution of Sahelian land surface properties from airborne POLDER multiangular observations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **104** (D10), 12131–12146.
- LAFORE, J.-P., ASENSIO, N., BOUNIOL, D., COUVREUX, F., FLAMANT, C., GUICHARD, F., HALL, N., JANICOT, S., KOCHA, C., LAVAYSSE, C., LEROUX, S., POAN, E., PEYRILLÉ, P., ROCA, R., ROEHRIG, R., ROUX, F., SAÏD, F., 2012. Progress on understanding of the West African Monsoon system. *La Météorologie* (N° Spécial AMMA), 11–16.
- LAUENROTH, W. K., BRADFORD, J. B., 2006. Ecohydrology and the Partitioning AET Between Transpiration and Evaporation in a Semiarid Steppe. *Ecosystems* **9** (5), 756–767.
- LAURENT, J.-P., GUERRE-CHALEY, C., 1995. Influence de la teneur en eau et de la température sur la conductivité thermique du béton cellulaire autoclavé. *Materials and Structures* **28** (8), 464–472.

- LE BARBÉ, L., LEBEL, T., TAPSOBA, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950–1990. *Journal of Climate* **15** (2), 187–202.
- LEBEL, T., ALI, A., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 52–64.
- LEBEL, T., CAPPELAERE, B., GALLE, S., HANAN, N., KERGOAT, L., LEVIS, S., VIEUX, B., DESCROIX, L., GOSSET, M., MOUGIN, E., PEUGEOT, C., SÉGUI, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : An overview. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 3–13.
- LEBEL, T., TAUPIN, J., D'AMATO, N., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. general rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology* **188–189**, 74–96.
- LEBLANC, M. J., FAVREAU, G., MASSUEL, S., TWEED, S. O., LOIREAU, M., CAPPELAERE, B., 2008. Land clearance and hydrological change in the Sahel : SW Niger. *Global and Planetary Change* **61** (3–4), 135–150.
- LEDUC, C., FAVREAU, G., SCHROETER, P., 2001. Long-term rise in a Sahelian water-table : the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology* **243** (1–2), 43–54.
- LEONARD, J., 2000. Interaction entre le ruissellement et les macropores créés par les termites dans le cas d'un sol encroûté au Sahel : étude expérimentale et modélisation. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- LÉONARD, J., PERRIER, E., RAJOT, J., 2004. Biological macropores effect on runoff and infiltration : a. combined experimental and modelling approach. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **104** (2), 277–285.
- LÉONARD, J., RAJOT, J., 2001. Influence of termites on runoff and infiltration : quantification and analysis. *Geoderma* **104** (1–2), 17–40.
- LLOYD, C., BESSEMOULIN, P., CROPLEY, F., CULF, A., DOLMAN, A., ELBERS, J., HEUSINKVELD, B., MONCRIEFF, J., MONTENY, B., VERHOEF, A., 1997. A comparison of surface fluxes at the HAPEX-Sahel fallow bush sites. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 400–425.
- LOHOU, F., KERGOAT, L., GUICHARD, F., BOONE, A., CAPPELAERE, B., COHARD, J.-M., DEMARTY, J., GALLE, S., GRIPPA, M., PEUGEOT, C., RAMIER, D., TAYLOR, C. M., TIMOUK, F., 2013. Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* **13** (7), 18581–18620.
- MANYAME, C., MORGAN, C. L., HEILMAN, J. L., FATONDI, D., GERARD, B., PAYNE, W. A., 2007. Modeling hydraulic properties of sandy soils of Niger using pedotransfer functions. *Geoderma* **141** (3–4), 407–415.
- MASSUEL, S., 2005. Évolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du Kori de Dantiandou sur la période 1992–2003. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, France. 220 pp.
- MASSUEL, S., CAPPELAERE, B., FAVREAU, G., LEDUC, C., LEBEL, T., VISCHÉL, T., 2011. Integrated surface water–groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrological Sciences Journal* **56** (7), 1242–1264.

- MASTACHI-LOZA, C., 2010. Adaptación de un modelo de balance hídrico à un ambiente semiárido (Adaptation d'un modèle de bilan hydrique à un environnement semi-aride). Thèse de doctorat, Université de Quérétaro, Mexique. 256 pp.
- MAUDER, M., FOKEN, T., 2004. Documentation and instruction manual of the eddy covariance software package TK2. Vol. 26. Bayreuth - Abt Mikrometeorologie.
- MEIGH, J., FOLWELL, S., SULLIVAN, C., 2005. Linking water resources and global change in West Africa : options for assessment. No. 295. International Association of Hydrological Sciences (IAHS).
- MERBOLD, L., ARDÖ, J., ARNETH, A., SCHOLES, R. J., NOUVELLON, Y., DE GRANDCOURT, A., ARCHIBALD, S., BONNEFOND, J.-M., BOULAIN, N., BRUEGGEMANN, N., BRUEMMER, C., CAPPELAERE, B., CESCHIA, E., EL-KHIDIR, H. A. M., EL-TAHIR, B. A., FALK, U., LLOYD, J. R., KERGOAT, L., LE DANTEC, V., MOUGIN, E., MUCHINDA, M., MUKELABAI, M. M., RAMIER, D., ROUPSARD, O., TIMOUK, F., VEENENDAAL, E. M., KUTSCH, W. L., 2009. Precipitation as driver of carbon fluxes in 11 African ecosystems. *Biogeosciences* **6** (6), 1027–1041.
- MESSAGER, C., 2005. Couplage des composantes continentale et atmospherique du cycle de l'eau aux échelles régionale et climatique - Application à la mousson ouest-africaine. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier, Grenoble I, France.
- MESSAGER, C., GALLÉE, H., BRASSEUR, O., CAPPELAERE, B., PEUGEOT, C., SÉGUI, L., VAUCLIN, M., RAMEL, R., GRASSEAU, G., LÉGER, L., GIROU, D., 2006. Influence of observed and RCM-simulated precipitation on the water discharge over the Sirba basin, Burkina Faso/Niger. *Climate Dynamics* **27** (2-3), 199–214.
- MILLER, R. L., SLINGO, A., BARNARD, J. C., KASSIANOV, E., 2009. Seasonal contrast in the surface energy balance of the Sahel. *Journal of Geophysical Research* **114** (D13), D00E05.
- MILLY, P. C. D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media : A matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resources Research* **18** (3), 489–498.
- MINASNY, B., MCBRATNEY, A. B., 2002. Uncertainty analysis for pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science* **53** (3), 417–429.
- MONTEITH, J.-L., UNSWORTH, M. H., 1990. Principles of environmental physics. London, UK. 286 pp.
- MORET, D., BRAUD, I., ARRÚE, J., 2007. Water balance simulation of a dryland soil during fallow under conventional and conservation tillage in semiarid Aragon, Northeast Spain. *Soil and Tillage Research* **92** (1–2), 251–263.
- MUALEM, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12** (3), 513–522.
- MUMEN, M., 2006. Caractérisation du fonctionnement hydrique des sols à l'aide d'un modèle mécaniste de transferts d'eau et de chaleur mis en œuvre en fonction des informations disponibles sur le sol. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, France.
- NEWMAN, B. D., WILCOX, B. P., ARCHER, S. R., BRESHEARS, D. D., DAHM, C. N., DUFFY, C. J., MCDOWELL, N. G., PHILLIPS, F. M., SCANLON, B. R., VIVONI, E. R., 2006. Ecohydrology of water-limited environments : A scientific vision. *Water Resources Research* **42** (6), W06302.

- NICHOLSON, S. E., GRIST, J. P., 2001. A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *International Journal of Climatology* **21** (14), 1733–1757.
- NOILHAN, J., MAHFOUF, J.-F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* **13** (1–4), 145–159.
- NOILHAN, J., PLANTON, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review* **117** (3), 536–549.
- OLIOSO, A., 1992. Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de reflectance et de température de surface. Thèse de doctorat, Université Montpellier II, France. 254 pp.
- OLIOSO, A., BRAUD, I., CHANZY, A., COURAULT, D., DEMARTY, J., KERGOAT, L., LEWAN, E., OTTLE, C., PREVOT, L., ZHAO, W. G. G., CALVET, J.-C., CAYROL, P., JONGSCHAAP, R., MOULIN, S., NOILHAN, J., WIGNERON, J.-P., 2002. SVAT modeling over the alpillles-ReSeDA experiment : comparing SVAT models over wheat fields. *Agronomie* **22** (6), 651–668.
- OVERGAARD, J., ROSBJERG, D., BUTTS, M. B., 2006. Land-surface modelling in hydrological perspective : a review. *Biogeosciences* **3** (2), 229–241.
- PELLARIN, T., LAURENT, J., CAPPELAERE, B., DECHARME, B., DESCROIX, L., RAMIER, D., 2009. Hydrological modelling and associated microwave emission of a semi-arid region in South-western Niger. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 262–272.
- PEUGEOT, C., CAPPELAERE, B., VIEUX, B., SÉGUI, L., MAIA, A., 2003. Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* **279**, 224–243.
- PEUGEOT, C., ESTEVES, M., GALLE, S., RAJOT, J.-L., VANDERVAERE, J., 1997. Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology* **188-189** (1–4), 179–202.
- PEUGEOT, C., GUICHARD, F., BOCK, O., BOUNIOL, D., CHONG, M., BOONE, A., CAPPELAERE, B., GOSSET, M., BESSON, L., LEMAÎTRE, Y., SÉGUI, L., ZANNOU, A., GALLE, S., REDELSPERGER, J.-L., 2011. Mesoscale water cycle within the West African Monsoon. *Atmospheric Science Letters* **12** (1), 45–50.
- PFEFFER, J., CHAMPOLLION, C., FAVREAU, G., CAPPELAERE, B., HINDERER, J., BOUCHER, M., NAZOU MOU, Y., OÏ, M., MOUYEN, M., HENRI, C., LE MOIGNE, N., DE ROUSSE, S., DEMARTY, J., BOULAIN, N., BENARROSH, N., ROBERT, O., 2013. Evaluating surface and subsurface water storage variations at small time and space scales from relative gravity measurements in semi-arid Niger. *Water Resources Research* **49** (6), 3276–3291.
- POLCHER, J., 1995. Sensitivity of tropical convection to land surface processes. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52** (17), 3143–3161.
- PORPORATO, A., RODRIGUEZ-ITURBE, I., 2002. Ecohydrology-a challenging multidisciplinary research perspective / Ecohydrologie : une perspective stimulante de recherche multidisciplinaire. *Hydrological Sciences Journal* **47** (5), 811–821.
- PUCKETT, W. E., DANE, J. H., HAJEK, B. F., 1985. Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Science Society of America Journal* **49** (4), 831–836.

- RAJOT, J.-L., FORMENTI, P., ALFARO, S., DESBOEUF, K., CHEVAILLIER, S., CHATENET, B., GAUDICHET, A., JOURNET, E., MARTICORENA, B., TRIQUET, S., MAMAN, A., MOUGET, N., ZAKOU, A., 2008. AMMA dust experiment : An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP0) at the Banizoumbou (Niger) supersite. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **113** (D23).
- RAMIER, D., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., TIMOUK, F., RABANIT, M., LLOYD, C. R., BOUBKRAOUI, S., MÉTAYER, F., DESCROIX, L., WAWRZYNIAK, V., 2009. Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel. 1. Energy and water. *Journal of Hydrology* **375** (1-2), 204-216.
- RAMIER, D., CHARVET, G., MAINASSARA, I., CHAZARIN, J.-P., CAPPELAERE, B., ARPIN-PONT, F., 2013. Mesures de flux de surface au SW Niger - Dispositif, maintenance et traitements des données. HSM - AMMA.
- RAWLS, W. J., BRAKENSIEK, D. L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In : *Watershed Management in the Eighties, 293-299. Proc. Symp. ASCE. Denver : CO*. Vol. 30.
- RAZ-YASEEF, N., YAKIR, D., SCHILLER, G., COHEN, S., 2012. Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns. *Agricultural and Forest Meteorology* **157**, 77-85.
- RICHARDS, L. A., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums : Physics. *Physics* **1** (5), 318-333.
- ROCKSTRÖM, J., DE ROUW, A., 1997. Water, nutrients and slope position in on-farm pearl millet cultivation in the Sahel. *Plant and Soil* **195** (2), 311-327.
- ROCKSTRÖM, J., JANSSON, P.-E., BARRON, J., 1998. Seasonal rainfall partitioning under runoff and runoff conditions on sandy soil in Niger. On-farm measurements and water balance modelling. *Journal of Hydrology* **210** (1-4), 68-92.
- ROCKSTRÖM, J., VALENTIN, C., 1997. Hillslope dynamics of on-farm generation of surface water flows : The case of rain-fed cultivation of pearl millet on sandy soil in the Sahel. *Agricultural Water Management* **33** (2-3), 183-210.
- ROSS, P. J., WILLIAMS, J., BRISTOW, K. L., 1991. Equation for Extending Water-Retention Curves to Dryness. *Soil Science Society of America Journal* **55** (4), 923-927.
- ROUDIER, P., SULTAN, B., QUIRION, P., BERG, A., 2011. The impact of future climate change on West African crop yields : What does the recent literature say? *Global Environmental Change* **21** (3), 1073-1083.
- ROUJEAN, J.-L., TANRÉ, D., BRÉON, F.-M., DEUZÉ, J.-L., 1997. Retrieval of land surface parameters from airborne POLDER bidirectional reflectance distribution function during HAPEX-Sahel. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **102** (D10), 11201-11218.
- SAMAIN, O., KERGOAT, L., HIERNAUX, P., GUICHARD, F., MOUGIN, E., TIMOUK, F., LAVENU, F., 2008. Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple time-scales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **113** (D14).
- SAUX-PICART, S., 2007. Etude couplée modélisation/téledétection pour le suivi des états et bilans hydriques de surface en zone sahélienne. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.

- SAUX-PICART, S., OTTLÉ, C., DECHARME, B., ANDRÉ, C., ZRIBI, M., PERRIER, A., COUDERT, B., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., DESCROIX, L., RAMIER, D., 2009a. Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 287–295.
- SAUX-PICART, S., OTTLÉ, C., PERRIER, A., DECHARME, B., COUDERT, B., ZRIBI, M., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., RAMIER, D., 2009b. SEtHyS_Savannah : A multiple source land surface model applied to Sahelian landscapes. *Agricultural and Forest Meteorology* **149** (9), 1421–1432.
- SCHLENKER, W., LOBELL, D. B., 2010. Robust negative impacts of climate change on African agriculture. *Environmental Research Letters* **5** (1), 014010.
- SCHÜTTEMEYER, D., MOENE, A. F., HOLTSLAG, A. A. M., DE BRUIN, H. A. R., VAN DE GIESEN, N., 2006. Surface fluxes and characteristics of drying semi-arid terrain in West Africa. *Boundary-Layer Meteorology* **118** (3), 583–612.
- SÉGUI, L., CAPPELAERE, B., MILESI, G., PEUGEOT, C., MASSUEL, S., FAVREAU, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes* **18** (17), 3401–3413.
- SHUTTLEWORTH, W. J., WALLACE, J. S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **111** (469), 839–855.
- SIEBERT, S., BURKE, J., FAURES, J. M., FRENKEN, K., HOOGEVEEN, J., DÖLL, P., PORTMANN, F. T., 2010. Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **7** (3), 3977–4021.
- SIMŮNEK, J., ANGULO-JARAMILLO, R., SCHAAP, M. G., VANDERVAERE, J.-P., VAN GENUCHTEN, M. T., 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma* **86** (1–2), 61–81.
- SIMŮNEK, J., VAN GENUCHTEN, M. T., SEJNA, M., 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media, version 3.0, HYDRUS software series 1. Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, Riverside Edition.
- SJÖSTRÖM, M., ARDÖ, J., ARNETH, A., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., EKLUNDH, L., DE GRANDCOURT, A., KUTSCH, W., MERBOLD, L., NOUVELLON, Y., SCHOLLES, R., SCHUBERT, P., SEAQUIST, J., VEENENDAAL, E., 2011. Exploring the potential of MODIS EVI for modeling gross primary production across African ecosystems. *Remote Sensing of Environment* **115** (4), 1081–1089.
- SLINGO, A., WHITE, H. E., BHARMAL, N. A., ROBINSON, G. J., 2009. Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger : 2. Radiative fluxes and divergences. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **114** (D13).
- SOBIERAJ, J. A., ELSENBEEER, H., VERTESSY, R. A., 2001. Pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity : implications for modeling storm flow generation. *Journal of Hydrology* **251** (3–4), 202–220.
- SOEGAARD, H., BOEGH, E., 1995. Estimation of evapotranspiration from a millet crop in the Sahel combining sap flow, leaf area index and eddy correlation technique. *Journal of Hydrology* **166** (3–4), 265–282.

- SOLIGNAC, P.-A., DEMARTY, J., CAPPELAERE, B., FEURER, D., OTTLÉ, C., VISHEL, T., SAUX-PICART, S., BOULAIN, N., ISSOUFOU, H. B.-A., RAMIER, D., CHARVET, G., MAINASSARA, I., BENARROSH, N., 2012. Forcing a land surface model with satellite-derived biophysical products in the Sahel : Impacts of various sources on the simulated energy and water cycles. In : *4th International AMMA Conference, 518-9, Toulouse, France.*
- SONNEVELD, M. P. W., BACKX, M., BOUMA, J., 2003. Simulation of soil water regimes including pedotransfer functions and land-use related preferential flow. *Geoderma* **112** (1-2), 97–110.
- STARKS, P. J., HEATHMAN, G. C., AHUJA, L. R., MA, L. W., 2003. Use of limited soil property data and modeling to estimate root zone soil water content. *Journal of Hydrology* **272** (1-4), 131–147.
- STENITZER, E., DIESTEL, H., ZENKER, T., SCHWARTENGRÄBER, R., 2007. Assessment of Capillary Rise from Shallow Groundwater by the Simulation Model SIMWASER Using Either Estimated Pedotransfer Functions or Measured Hydraulic Parameters. *Water Resources Management* **21** (9), 1567–1584.
- SULTAN, B., ALHASSANE, A., BARBIER, B., BARON, C., BELLA-MEDJO TSOGO, M., BERG, A., DINGKUNH, M., FORTILUS, J., KOURESSY, M., LEBLOIS, A., MARTEAU, R., MULLER, B., OETTLI, P., QUIRION, P., ROUDIER, P., TRAORÉ, S. B., VAKSMANN, M., 2012. Vulnerability and adaptation of agriculture to climate variability and change in the Sahel : results from the AMMA program. *La Météorologie* (N° Spécial AMMA), 64–72.
- SULTAN, B., ROUDIER, P., QUIRION, P., ALHASSANE, A., MULLER, B., DINGKUNH, M., CIAIS, P., GUIMBERTEAU, M., TRAORE, S., BARON, C., 2013. Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in the Sudanian and Sahelian savannas of West Africa. *Environmental Research Letters* **8** (1), 014040.
- TACONET, O., CARLSON, T., BERNARD, R., VIDAL-MADJAR, D., 1986. Evaluation of a Surface/Vegetation Parameterization Using Satellite Measurements of Surface Temperature. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **25** (11), 1752–1767.
- TAYLOR, C. M., DE JEU, R. A. M., GUICHARD, F., HARRIS, P. P., DORIGO, W. A., 2012. Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature* **489** (7416), 423–426.
- TAYLOR, C. M., GOUNOU, A., GUICHARD, F., HARRIS, P. P., ELLIS, R. J., COUVREUX, F., DE KAUWE, M., 2011a. Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience* **4** (7), 430–433.
- TAYLOR, C. M., PARKER, D. J., KALTHOFF, N., GAERTNER, M. A., PHILIPPON, N., BASTIN, S., HARRIS, P. P., BOONE, A., GUICHARD, F., AGUSTI-PANAREDA, A., BALDI, M., CERLINI, P., DESCROIX, L., DOUVILLE, H., FLAMANT, C., GRANDPEIX, J.-Y., POLCHER, J., 2011b. New perspectives on land-atmosphere feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis. *Atmospheric Science Letters* **12** (1), 38–44.
- THOM, A. S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. *Vegetation and the Atmosphere* **1**, 57–109.
- TIETJE, O., HENNINGS, V., 1996. Accuracy of the saturated hydraulic conductivity prediction by pedo-transfer functions compared to the variability within FAO textural classes. *Geoderma* **69** (1-2), 71–84.

- TIETJE, O., TAPKENHINRICHS, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal* **57** (4), 1088.
- TIMOUK, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., LLOYD, C., CESCHIA, E., COHARD, J.-M., DE ROSNAY, P., HIERNAUX, P., DEMAREZ, V., TAYLOR, C., 2009. Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology* **375** (1–2), 178–189.
- TOROU, B. M., FAVREAU, G., BARBIER, B., PAVELIC, P., ILLOU, M., SIDIBÉ, F., 2013. Constraints and opportunities for groundwater irrigation arising from hydrologic shifts in the Iullemeden Basin, south-western Niger. *Water International* **38** (4), 465–479.
- TURNER, M., 2000. Drought, Domestic Budgeting and Wealth Distribution in Sahelian Households. *Development and Change* **31** (5), 1009–1035.
- TURNER, M. D., HIERNAUX, P., SCHLECHT, E., 2005. The Distribution of Grazing Pressure in Relation to Vegetation Resources in Semi-arid West Africa : The Role of Herding. *Ecosystems* **8** (6), 668–681.
- TUZET, A., CASTELL, J.-F., PERRIER, A., ZURFLUH, O., 1997. Flux heterogeneity and evapotranspiration partitioning in a sparse canopy : the fallow savanna. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 482–493.
- VALENTIN, C., RAJOT, J.-L., MITJA, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **104** (2), 287–302.
- VAN DE GRIEND, A. A., O'NEILL, P. E., 1986. Discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing. In : *ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86) on Remote Sensing : Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs*. Vol. 2.
- VAN GENUCHTEN, M. T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44** (5), 892–898.
- VAN VLIET, N., REENBERG, A., VANG RASMUSSEN, L., 2013. Scientific documentation of crop land changes in the Sahel : A half empty box of knowledge to support policy? *Journal of Arid Environments* **95**, 1–13.
- VANDERVAERE, J.-P., PEUGEOT, C., VAUCLIN, M., ANGULO-JARAMILLO, R., LEBEL, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* **188–189** (1–4), 203–223.
- VAUCLIN, M., KHANJI, D., VACHAUD, G., 1979. Experimental and numerical study of a transient, two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Resources Research* **15** (5), 1089–1101.
- VELLUET, C., DEMARTY, J., CAPPELAERE, B., BRAUD, I., ISSOUFOU, H., BOULAIN, N., RAMIER, D., MAINASSARA, I., CHARVET, G., BOUCHER, M., CHAZARIN, J.-P., OÏ, M., YAHOU, H., MAIDAJI, B., ARPIN-PONT, F., BENARROSH, N., MAHAMANE, A., NAZOU MOU, Y., FAVREAU, G., SEGHERI, J., 2014. Building a field- and model-based climatology of local water and energy cycles in the cultivated Sahel – Annual budgets and seasonality. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **11** (5), 4753–4808.

- VEREECKEN, H., DIELS, J., VAN ORSHOVEN, J., FEYEN, J., BOUMA, J., 1992. Functional Evaluation of Pedotransfer Functions for the Estimation of Soil Hydraulic Properties. *Soil Science Society of America Journal* **56** (5), 1371.
- VEREECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J., DARIUS, P., 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content. *Soil Science* **148** (6), 389.
- VERHOEF, A., ALLEN, S. J., LLOYD, C. R., 1999. Seasonal variation of surface energy balance over two Sahelian surfaces. *International Journal of Climatology* **19** (11), 1267–1277.
- WAGNER, B., TARNAWSKI, V. R., HENNINGS, V., MULLER, U., WESSOLEK, G., PLAGGE, R., 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* **102** (3-4), 275–297.
- WALLACE, J., HOLWILL, C., 1997. Soil evaporation from tiger-bush in south-west Niger. *Journal of Hydrology* **188–189** (1-4), 426–442.
- WALLACE, J., WRIGHT, I., STEWART, J., HOLWILL, C., 1991. The Sahelian Energy Balance Experiment (SEBEX) : Ground based measurements and their potential for spatial extrapolation using satellite data. *Advances in Space Research* **11** (3), 131–141.
- WALLACE, J. S., GASH, J. H. C., ICRISAT, M. V. K. S., 1990. Preliminary measurements of net radiation and evaporation over bare soil and fallow bushland in the Sahel. *International Journal of Climatology* **10** (2), 203–210.
- WILLIAMS, D., CABLE, W., HULTINE, K., HOEDJES, J., YEPEZ, E., SIMONNEAUX, V., ER-RAKI, S., BOULET, G., DE BRUIN, H., CHEHBOUNI, A., HARTOGENSIS, O., TIMOUK, F., 2004. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agricultural and Forest Meteorology* **125** (3–4), 241–258.
- WILLIAMS, R. D., AHUJA, L. R., NANEY, J. W., 1992. Comparison of methods to estimate soil-water characteristics from soil texture, bulk-density, and limited data. *Soil Science* **153** (3), 172–184.
- WILSON, K., GOLDSTEIN, A., FALGE, E., AUBINET, M., BALDOCCHI, D., BERBIGIER, P., BERNHOFER, C., CEULEMANS, R., DOLMAN, H., FIELD, C., GRELLE, A., IBROM, A., LAW, B., KOWALSKI, A., MEYERS, T., MONCRIEFF, J., MONSON, R., OECHEL, W., TENHUNEN, J., VALENTINI, R., VERMA, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agricultural and Forest Meteorology* **113** (1-4), 223–243.
- WOLTERS, D., VAN HEERWAARDEN, C. C., VILÀ-GUERAU DE ARELLANO, J., CAPPELAERE, B., RAMIER, D., 2010. Effects of soil moisture gradients on the path and the intensity of a West African squall line. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **136** (653), 2162–2175.
- WÖSTEN, J. H. M., FINKE, P. A., JANSEN, M. J. W., 1995. Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma* **66** (3-4), 227–237.
- WÖSTEN, J. H. M., PACHEPSKY, Y. A., RAWLS, W. J., 2001. Pedotransfer functions : bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* **251** (3–4), 123–150.

- XUE, Y., SHUKLA, J., 1993. The Influence of Land Surface Properties on Sahel Climate. Part 1 : Desertification. *Journal of Climate* **6** (12), 2232–2245.
- ZAMMIT, C., 1999. Analyse et évaluation des paramètres des caractéristiques hydrodynamiques des sols. Prédiction par un modèle analytique à base physique à partir de données texturales. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France. 200 pp.
- ZENG, N., NEELIN, J. D., LAU, K.-M., TUCKER, C. J., 1999. Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction. *Science* **286** (5444), 1537–1540.

Table des figures

1.1	Carte de localisation de la bande sahélienne en Afrique de l’Ouest.	8
1.2	Localisation des différents types de climat et de végétation en Afrique de l’Ouest (gradient éco-climatique latitudinal) et des différents sites AMMA-CATCH (adaptée de Massuel, 2005).	9
1.3	Photo du bassin de Wankama (Sud-Ouest Niger ; source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).	12
1.4	Photographies illustrant chacun des principaux couverts végétaux présents sur le site ACN, prises sous deux angles de vue différents : vue aérienne (source : J.-L. Rajot) et vue frontale (source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).	14
1.5	Courbes d’évolution entre 1950 et 2010 (a) des précipitations, (b) de l’évapotranspiration, (c) du ruissellement et de la densité de drainage, (d) de l’augmentation du niveau de la nappe, par rapport à son état en 1960, (e) de la répartition des principaux types de couvert végétaux. (D’après Leduc <i>et al.</i> , 2001 ; Leblanc <i>et al.</i> , 2008 ; Cappelaere <i>et al.</i> , 2009 ; Boulain <i>et al.</i> , 2009b).	16
1.6	Carte de présentation des différentes entités d’observation du site ACN (adaptée de Cappelaere <i>et al.</i> , 2009).	18
1.7	Présentation du bassin de Wankama et localisation des deux sites d’étude : (a) Carte d’occupation du sol du bassin (adaptée de Boulain <i>et al.</i> , 2009a), (b) Toposéquence du bassin (adaptée de Ramier <i>et al.</i> , 2009) et (c) Photographies (source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM) illustrant les couverts végétaux du champ de mil et de la parcelle en jachère en saison sèche (haut) et saison des pluies (bas).	20
1.8	Représentation schématique des variables mesurées pour chacune des parcelles expérimentales.	21
2.1	Représentation énergétique schématique du système Sol-Végétation-Atmosphère.	24
2.2	Schématisme analogique du processus de transpiration sous l’hypothèse d’un flux de transpiration conservatif (d’après Guyot, 1999).	26
2.3	Schématisme du bilan d’eau à l’interface sol-végétation-atmosphère.	27
2.4	Composantes des bilans radiatif (en haut) et d’énergie (en bas) à l’interface sol-végétation-atmosphère.	29

2.5	Représentations schématiques de la courbe de rétention d'eau selon le modèle de van Genuchten (1980) (gauche) et la courbe de conductivité hydraulique selon le modèle de Brooks & Corey (1964) (droite).	33
3.1	Cycle saisonnier moyen des précipitations sur le site ACN (1°x1°) et du Sahel Central (5°x5°); moyennes glissantes sur 11 jours (période 1990-2007, Lebel & Ali 2009)	40
3.2	Flux solaire incident au sommet de l'atmosphère de courtes longueurs d'onde ($RV_{solaire}$), bilan radiatif à la surface (R_N) et redistribution entre les flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) sur la jachère et le mil (Wankama, adaptée de Ramier <i>et al.</i> , 2009). Les différences entre R_N et $H + LE$ s'expliquent par le flux de chaleur dans le sol (G) et les erreurs de fermeture du bilan d'énergie. 44	44
4.1	Schématisme de la démarche méthodologique employée.	53
5.1	Présentation détaillée du dispositif expérimental et des variables mesurées (source des photos : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).	59
5.2	Granulométrie et densité apparente sèche mesurées sur les deux sites (mil et jachère). Le type de sol (tous horizons et sites confondus) selon la classification USDA est déduit de la granulométrie mesurée.	61
5.3	Chroniques journalières (2005-2011, une couleur par année) sur une année hydrologique (mai à avril) : (a) indice foliaire (LAI) et (b) hauteur moyenne de végétation (h_v). La hauteur de végétation étant supposée constante pour toutes les années sur la jachère, celle-ci est représentée en gris.	62
5.4	Précipitations cumulées par année hydrologique sur la période 2005-2011 et valeurs annuelles (sur le mil (M) et la jachère (J) pour les années avec deux pluviomètres différents).	63
5.5	Cumuls annuels des précipitations, nombre d'épisodes et dates de démarrage et de fin de la saison des pluies (2005-2011).	64
5.6	Cycle saisonnier moyen des précipitations (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) sur le site du mil (Wankama, 2005-2011) et du Sahel Central (5°x5°, moyennes dans une fenêtre glissante de 11 jours, 1990-2007, Lebel & Ali, 2009). 64	64
5.7	Cycles saisonniers des précipitations (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) pour toutes les années 2005 à 2011, comparés au cycle saisonnier moyen (Wankama, 2005-2011).	65
5.8	Scatterogrammes des rayonnements incidents journaliers mesurés sur la période 2005-2011 sur la jachère versus le mil.	66
5.9	Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours - 2005-2011) des forçages météorologiques : (a) rayonnement global (RV_{\downarrow}), (b) rayonnement atmosphérique (IR_{\downarrow}), (c) vitesse du vent (U_a), (d) humidité spécifique de l'air (q_a) et (e) température de l'air (T_{air}).	67

5.10	Chroniques journalières (2005-2011) des rayonnements (a) de courtes longueurs d'onde incident (RV_{\downarrow}) et (b) de grandes longueurs d'onde incident (IR_{\downarrow}). Les points représentent les moyennes journalières et les traits gris la moyenne glissante sur 10 jours.	68
5.11	Chroniques journalières (2005-2011) des variables aérodynamiques : (a) humidité spécifique de l'air (q_a), (b) température de l'air (T_{air}) et (c) vitesse du vent (U_a). Les points représentent les moyennes journalières et les traits gris la moyenne glissante sur 10 jours.	69
5.12	Scatterogrammes de l'énergie disponible ($R_N - G$) en fonction de l'énergie utilisée par les flux turbulents ($H + LE$) sur les sites du mil (gauche) et de la jachère (droite) aux pas de temps semi-horaire (haut) puis journalier (en bas).	70
5.13	Chroniques 2005-2011 (a) des précipitations, (b) de l'indice foliaire (LAI), (c) du stock d'eau (S) dans la zone racinaire principale (0-150 cm), (d) de l'évapotranspiration journalière mesurée (ET) et (e) de référence (ET_0), au pas journalier (points) ou décadaire (lignes).	73
5.14	Évolution spatio-temporelle 2005-2011 (temps en abscisse, profondeur en ordonnée logarithmique) de l'humidité volumique « utile » ($\theta - \theta_{min}$) du sol sous les parcelles de mil (haut) et de jachère (bas). Cette cartographie est obtenue par interpolation linéaire entre profondeurs de mesure (10, 50, 100, 150, 200, 250 cm) après soustraction de l'humidité résiduelle (θ_{min}).	74
5.15	Comparaison de la recharge hydrique du sol par épisode pluvieux (2005-2011), pour les parcelles de mil (abscisse) et de jachère (ordonnée); la recharge est estimée par la variation de stock (ΔS) durant l'événement.	75
5.16	Réponse aux premiers épisodes pluvieux (année 2009) de l'évapotranspiration (ET) sur les deux parcelles.	75
5.17	Comparaison de l'évapotranspiration (ET) entre les parcelles de mil (abscisse) et de jachère (ordonnée), durant la phase des premiers épisodes pluvieux avant démarrage de la végétation (2005-2011). ET correspond alors à l'évaporation directe du sol et de sa surface.	76
5.18	Évapotranspirations mesurée (ET) et de référence (ET_0), fraction évaporative, indice foliaire (LAI) et stock d'eau (S) sur les deux parcelles pendant le cycle de la végétation (année 2008).	77
5.19	Dynamiques de l'évapotranspiration (ET), de l'indice foliaire (LAI) et de l'humidité du sol « utile » ($\theta - \theta_{min}$) sur les deux parcelles pendant le début de la saison sèche (année 2007).	78
6.1	Représentation de la colonne de sol dans SiSPAT (adaptée de Braud, 2000).	85
6.2	Description des échanges d'énergie au sein du module d'interface Sol-Plante-Atmosphère (adaptée de Boulet, 1999 et Demarty, 2001).	90
6.3	Profil racinaire caractéristique (d'après Braud, 2000).	91
6.4	Schématisation de l'extraction racinaire dans le système sol-plante (adaptée de Braud, 2000).	91
6.5	Schéma du fonctionnement du modèle SiSPAT (d'après Demarty, 2001).	93

7.1	Discrétisation du sol et données pédologiques.	101
7.2	Localisation des études retenues pour la synthèse bibliographique des propriétés hydrodynamiques du sol dans la région de Sud-Ouest Niger.	104
7.3	Gammes de variabilité des paramètres issus de la littérature (cf. figure 7.2 et tableau 7.2).	106
7.4	Conceptualisation simplifiée des deux écosystèmes modélisés.	109
8.1	Comparaison des valeurs des propriétés hydrodynamiques du sol étalonnées pour les deux parcelles (ronds) aux valeurs de la littérature (barres verticales) obtenues pour des parcelles similaires de mil (rouge) et de jachère (bleu). Les propriétés de la croûte (marron) sont distinguées des propriétés du sol sous-jacent. Les barres vertes représentent la variabilité totale pour les deux types de couverts confondus.	117
8.2	Courbes (a) $h(\theta)$ et (b) $K(\theta)$ pour une parcelle en jachère (gauche) et un champ de mil (droite) tirées de la littérature ou obtenues par étalonnage des différents horizons de sol (H_1 à H_5) du modèle.	118
8.3	Photo des flaques lors d'épisodes pluvieux (exemple sur le mil ; source : équipe AMMA-CATCH Niger, HSM).	118
8.4	Scatterogrammes des simulations versus observations pour les périodes d'étalonnage (gauche) et de validation (droite) pour les rayonnements ascendants (RV_{\uparrow} & IR_{\uparrow}), le rayonnement net (R_N) et les flux d'énergie (G , H & LE) pour le mil (rouge, gauche) et la jachère (bleu, droite).	122
8.5	Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) rayonnement courtes longueurs d'ondes ascendant (RV_{\uparrow}), (b) le rayonnement infrarouge net ($IR_N = IR_{\uparrow} - IR_{\downarrow}$) et (c) rayonnement net (R_N). Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil) et les observations en points noirs.	123
8.6	Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) rayonnement courtes longueurs d'ondes ascendant (RV_{\uparrow}), (b) le rayonnement infrarouge net ($IR_N = IR_{\uparrow} - IR_{\downarrow}$) et (c) rayonnement net (R_N). Les simulations sont représentées en trait plein (bleu pour la jachère) et les observations en points noirs.	124
8.7	Chroniques des moyennes dans une fenêtre glissante de 10 jours des (a) flux de chaleur dans le sol (G), (b) flux de chaleur sensible (H) et (c) flux de chaleur latente (LE). Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère) et les observations en points noirs. Une partie des lacunes dans les observations des flux journaliers de chaleur sensible et latente a été comblée par une méthode décrite dans l'annexe D. Ainsi, $\sim 25\%$ des points noirs sont déduits de cette méthode.	125
8.8	Chroniques 2005-2011 des moyennes journalières de la température moyenne (T) sur la colonne de sol comprise entre 0 et 250 cm. Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère en bas) et les observations en points noirs.	126

8.9	Chroniques 2005-2011 des stocks sur la colonne de sol comprise entre la surface et 250 cm ($S_{0-250cm}$) au pas de temps semi-horaire. Les simulations sont représentées en trait plein (rouge pour le mil en haut et bleu pour la jachère en bas) et les observations en points noirs.	127
9.1	Répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen sur les sites de la jachère (gauche) et du mil (droite). Pour le détail des symboles, se référer à la légende de la figure 9.2.	135
9.2	Composantes annuelles moyennes du bilan d'eau sur les sites de la jachère (à gauche en traits pleins) et du mil (à droite en pointillés) : précipitations (P), ruissellement (R), drainage (D), évapotranspiration (ET) et son partitionnement entre évaporation (E_v) et transpiration (T_r), et variation de stock (ΔS). L'erreur standard sur la moyenne et l'étendue de l'échantillon sont représentées par les boîtes à moustaches noires. Chaque composante annuelle moyenne est décomposée entre ses deux composantes saisonnières moyennes : la quantité sur la saison sèche (1 ^{er} nov.-30 avr.) est représentée par une couleur foncée et sur la saison des pluies (1 ^{er} mai-31 oct.) par une couleur claire au dessus.	135
9.3	Répartition interannuelle et moyenne sur la période 2005-2011 des composantes du bilan d'eau des sites du mil puis de la jachère.	138
9.4	Répartition des composantes du bilan d'énergie annuel moyen. Les composantes sur les deux sites étant similaires, un camembert moyen des deux sites a été représenté. Pour le détail des symboles, se référer à la légende de la figure 9.5.	139
9.5	Composantes annuelles moyennes du bilan d'énergie sur les sites de la jachère (à gauche en traits pleins) et du mil (à droite en pointillés) : rayonnement global (ou de courtes longueurs d'onde RV_{\downarrow}) forcé, équivalent pour les deux sites, et sa redistribution entre composantes radiatives (rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi RV_{\uparrow} et rayonnement infrarouge net IR_N), flux turbulents (flux de chaleur latente LE et sensible H) et flux de chaleur dans le sol (G). L'erreur standard sur la moyenne et l'étendue de l'échantillon sont représentées par les boîtes à moustaches noires. Chaque composante annuelle moyenne est décomposée entre ses deux composantes saisonnières moyennes : la quantité sur la saison des pluies est représentée par une couleur claire et sur la saison sèche par une couleur foncée juxtaposée.	139
9.6	Répartition interannuelle et moyenne sur la période 2005-2011 des composantes du bilan d'énergie des sites du mil puis de la jachère.	140
9.7	Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours) des (a) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) pour les écosystèmes de la jachère (traits pleins) et du mil (tirets), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (b) coefficients d'évaporation (traits épais) et de ruissellement (traits fins), (c) indices foliaires (LAI) et (d) stocks utiles dans la zone principale de racines (0-150 cm).	143

9.8	Moyennes journalières dans une fenêtre glissante de 30 jours, sur la période 2005-2011, (a) des précipitations, (b) du ruissellement (trait plein) et du drainage (pointillés), (c) de l'évaporation (trait plein) et de la transpiration (pointillés), des stocks utiles (d) dans la zone racinaire principale (0-150 cm) et (e) sur toute la colonne de sol modélisée (0-4 m).	145
9.9	Cycles saisonniers moyens (moyennes glissantes sur 30 jours) des (a et b) composantes énergétiques (rayonnements global de courtes longueurs d'onde RV_{\downarrow} et sa partie réfléchiée par la surface RV_{\uparrow} , infrarouge thermique net IR_N , flux turbulents de chaleur sensible H et latente LE et flux de chaleur dans le sol G) et du rayonnement net (R_N), sur les écosystèmes du mil (tirets) et de la jachère (traits pleins), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (c) fraction évaporative et albédo de la surface, (d) températures de surface et de l'air.	147
9.10	Moyennes journalières glissantes sur 30 jours, sur la période 2005-2011, (a) du rayonnement global (RV_{\downarrow}) et (b) de sa partie réfléchiée par la surface (RV_{\downarrow}), (c) du rayonnement infrarouge net (IR_N), (d) du rayonnement net (R_N , en trait plein) et de sa redistribution entre le flux de chaleur dans le sol (G , en pointillés), (e) les flux turbulents de chaleur sensible (H , en pointillés) et latente (LE , en trait plein) et (f) les températures de l'air (T_{air} , en pointillés) et de la surface du sol (T_s , en trait plein).	149
9.11	Cycles diurnes composites moyens sur tous les mois de l'année des composantes énergétiques (rayonnements global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchiée par la surface RV_{\uparrow} , infrarouge thermique net IR_N , flux turbulents de chaleur sensible H et latente LE et flux de chaleur dans le sol G) et du rayonnement net (R_N), sur la parcelle en jachère et le champ de mil, avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées) et partitionnement de l'évapotranspiration (c.-à.-d. flux de chaleur latente) entre l'évaporation du sol (E_v) et la transpiration (T_r).	151
9.12	Événements de ruissellement simulé pour la jachère (bleu) et la culture de mil (rouge).	153
9.13	Ruissellement simulé au pas de temps semi-horaire pour la jachère (bleu) et la culture de mil (rouge).	154
9.14	Chroniques journalières simulées sur la séquence du 25/05/09 au 10/07/09 (a à g) des flux d'énergie, dont (f) l'évaporation du sol, (h) de la conductance aérodynamique, (i) de la fraction évaporative et de la hauteur du couvert végétal, (j) du ruissellement et des stocks d'eau dans le sol superficiel et (k) dans la zone racinaire principale.	155
9.15	(a) Évaporation simulée versus observée cumulée entre deux épisodes pluvieux pendant 5 jours maximum sur la période comprise entre le 25/05 et le 10/07 des années 2005 à 2011. (b) Comparaison du flux de chaleur latente au pas de temps semi-horaire entre les sites de la jachère et du mil observé (points verts) et simulé (points noirs) sur la même période.	156

9.16	Chroniques de l'évaporation (E_v), la vitesse du vent (U_a), la résistance aérodynamique du sol (r_{as}) et le stock d'eau superficiel utile du sol (S_{0-20cm}) simulés au pas de temps semi-horaire et évolution spatio-temporelle (échelle verticale logarithmique des profondeurs) sur la séquence du 01/07/09 au 10/07/09 des flux d'eau liquides et vapeurs dans le sol (0-30 cm) et des potentiels matriciels sur les sites du mil (rouge, gauche) et de la jachère (bleu, droite).	157
9.17	Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 25/05 au 10/07 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2009). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 25/05/09 au 10/07/09. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).	158
9.18	Chroniques journalières simulées sur la séquence du 10/07/08 au 10/10/08 (a à g) des flux d'énergie, (h) de la fraction évaporative et de la hauteur du couvert végétal, (i) de l'indice foliaire, (j) de la conductance, (k à m) des composantes du bilan d'eau, (m) des stocks d'eau utiles dans le sol superficiel et (n) dans la zone racinaire principale.	160
9.19	(a) Évaporation simulée versus observée cumulée entre deux épisodes pluvieux pendant 5 jours maximum sur la période comprise entre le 10/07 et le 10/10 des années 2005 à 2011. (b) Comparaison du flux de chaleur latente au pas de temps semi-horaire entre les sites de la jachère et du mil observé (points verts) et simulé (points noirs) sur la même période.	161
9.20	Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 10/07 au 10/10 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2008). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 10/07/08 au 10/10/08. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).	162
9.21	Chroniques journalières simulées sur la séquence du 15/09/07 au 01/11/07 (a à g) des flux d'énergie, (h) de l'indice foliaire, (j) de la fraction évaporative, (k) des stocks d'eau utiles dans le sol superficiel, (l) dans la zone racinaire principale et (m) dans toute la colonne de sol et (n) du drainage.	164

9.22	Comparaison des flux journaliers simulés versus observés (colonne de gauche) de chaleur sensible (H), de chaleur latente (LE), de chaleur dans le sol à 5 cm (G_{5cm}) et du rayonnement net (R_N) pour le mil (rouge) et la jachère (bleu) sur la séquence du 15/09 au 1/11 pour toutes les années (2005-2011). Les points plus gros correspondent à ceux de la période prise comme exemple (2007). Dans les deux autres colonnes sont présentées les chroniques des observations (points noirs) et des simulations pour le mil (rouge) puis la jachère (bleu) sur la séquence du 15/09/07 au 01/11/07. La dernière figure en bas représente la fermeture du bilan d'énergie par les observations pour les deux sites (rouge pour le mil et bleu pour la jachère).	165
9.23	Chroniques de la transpiration (T_r) et du stock d'eau dans la zone principale de racines ($S_{0-150cm}$) simulés au pas de temps semi-horaire et du LAI (pointillés) et évolution spatio-temporelle de l'extraction racinaire dans le sol sur la séquence du 12/09/07 au 26/09/07 pour le mil (rouge) et la jachère (bleu).	167
9.24	Distribution des intensités de flux : spectres des contributions des quantités de flux journaliers d'eau et d'énergie à la quantité du flux annuel moyen correspondant pour la jachère (traits pleins) et le mil (pointillés). Les distributions sont exprimées comme la densité de contribution (en %) des intensités journalières à la moyenne annuelle (c.-à.-d., fréquence \times intensité par intervalle d'intensité unitaire, en jours/an pour l'eau et sans dimension pour l'énergie). L'aire sous chaque courbe correspond à la valeur moyenne agrégée. Pour les flux d'énergie, seules les intensités positives sont représentées.	169
9.25	Variabilité des variables journalières simulées du cycle de l'eau pour la jachère (bleu, traits pleins) et le mil (rouge, pointillés). Sont représentés pour chaque variable : l'intervalle de confiance à 90 % (zones colorées), le signal saisonnier moyen (présenté dans la section 3), le signal saisonnier de l'écart-type journalier et les écarts-types saisonnier et total (droites horizontales). Toutes les variables sont calculées dans une fenêtre glissante de 30 jours. Se référer au texte (section 6.2) pour plus de précision sur la définition des différents écart-types.	171
9.26	Variabilité des variables journalières simulées du cycle de l'énergie pour la jachère (bleu, traits pleins) et le mil (rouge, pointillés). Sont représentés pour chaque variable : l'intervalle de confiance à 90 % (zones colorées), le signal saisonnier moyen (présenté dans la section 3), le signal saisonnier de l'écart-type journalier et les écarts-types saisonnier et total (droites horizontales, cf. légende de la figure 9.25). Toutes les variables sont calculées dans une fenêtre glissante de 30 jours. Se référer au texte (section 6.2) pour plus de précision sur la définition des différents écart-types.	172
10.1	Schéma de construction de l'analyse de sensibilité aux propriétés du sol.	179
10.2	Répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen (période 2005-2011) sur les sites du mil (gauche) et de la jachère (droite) pour les différents <i>scenarii</i> (S0 à S2).	181
10.3	Composantes du bilan d'eau annuel moyen pour les différentes <i>scenarii</i> du champ de mil (tons rouges) et de la jachère (tons bleus) : précipitations (P), évapotranspiration (ET), évaporation (E_v), transpiration (T_r), ruissellement (R), drainage (D), variation de stock dans la colonne 0-4 m (ΔS) et stock « utile » dans cette même colonne (S).	182

10.4	Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des (a-b) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) sur les écosystèmes (a) du mil (en haut) et (b) de la jachère (en bas), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (c) stocks « utiles » dans la zone superficielle (0-20 cm, H_1 & H_2), (d) principale de racines (0-150 cm, H_1 à H_4) et (e) totale (0-400 cm, H_1 à H_5).	184
10.5	Composantes du bilan d'énergie annuel moyen pour les différentes <i>scenarii</i> du champ de mil (tons rouges) et de la jachère (tons bleus) : rayonnement global (RV_{\downarrow}) et sa partie réfléchie (RV_{\uparrow}), rayonnement infrarouge net (IR_N), rayonnement net (R_N), flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) et flux de chaleur dans le sol (G).	185
10.6	Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des flux de chaleur latente pour le mil (rouge) et la jachère (bleu).	186
10.7	Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des composantes énergétiques (rayonnement global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchie RV_{\uparrow} , rayonnement infrarouge net IR_N , rayonnement net R_N , flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE et flux de chaleur dans le sol G) sur les écosystèmes du mil (b) et de la jachère (c), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées).	187
10.8	Schéma de construction des <i>scenarii</i> de modélisation d'un sol nu à partir de la situation initiale.	190
10.9	Répartition des composantes du bilan d'eau annuel moyen (période 2005-2011) pour le site de jachère (S0) et les sols nus (S1 à S3).	192
10.10	Composantes du bilan d'eau annuel moyen pour les différentes <i>scenarii</i> du sol nu : précipitations (P), évapotranspiration (ET), évaporation (E_v), transpiration (T_r), ruissellement (R), drainage (D), variation de stock dans la colonne 0-4 m (ΔS) et stock « utile » dans cette même colonne (S).	192
10.11	Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des (a) composantes hydrologiques (précipitations P , évaporation E_v , transpiration T_r , ruissellement R , drainage D et variation de stock ΔS) pour la jachère (S0) et le sol nu (<i>scenarii</i> S1 à S3), avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées), (b) stocks « utiles » dans la zone superficielle (0-20 cm, H_1 & H_2), (c) principale de racines (0-150 cm, H_1 à H_4) et (d) totale (0-400 cm, H_1 à H_5).	194
10.12	Composantes du bilan d'énergie annuel moyen pour les différentes <i>scenarii</i> de sol nu (tons verts) : rayonnement global (RV_{\downarrow}) et sa partie réfléchie (RV_{\uparrow}), rayonnement infrarouge net (IR_N), rayonnement net (R_N), flux de chaleur sensible (H) et de chaleur latente (LE) et flux de chaleur dans le sol (G).	195
10.13	Cycles saisonniers moyens (moyennes dans une fenêtre glissante de 30 jours) des composantes énergétiques (rayonnement global RV_{\downarrow} et sa partie réfléchie RV_{\uparrow} , rayonnement infrarouge net IR_N , rayonnement net R_N , flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE et flux de chaleur dans le sol G) sur la jachère et le sol nu, avec l'erreur standard sur le cycle moyen (zones colorées associées). . .	197

C.1	Températures journalières moyennes observées (points noirs) et simulées (traits pleins, bleus) pour la jachère à différentes profondeurs (10-50-150-250 cm) sur la période entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.	263
C.2	Températures journalières moyennes observées (points noirs) et simulées (traits pleins, rouges) pour le champ de mil à différentes profondeurs (10-50-150-250 cm) sur la période entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.	264
C.3	Températures semi-horaires observées (points noirs) et simulées (traits pleins, bleus) pour le sol superficiel de la jachère (10-50 cm) sur la période entre le 01/06/07 et le 30/08/07.	266
C.4	Températures semi-horaires observées (points noirs) et simulées (traits pleins, rouges) pour le sol superficiel du champ de mil (10-50 cm) sur la période entre le 01/06/07 et le 30/08/07.	267
C.5	Stocks d'eau dans l'horizon H_2 (1-20 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	269
C.6	Stocks d'eau dans l'horizon H_3 (20-70 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	270
C.7	Stocks d'eau dans l'horizon H_4 (70-120 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	271
C.8	Stocks d'eau dans l'horizon H_5 (120-250 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	272
C.9	Stocks d'eau dans l'horizon H_2 (1-20 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	273
C.10	Stocks d'eau dans l'horizon H_3 (20-70 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	274
C.11	Stocks d'eau dans l'horizon H_4 (70-120 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	275
C.12	Stocks d'eau dans l'horizon H_5 (120-250 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).	276
C.13	Humidités dans le sol (10-50-150-200 cm) au pas de temps semi-horaire observées (points noirs) et simulées (traits bleus) pour la jachère entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.	278
C.14	Humidités dans le sol (10-50-150-200 cm) au pas de temps semi-horaire observées (points noirs) et simulées (traits rouges) pour le champ de mil entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.	279

Liste des tableaux

3.1	Synthèse des différents modèles SVAT utilisés au Sud-Ouest Niger	45
5.1	Lacunes dans les données de rayonnement, flux de surface, humidités et températures dans le sol.	60
5.2	Moyenne annuelle des principaux forçages météorologiques : précipitations (P), rayonnements global (RV_{\downarrow}) et atmosphérique (IR_{\downarrow}), vitesse du vent (U_a), humidité spécifique (q_a) et température (T_{air}) de l'air.	68
5.3	Reste du bilan d'énergie ($R_N - H - LE - G$) : pourcentage de valeurs inférieures à 10 % de R_N	71
5.4	Quelques caractéristiques statistiques des précipitations et de l'indice foliaire (LAI) observés.	72
6.1	Facteurs des transferts radiatifs du sol nu et de la végétation, suivant le spectre du rayonnement reçu.	88
7.1	Paramètres thermiques du sol.	103
7.2	Synthèse bibliographique des valeurs de paramètres hydrodynamiques obtenus sur des sols sableux, sur des sites de mil et de jachère en région sahélienne. . .	105
8.1	Propriétés de la végétation et optiques de la surface, hydrodynamiques et thermiques du sol renseignées pour les deux parcelles de jachère et de mil. Les paramètres étalonnés sont indiqués en gras-souligné.	115
8.2	Estimateurs quantitatifs (RMSE, biais, critère d'efficacité de Nash-Sutcliffe $Eff.$ et coefficient de corrélation $Corr.$) des variables d'évaluation modélisées en regard de celles observées au pas de temps semi-horaire.	120
9.1	Bilans d'eau annuels et saisonniers par année hydrologique (début au 1 ^{er} mai de l'année indiquée et se termine au 30 avril de l'année suivante) sur le site du mil puis de la jachère. Les valeurs en saison sèche sont indiquées entre parenthèses. 137	
9.2	Bilans d'énergie annuels et saisonniers par année hydrologique (début au 1 ^{er} mai de l'année indiquée et se termine au 30 avril de l'année suivante) sur le site du mil puis de la jachère. Les valeurs en saison sèche sont indiquées entre parenthèses.	141

9.3	Décomposition de la variance totale des flux journaliers entre la variance saisonnière et la variance journalière désaisonnalisée et écart-types déduits de ces trois variances. Dans chaque cellule du tableau, la première valeur correspond à la jachère (bleu) et la seconde au mil (rouge).	173
9.4	Comparaison du signal saisonnier de l'écart-type journalier avec les niveaux des écarts-types total (horizontalement) et saisonnier (verticalement) des variables hydrologiques (bleu) et énergétiques (rouge).	174
9.5	Synthèse des différences significatives et des similitudes entre les deux écosystèmes concernant les paramètres et les composantes des cycles hydrologique et énergétique.	174
10.1	Paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol pour chaque parcelle (scénario S0).	180
10.2	Paramètres hydrodynamiques et thermiques pour les différents <i>scenarii</i> de sol nu.	191
B.1	Synthèse des principaux paramètres du modèle à définir, dans la configuration choisie pour ce travail.	258
C.1	Estimateurs quantitatifs (RMSE, biais, critère d'efficience de Nash-Sutcliffe <i>Eff.</i> et coefficient de corrélation <i>Corr.</i>) des variables d'évaluation modélisées en regard de celles observées au pas de temps semi-horaire par année hydrologique sur la période 2005-2011.	261

Liste des principaux symboles et abréviations

Lettres grecques

α	Albédo de la surface	-
α_s	Albédo du sol	-
α_v	Albédo du couvert végétal	-
β	Paramètre de forme de la courbe de conductivité hydraulique de Brooks & Corey	-
δ	Fraction humide du couvert végétal	-
ΔS	Variation du stock d'eau	mm
ΔS_E	Variation du stock d'énergie	W.m ⁻²
ϵ	Emissivité de la surface	-
ϵ_s	Emissivité du sol	-
ϵ_v	Emissivité du couvert végétal	-
λ	Longueur d'onde	m
λ_{oS}	Conductivité thermique superficielle du sol	W.m ⁻¹ .K ⁻¹
λ_o	Conductivité thermique apparente	W.m ⁻¹ .K ⁻¹
Φ	Porosité	m ³ .m ⁻³
$\rho_{particule}$	Densité particulaire	kg.m ⁻³
ρ_a	Masse volumique de l'air	kg.m ⁻³
ρ_l	Masse volumique de l'eau liquide	kg.m ⁻³
$\rho_{sèche}$	Densité apparente sèche	kg.m ⁻³
σ	Constante de Stephan-Boltzmann	-
σ_v	Facteur d'écran de Deardorff	-
θ	Teneur volumique en eau	m ³ .m ⁻³
θ_{sat}	Teneur volumique en eau à saturation	m ³ .m ⁻³
θ_r	Teneur volumique en eau résiduelle	m ³ .m ⁻³

Lettres latines

A	Teneur volumique en argiles	m ³ .m ⁻³
$a_{bl,IR}$	Paramètre d'interception de la loi de Beer-Lambert (infrarouge)	-
$a_{bl,RV}$	Paramètre d'interception de la loi de Beer-Lambert (visible)	-
a_{sh}	Paramètre de la fonction de stress hydrique	Pa ⁻¹
c	Vitesse de la lumière	m.s ⁻¹
C_h	Capacité capillaire	m ⁻¹
C_p	Capacité thermique volumique sèche	J.m ⁻³ .K ⁻¹
c_{pa}	Chaleur massique de l'air à pression constante	J.kg ⁻¹ .K ⁻¹
C_T	Capacité calorifique apparente du milieu poreux	J.m ⁻³ .K ⁻¹

C_w	Concentration en vapeur d'eau de la phase gazeuse	m^{-1}
d	Hauteur de déplacement	m
D	Drainage	mm
D_{ch}	Conductivité isotherme de la vapeur	$W.m^{-2}$
D_{cT}	Conductivité thermique apparente	$W.m^{-1}.K^{-1}$
D_H	Diffusivité turbulente pour les transferts de chaleur sensible	$m^2.s^{-1}$
D_{LE}	Diffusivité turbulente pour les transferts de chaleur latente	$m^2.s^{-1}$
D_{mh}	Conductivité isotherme de l'eau liquide	$m.s^{-1}$
D_{mT}	Diffusivité thermique de la vapeur d'eau	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
D_w	Diffusivité de vapeur d'eau	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
D_{wh}	Coefficient isotherme de diffusion de la vapeur	$m.s^{-1}$
D_{wT}	Coefficient de diffusion de la vapeur	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
$E(z,T)$	Puits racinaire	s^{-1}
E_N	Energie radiative	$W.m^{-2}$
E_v	Evaporation	mm
ET	Evapotranspiration	mm
ET_0	Evapotranspiration de référence	mm
F_{dr}	Densité de longueur racinaire	$m.m^{-3}$
FE	Fraction évaporative	-
FL	Flux d'eau liquide	$m.s^{-1}$
FV	Flux d'eau vapeur	$m.s^{-1}$
G	Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
G_{5cm}	Flux de chaleur dans le sol à 5 cm de profondeur	$W.m^{-2}$
G_{as}	Conductance aérodynamique du sol	$m.s^{-1}$
H	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
h	Potentiel matriciel	m
h_f	Potentiel foliaire	m
h_{fc}	Potentiel foliaire critique	m
h_g	Paramètre d'échelle de la courbe de conductivité hydraulique de van Genuchten	m
h_P	Constante de Planck	$J.s^{-1}$
H_s	Flux de chaleur sensible du sol	$W.m^{-2}$
H_v	Flux de chaleur sensible de la végétation	$W.m^{-2}$
h_v	Hauteur de végétation	m
HR	Humidité relative	$kg.kg^{-1}$
$Interp$	Interception des précipitations par la végétation	mm
IR_{\downarrow}	Rayonnement de grandes longueurs d'onde (infrarouge) incident	$W.m^{-2}$
IR_{\uparrow}	Rayonnement de grandes longueurs d'onde (infrarouge) réfléchi et émis	$W.m^{-2}$
IR_N	Rayonnement infrarouge net	$W.m^{-2}$
J_d	Flux conductif	$W.m^{-2}$
J_w	Flux de chaleur associé à la vapeur d'eau	$W.m^{-2}$
K	Conductivité hydraulique	$m.s^{-1}$
k_B	Constante de Boltzmann	-
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
L	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	$J.kg^{-1}$
LAI	Indice foliaire	$m^2.m^{-2}$
LE	Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
LE_f	Flux de chaleur latente de l'eau interceptée par la végétation	$W.m^{-2}$
LE_s	Flux de chaleur latente du sol	$W.m^{-2}$
LE_v	Flux de chaleur latente de la végétation	$W.m^{-2}$
Li	Teneur volumique en limons	$m^3.m^{-3}$
MO	Teneur volumique en matière organique	$m^3.m^{-3}$
n	Paramètre de forme de la courbe de rétention de van Genuchten	-

n_B	Paramètre de forme de la courbe de rétention de van Genuchten (condition de Burdine)	-
n_M	Paramètre de forme de la courbe de rétention de van Genuchten (condition de Mualem)	-
P	Précipitations	mm
P_{atm}	Pression atmosphérique	Pa
P_{mr}	Coefficient multiplicatif pour décrire le profil racinaire	-
PS	Photosynthèse	W.m ⁻²
P_{therm}	Paramètre multiplicatif de la conductivité thermique	-
q	Humidité spécifique	kg.kg ⁻¹
q_a	Humidité spécifique de l'air	kg.kg ⁻¹
q_{av}	Humidité spécifique de l'air au niveau du couvert végétal	kg.kg ⁻¹
q_l	Flux d'eau liquide	m.s ⁻¹
Q_m	Flux de masse dans le sol	kg.m ⁻² .s ⁻¹
Q_r	Extraction racinaire totale	kg.m ⁻² .s ⁻¹
q_s	Humidité spécifique à la surface du sol	kg.kg ⁻¹
q_w	Flux d'eau vapeur	m.s ⁻¹
R	Ruissellement	mm
R_a	Rayonnement atmosphérique	W.m ⁻²
r_a	Résistance aérodynamique	s.m ⁻¹
r_{as}	Résistance aérodynamique du sol	s.m ⁻¹
r_{av}	Résistance aérodynamique de la végétation	s.m ⁻¹
r_c	Résistance spécifique	s.m ⁻¹
R_g	Rayonnement global	W.m ⁻²
R_N	Rayonnement net	W.m ⁻²
R_{N_s}	Rayonnement net du sol	W.m ⁻²
R_{N_v}	Rayonnement net de la végétation	W.m ⁻²
r_{sj}	Résistance du sol à l'extraction racinaire au niveau de la couche j	s
$R_{solaire}$	Rayonnement solaire	W.m ⁻²
r_{sto}	Résistance stomatique	s.m ⁻¹
r_t	Résistance totale	s.m ⁻¹
r_{tj}	Résistance totale de la plante au niveau de la couche j	s
r_s	Résistance à l'extraction racinaire	s.m ⁻¹
RV_{\downarrow}	Rayonnement de courtes longueurs d'onde incident	W.m ⁻²
RV_{\uparrow}	Rayonnement de courtes longueurs d'onde réfléchi	W.m ⁻²
S	Stock d'eau utile dans le sol	mm
S_a	Teneur volumique en sables	m ³ .m ⁻³
T	Température	K
T_{air}	Température de l'air	K
T_{av}	Température de l'air au niveau du couvert végétal	K
T_r	Transpiration	mm
T_{rad}	Température radiative	K
T_s	Température du sol	K
T_v	Température de la végétation	K
U_a	Vitesse du vent	m.s ⁻¹
VPD	Pression de vapeur saturante	Pa
W_r	Réservoir d'interception des précipitations par les feuilles	m
z	Hauteur ou profondeur suivant l'axe vertical	m
Z_0	Longueur de rugosité	m
Z_{ri}	Paramètre de profondeur du profil racinaire	m
Z_{rm}	Paramètre de profondeur du profil racinaire	m
Z_{rpm}	Paramètre de profondeur du profil racinaire	m
Z_{rt}	Paramètre de profondeur du profil racinaire	m

Acronymes

ACN	AMMA-CATCH du Sud-Ouest Niger
ALMIP	AMMA Land Model Inter-comparison Project
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AMMA-CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
Corr.	Coefficient de corrélation
EBR	Energy Balance Ratio
EFEDA	ECHIVAL Field Experiment in Desertification-threatened Areas
Eff.	Efficiency de Nash-Sutcliffe
FAO	Food and Agriculture Organization
FPT	Fonctions de pédotransfert
GCM	Global Circulation Model
GLUE	Generalized Likelihood Uncertainty Estimation
H_1	Horizon de sol 1 (0-1 cm)
H_2	Horizon de sol 2 (1-20 cm)
H_3	Horizon de sol 3 (20-70 cm)
H_4	Horizon de sol 4 (70-120 cm)
H_5	Horizon de sol 5 (120-250 cm)
HAPEX-Sahel	Hydrologic-Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
HSM	HydroSciences Montpellier
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
ISBA	Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère model
LAI	Leaf Area Index (= Indice foliaire)
LSM	Land Surface Model
MUREX	Monitoring the Usable soil Reservoir Experimentally
ORE	Observatoire de Recherche pour l'Environnement
ReSeDA	Remote Sensing Data Assimilation
RMSE	Root Mean Square error
SALSA	Semi-Arid Land-Surface-Atmosphere
SEtHyS	Modèle de Suivi de l'Etat Hydrique des Sols
Si	Scénario n°i
SiSPAT	Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model
SiSPAT-RS	SiSPAT-Remote Sensing
SiSVAT	Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere Transfer model
SVA	Sol-Végétation-Atmosphère
SVAT	Soil Vegetation Atmosphere Transfer
TDR	Time Domain Reflectometry
USDA	United States Department of Agriculture
UTC	Universal Coordinated Time
ZCIT	Zone de Convergence Intertropicale

Abréviations

c.-à.-d.	c'est-à-dire
cf.	voir
Coef.	coefficient
Corr.	corrélation
Eff.	Efficiency de Nash-Sutcliffe
Éq.	équation
p. ex.	par exemple

Annexes

Annexe A

Estimateurs quantitatifs

1 Biais

Le biais est égal à la différence entre les moyennes des variables calculées $X_i(cal)$ et des variables observées $X_i(obs)$:

$$Biais = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N X_i(cal) - X_i(obs) \right] \quad (A.1)$$

2 Erreur quadratique moyenne (RMSE)

L'erreur quadratique moyenne (RMSE, pour Root Mean Square Error en anglais) est un indicateur non biaisé équivalent à la racine carrée de la variance, ou en d'autres termes la racine carrée de la somme des distances séparant la variable simulée de la variable observée, portées au carré :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i(cal) - X_i(obs))^2} \quad (A.2)$$

3 Efficience de Nash-Sutcliffe

L'efficience de Nash-Sutcliffe (Eff.), appelé couramment critère de Nash, adimensionnel est définie par :

$$Eff. = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i(cal) - X_i(obs))^2}{\sum_{i=1}^N (\bar{X}_i(obs) - X_i(obs))^2} \quad (A.3)$$

où $\bar{X}_i(obs)$ est la moyenne de la variable observée et N le nombre de variables observées ou calculées. Si Nash = 1 alors l'ajustement est parfait. En revanche, si Nash < 0 alors l'estimation de la variable calculée par le modèle est plus mauvaise que la moyenne de la variable observée.

4 Corrélation

Le coefficient de corrélation (Corr.)

$$Corr. = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i(obs) - \bar{X}_i(obs)) \cdot (X_i(cal) - \bar{X}_i(cal))}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i(obs) - \bar{X}_i(obs))^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i(cal) - \bar{X}_i(cal))^2}} \quad (A.4)$$

5 Le rapport du bilan d'énergie (EBR)

Le rapport EBR (Energy Balance Ratio) permet d'évaluer la fermeture du bilan d'énergie à partir de la relation suivante (bonne fermeture quand EBR=1) :

$$EBR = \frac{\sum_{i=1}^N H + LE}{\sum_{i=1}^N R_N - G} \quad (A.5)$$

Annexe B

Équations complémentaires du modèle SiSPAT-RS

1 Module Sol

La capacité capillaire $C_h = \left(\frac{\partial\theta}{\partial h}\right)_T$ calculée par dérivation partielle de la formule de van Genuchten (Éq. 2.22) est donnée par la relation :

$$C_h = (\theta_{sat} - \theta_r) \left(-\frac{mn}{h_g}\right) \left(\frac{h}{h_g}\right)^{n-1} \left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^{n-1} \quad (\text{B.1})$$

La capacité thermique C_T ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) est la somme des contributions de la matière organique ($C_o\theta_o$), de la matière minérale ($C_m\theta_m$) et du sol sec ($C_{sec}\theta$); C et θ étant respectivement les capacités thermiques ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) et les teneurs volumiques des différents composants ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) :

$$C_T = C_o\theta_o + C_m\theta_m + C_{sec}\theta \quad (\text{B.2})$$

avec $C_{sec} = 2.10^6(1 - \phi)$ où ϕ est la porosité du sol.

2 Module Sol-Plante-Atmosphère

Le facteur d'écran σ_v , défini par Deardorff (1978) est utilisé pour répartir le rayonnement reçu par la surface entre les deux couches. Ce coefficient suit une loi de Beer-Lambert, fonction du LAI et d'un paramètre a_{bl} , communément compris entre 0,4 et 0,8 :

$$\sigma_v = 1 - \exp(-a_{bl}LAI) \quad (\text{B.3})$$

Relation entre le flux de chaleur latente (énergie) et l'évapotranspiration (eau) : LE (respectivement LE_v , LE_s et LE_f) représente le flux de chaleur latente de la surface (de la végétation, du sol et de la feuille) issu du bilan d'énergie exprimé en W.m^{-2} et ET (T_r , E_v et E_f) l'évapotranspiration (transpiration, évaporation du sol et de la feuille) issue du bilan d'eau, exprimée en mm. Les deux quantités sont reliées par l'expression suivante :

$$ET(\text{mm}/30\text{min}) = \frac{LE}{L(T)\rho_l} \quad (\text{B.4})$$

L , la chaleur latente de vaporisation de l'eau (J.kg^{-1}) est une fonction linéaire de la température T en $^\circ\text{C}$:

$$L(T) = (2,501 - 0,00235T) . 10^6 \quad (\text{B.5})$$

Le bilan de masse : L'évolution temporelle du réservoir d'interception des précipitation par les feuilles W_r (m) est contrôlée par la relation adaptée de Noilhan & Planton (1989). La capacité maximale du réservoir $W_{r\ max}$ est définie par une relation empirique (Deardorff, 1978), fonction de LAI et du facteur d'écran σ_v :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = (P - P_s) - \frac{E_f}{\rho_l} \text{ tant que } W_r \leq W_{r\ max} \quad (\text{B.6})$$

$$W_{r\ max} = 2.10^{-4} . \sigma_v LAI \quad (\text{B.7})$$

P_s représente la fraction des précipitations qui atteint le sol. $P - P_s = \sigma_v P - R_v$ est le volume net intercepté par la végétation et $R_v = \sigma_v P - W_{r\ max}$ correspond au ruissellement engendré par le trop plein du réservoir d'interception des feuilles ($W_r \geq W_{r\ max}$). E_f représente l'évaporation de l'humidité sur la surface des feuilles.

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \text{Précipitations :} \quad P_s = (1 - \sigma_v) P + R_v \\
 \text{Flux de masse :} \quad Q_m = -\rho_l \left[D_{mh}(h_s, T_s) \left(\frac{\partial h}{\partial z} \right)_{z=0} + D_{mT}(h_s, T_s) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} - K(h_s, T_s) \right] \\
 \text{Évaporation du sol :} \quad Ev = \frac{\rho_l C_p}{L(T)\gamma} \frac{h_u e_{sat}(T_s) - e_{av}}{r_{as}} \quad \text{si } h_s < 0 \\
 \text{Ruissellement :} \quad R = P_s - Q_m \quad \text{si } h_s \geq 0
 \end{array} \right. \quad (\text{B.8})$$

$e_{sat}(T_s)$ (en Pa) est la pression de vapeur saturante à la température de surface T_s . Le potentiel matriciel de la surface h_s (au nœud 1) est relié à l'humidité de la surface q_s par la relation de Kelvin :

$$\left\{ \begin{array}{l}
 q_s = \frac{0,622 \cdot e_{sat}(T_s) \cdot h_u}{P_{atm} - 0,378 \cdot e_{sat}(T_s) \cdot h_u} \\
 h_u = \exp\left(\frac{gh_s}{R_{GP}T_s}\right)
 \end{array} \right. \quad (\text{B.9})$$

P_{atm} (en Pa) est la pression atmosphérique, forçage du modèle. g (m.s^{-2}) est l'accélération de pesanteur et R_{GP} ($\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$), la constante des gaz parfaits.

Le bilan radiatif : Les termes des bilans radiatifs du sol nu et de la végétation sont résumés dans le système d'équations suivant :

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \text{Rayonnement net total :} \quad R_N = R_{N_s} + R_{N_v} \\
 \text{Rayonnement net (sol) :} \quad R_{N_s} = RV_s + IR_s \\
 \text{Rayonnement } RV \text{ (sol) :} \quad RV_s = RV_{\downarrow s} - RV_{\uparrow s} \\
 \quad \quad \quad = \frac{RV_{\downarrow} (1 - \alpha_s) (1 - \sigma_v)}{1 - \sigma_v \alpha_s \alpha_v} \\
 \text{Rayonnement } IR \text{ (sol) :} \quad IR_s = IR_{\downarrow s} - IR_{\uparrow s} \\
 \quad \quad \quad = \frac{\epsilon_s (1 - \sigma_v) (IR_{\downarrow} - \sigma T_s^4) - \epsilon_s \epsilon_v \sigma_v \sigma (T_s^4 - T_v^4)}{1 - \sigma_v (1 - \epsilon_v) (1 - \epsilon_s)} \\
 \text{Rayonnement net (vég.) :} \quad R_{N_v} = RV_{\downarrow v} + IR_{\downarrow v} \\
 \text{Rayonnement } RV \text{ (vég.) :} \quad RV_v = RV_{\downarrow v} - RV_{\uparrow v} \\
 \quad \quad \quad = RV_{\downarrow} \sigma_v (1 - \alpha_v) \left(1 + \frac{\alpha_s (1 - \sigma_v)}{1 - \sigma_v \alpha_s \alpha_v} \right) \\
 \text{Rayonnement } IR \text{ (vég.) :} \quad IR_v = IR_{\downarrow v} - IR_{\uparrow v} \\
 \quad \quad \quad = \sigma_v \left(\epsilon_v (IR_{\downarrow} - \sigma T_v^4) + \frac{\epsilon_v (1 - \epsilon_s) (1 - \sigma_v) (IR_{\downarrow} - \sigma T_s^4) + \epsilon_v \epsilon_s \sigma (T_s^4 - T_v^4)}{1 - \sigma_v (1 - \epsilon_v) (1 - \epsilon_s)} \right)
 \end{array} \right. \quad (\text{B.10})$$

Le bilan d'énergie : Les termes du bilan d'énergie, résultant des contributions des deux couches (végétation et sol nu), sont résumés dans le système d'équations suivant :

foliaire critique (h_{fc}) et d'un paramètre de la fonction de stress (a_{sh} en Pa^{-1}).

$$r_{sto} = r_{sto\ min} \frac{f(RV_{\downarrow})f(h_f)f(VPD)}{LAI} \quad (\text{B.15})$$

On peut donner en particulier l'expression de $f(VPD) = 1 + a_{sh}VPD$. Les expressions des autres fonctions sont décrites dans le manuel de l'utilisateur (Braud, 2000).

4 Synthèse des paramètres

TABLEAU B.1 – Synthèse des principaux paramètres du modèle à définir, dans la configuration choisie pour ce travail.

Paramètre	Symbole	Unité
Paramètres hydrodynamiques du sol : à définir pour chaque horizon de sol		
Paramètre de forme	h_g	m
Paramètre de forme	n	-
Teneur en eau résiduelle	θ_r	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Teneur en eau à saturation	θ_{sat}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Paramètre de forme	β	-
Conductivité hydraulique à saturation	K_{sat}	$\text{m}.\text{s}^{-1}$
Paramètres thermiques du sol : à définir pour chaque horizon de sol		
Porosité	ϕ	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Teneur volumique en quartz	θ_q	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Teneur volumique en autres minéraux	θ_m	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Teneur volumique en matière organique	θ_o	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Capacité thermique volumique sèche	C_p	$\text{J}.\text{m}^{-3}.\text{K}^{-1}$
Paramètre de calibration	P_{therm}	-
Propriétés optiques du sol et de la végétation		
Albédo de la végétation	α_v	-
Émissivité de la végétation	ϵ_v	-
Albédo du sol nu $\alpha_s = f(\theta)$:		
↔ Albédo du sol nu sec	α_{sec}	-
↔ Albédo du sol nu humide	α_{hum}	-
↔ Teneur en eau des 5 premiers cm secs	θ_{sec}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
↔ Teneur en eau des 5 premiers cm humides	θ_{hum}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
Émissivité du sol nu	ϵ_s	-
Coefficients de la loi de Beer-Lambert :		
↔ dans le visible	$a_{bl,RV}$	-
↔ dans l'infrarouge	$a_{bl,IR}$	-
Propriétés de la végétation		
Potentiel foliaire critique	h_{fc}	m
Résistance stomatique minimale	$r_{sto\ min}$	$\text{s}.\text{m}^{-1}$
Résistance stomatique maximale	$r_{sto\ max}$	$\text{s}.\text{m}^{-1}$
Résistance totale de la plante	r_t	$\text{s}.\text{m}^{-1}$
Paramètre du stress hydrique	a_{sh}	Pa^{-1}
7 Paramètres du profil racinaire à définir pour plusieurs dates (cf. figure 6.3) :		
↔ Profondeur	Z_{ri}	m
↔ Profondeur	Z_{rm1}	m
↔ Profondeur	Z_{rm2}	m
↔ Profondeur	Z_{rpm}	m
↔ Profondeur	Z_{rt}	m
↔ Coefficient multiplicatif	P_{mr}	-
↔ Densité maximale de racines	F_{dr}	$\text{m}_{racine}.\text{m}^{-1}_{sol}$

Annexe C

Résultats complémentaires d'étalonnage et de validation du modèle

Cet annexe complète les résultats d'étalonnage et de validation présentés au chapitre 8.

1 Estimateurs quantitatifs

Au chapitre 8, les estimateurs quantitatifs des variables d'évaluation du modèle ont été calculés sur la période d'étalonnage puis sur celle de validation. De manière à montrer la robustesse des résultats pour toutes les années hydrologiques, le tableau C.1 présente ces estimateurs calculés par année pour les deux sites étudiés (la parcelle en jachère et le champ de mil). Le calcul des estimateurs est détaillé dans l'annexe A.

TABLEAU C.1 – Estimateurs quantitatifs (RMSE, biais, critère d'efficience de Nash-Sutcliffe *Eff.* et coefficient de corrélation *Corr.*) des variables d'évaluation modélisées en regard de celles observées au pas de temps semi-horaire par année hydrologique sur la période 2005-2011.

	Validation			Étalonnage			Validation																							
	Mai 2005 - Avr. 2006	Mai 2006 - Avr. 2007	Mai 2007 - Avr. 2008	Mai 2008 - Avr. 2009	Mai 2009 - Avr. 2010	Mai 2010 - Avr. 2011	Mai 2011 - Avr. 2012																							
JACHÈRE	RMSE	Biais	Eff.	RMSE	Biais	Eff.	RMSE	Biais	Eff.	RMSE	Biais	Eff.	RMSE	Biais	Eff.															
Flux de surface (W.m⁻²)																														
<i>RV</i> _↑	8,9	1,4	0,99	1,00	9,9	2,8	0,99	1,00	9,6	2,0	0,99	1,00	7,6	0,9	0,99	1,00	8,8	-1,6	0,99	1,00	7,2	-3,6	1,00	1,00	10,5	-5,5	0,99	1,00		
<i>IR</i> _↑	18,8	-5,1	0,92	0,99	18,5	-7,2	0,93	0,98	18,0	-6,3	0,94	0,99	14,9	-3,6	0,95	0,99	11,8	0,2	0,97	0,99	12,6	0,4	0,96	0,99	13,1	0,2	0,96	0,99		
<i>R_N</i>	15,5	4,8	0,99	1,00	13,2	5,5	1,00	1,00	13,5	5,5	0,99	1,00	12,4	3,9	1,00	1,00	14,1	2,5	0,99	1,00	14,1	4,3	0,99	1,00	18,1	6,4	0,99	1,00		
<i>G_{5cm}</i>	16,4	-5,2	0,95	0,98	15,8	-3,8	0,93	0,98	14,2	-4,3	0,96	0,98	17,7	-6,0	0,95	0,98	20,3	-4,1	0,91	0,96	17,1	-4,3	0,94	0,97	20,9	-2,6	0,86	0,97		
<i>H</i>	30,9	-7,9	0,87	0,94	30,2	-9,4	0,88	0,95	25,2	-5,9	0,93	0,97	24,2	-4,3	0,91	0,96	26,0	-3,6	0,90	0,95	27,1	-2,1	0,89	0,95	23,8	-1,8	0,93	0,97		
<i>LE</i>	26,0	-4,1	0,83	0,91	38,9	1,5	0,74	0,87	38,3	-6,7	0,79	0,89	33,6	-3,5	0,78	0,89	33,1	-3,6	0,75	0,87	38,6	-5,2	0,71	0,85	20,3	-3,0	0,57	0,77		
Stocks d'eau (mm)																														
<i>Total (0-250 cm)</i>	4,8	-1,3	0,76	0,96	17,2	5,3	0,24	0,98	6,4	-2,8	0,91	0,98	7,8	-5,2	0,85	0,96	6,6	-3,5	0,84	0,94	8,2	-3,9	<0	0,83	6,9	-1,7	0,54	0,87		
<i>H1-H2 (0-20 cm)</i>	1,5	-0,1	0,90	0,96	1,7	0,3	0,91	0,98	1,2	0,1	0,93	0,98	2,1	0,3	0,79	0,94	1,5	0,2	0,89	0,96	1,7	0,0	0,73	0,92	1,5	0,0	0,81	0,93		
<i>H3 (20-70 cm)</i>	3,2	-1,5	0,56	0,88	4,1	-0,4	0,76	0,95	3,0	-1,6	0,89	0,96	3,9	-1,6	0,77	0,90	3,6	-1,5	0,73	0,89	3,6	-1,4	<0	0,76	3,2	-1,0	0,69	0,86		
<i>H4 (70-120 cm)</i>	2,5	0,5	<0	0,91	10,1	4,1	<0	0,84	4,0	0,8	0,64	0,96	3,8	0,0	0,70	0,91	3,8	2,0	0,49	0,83	3,9	1,0	<0	0,57	5,3	2,8	<0	0,72		
<i>H5 (120-250 cm)</i>	0,6	-0,2	<0	0,27	5,4	1,4	<0	0,96	2,4	-2,2	<0	0,89	4,1	-3,9	<0	0,89	4,3	-4,1	<0	0,62	3,6	-3,5	<0	0,73	3,5	-3,5	<0	0,48		
Températures du sol (°C)																														
<i>10 cm</i>	2,3	-2,1	0,76	0,98	3,0	-2,7	0,73	0,98	2,7	-2,4	0,81	0,98	2,3	-1,9	0,83	0,97	2,0	-1,4	0,87	0,97	2,3	-1,4	0,81	0,95	2,5	-1,2	0,79	0,93		
<i>50 cm</i>	1,8	-1,8	0,37	0,97	2,3	-2,2	0,58	0,99	2,1	-1,9	0,70	0,98	1,7	-1,5	0,69	0,97	1,4	-1,2	0,81	0,98	1,3	-1,1	0,85	0,98	1,2	-1,1	0,88	0,98		
<i>100 cm</i>	1,5	-1,5	0,20	0,97	1,9	-1,8	0,55	0,99	1,7	-1,6	0,68	0,98	1,3	-1,2	0,67	0,97	1,2	-1,1	0,77	0,99	1,1	-1,0	0,84	0,98	1,0	-0,9	0,87	0,99		
<i>150 cm</i>	1,4	-1,4	<0	0,96	1,7	-1,6	0,45	0,98	1,5	-1,4	0,61	0,98	1,1	-1,0	0,59	0,97	1,1	-1,0	0,68	0,98	1,1	-0,9	0,79	0,98	1,0	-0,9	0,82	0,99		
<i>200 cm</i>	1,2	-1,1	<0	0,94	1,4	-1,3	0,37	0,96	1,3	-1,2	0,55	0,97	0,9	-0,8	0,56	0,95	0,9	-0,8	0,61	0,97	0,9	-0,8	0,74	0,97	0,8	-0,7	0,78	0,97		
<i>250 cm</i>	1,0	-0,9	<0	0,90	1,0	-0,9	0,46	0,94	1,0	-0,8	0,58	0,95	0,7	-0,5	0,62	0,93	0,8	-0,7	0,60	0,94	0,8	-0,6	0,72	0,95	0,7	-0,5	0,77	0,95		
Flux de surface (W.m⁻²)																														
<i>RV</i> _↑	11,5	-6,2	0,99	1,00	7,5	-2,6	0,99	1,00	14,0	-6,0	0,98	0,99	9,9	-5,2	0,99	1,00	8,0	-3,3	0,99	1,00	6,8	-2,0	1,00	1,00	8,1	-3,5	0,99	1,00		
<i>IR</i> _↑	9,4	-0,2	0,98	0,99	13,0	4,0	0,96	0,99	16,3	8,6	0,94	0,98	19,2	12,3	0,91	0,98	15,8	8,6	0,93	0,98	17,1	8,7	0,91	0,98	17,8	7,0	0,91	0,96		
<i>R_N</i>	17,6	7,5	0,99	1,00	17,1	-0,4	0,99	1,00	20,2	-1,7	0,99	0,99	18,2	-6,1	0,99	1,00	16,7	-4,3	0,99	1,00	17,4	-5,8	0,99	1,00	20,9	-2,4	0,99	0,99		
<i>G_{5cm}</i>	24,1	-3,9	0,84	0,92	13,3	-2,9	0,95	0,98	14,9	-3,7	0,94	0,97	20,5	-6,9	0,92	0,97	18,0	-3,4	0,93	0,96	18,5	-3,3	0,90	0,95	16,5	-2,1	0,91	0,96		
<i>H</i>	26,3	-4,1	0,87	0,94	26,2	-1,2	0,88	0,95	25,9	-2,2	0,90	0,95	28,8	0,8	0,85	0,93	35,1	1,5	0,81	0,92	33,9	-11,7	0,89	0,98	30,0	0,5	0,87	0,96		
<i>LE</i>	27,7	0,5	0,79	0,90	25,0	-0,1	0,81	0,91	29,9	-0,6	0,73	0,85	25,6	-3,8	0,79	0,90	25,3	-3,7	0,80	0,90	21,3	-7,1	<0	-0,13	24,1	-2,7	0,77	0,88		
Stocks d'eau (mm)																														
<i>Total (0-250 cm)</i>	13,3	8,6	0,72	0,97	19,8	15,0	0,84	0,98	11,5	-5,6	0,92	0,98	17,3	-13,7	0,75	0,97	7,3	-0,5	0,93	0,98	25,9	16,4	<0	0,87	9,4	-6,6	0,95	0,99		
<i>H1-H2 (0-20 cm)</i>	1,1	-0,3	0,92	0,97	1,2	-0,3	0,95	0,98	1,2	-0,3	0,92	0,96	0,9	-0,3	0,96	0,98	1,0	0,3	0,92	0,98	1,0	-0,3	0,95	0,98	1,3	-0,9	0,91	0,98		
<i>H3 (20-70 cm)</i>	5,7	2,3	0,62	0,95	5,8	2,3	0,74	0,98	4,0	0,4	0,83	0,98	4,9	-0,6	0,75	0,96	4,5	0,8	0,73	0,97	7,7	4,2	0,11	0,93	3,9	0,1	0,84	0,97		
<i>H4 (70-120 cm)</i>	5,0	2,7	0,52	0,91	4,5	1,9	0,82	0,96	2,5	-1,4	0,92	0,99	4,1	-2,9	0,79	0,96	3,3	-0,7	0,82	0,96	7,9	3,0	<0	0,75	2,4	0,1	0,93	0,99		
<i>H5 (120-250 cm)</i>	6,7	4,0	0,40	0,92	14,3	11,1	0,68	0,95	7,6	-4,2	0,88	0,96	11,8	-9,8	0,60	0,96	4,3	-0,8	0,90	0,95	14,8	9,6	<0	0,73	8,8	-4,3	0,85	0,95		
Températures du sol (°C)																														
<i>10 cm</i>	2,4	-1,0	0,83	0,93	1,4	-0,5	0,94	0,98	1,1	-0,3	0,97	0,98	1,9	-0,3	0,91	0,96	2,9	-1,1	0,82	0,93	1,6	-0,6	0,92	0,96	1,4	-0,4	0,94	0,97		
<i>50 cm</i>	1,3	-1,2	0,56	0,95	0,8	-0,5	0,94	0,98	0,8	-0,3	0,95	0,98	1,0	-0,1	0,89	0,94	1,1	-0,7	0,88	0,96	1,0	-0,6	0,88	0,96	1,1	-0,6	0,89	0,96		
<i>100 cm</i>	1,3	-1,3	0,25	0,96	0,7	-0,6	0,91	0,98	0,7	-0,3	0,95	0,99	0,7	-0,1	0,90	0,95	0,9	-0,6	0,86	0,97	0,9	-0,8	0,83	0,97	0,9	-0,7	0,87	0,97		
<i>150 cm</i>	1,2	-1,2	0,13	0,95	0,6	-0,4	0,90	0,98	0,6	-0,3	0,93	0,98	0,6	0,0	0,88	0,94	0,7	-0,6	0,83	0,96	0,9	-0,8	0,75	0,98	0,9	-0,7	0,84	0,98		
<i>200 cm</i>	1,1	-1,1	0,07	0,94	0,6	-0,3	0,88	0,97	0,6	-0,2	0,89	0,98	0,6	0,1	0,84	0,92	0,7	-0,5	0,80	0,95	0,8	-0,8	0,63	0,98	0,9	-0,6	0,79	0,98		
<i>250 cm</i>	1,0	-0,9	0,08	0,94	0,6	-0,2	0,81	0,94	0,7	-0,2	0,82	0,96	0,6	0,1	0,77	0,90	0,6	-0,4	0,72	0,93	0,9	-0,8	0,39	0,98	0,9	-0,5	0,71	0,97		

2 Températures dans le sol

Les figures présentées dans cette section complètent les résultats présentés au chapitre 8, section 3.2. Les deux premières figures C.1 et C.2 représentent les températures journalières moyennes observées (points noirs) et simulées (traits rouges pour le mil puis bleus pour la jachère) à différentes profondeurs (10-50-150-250 cm).

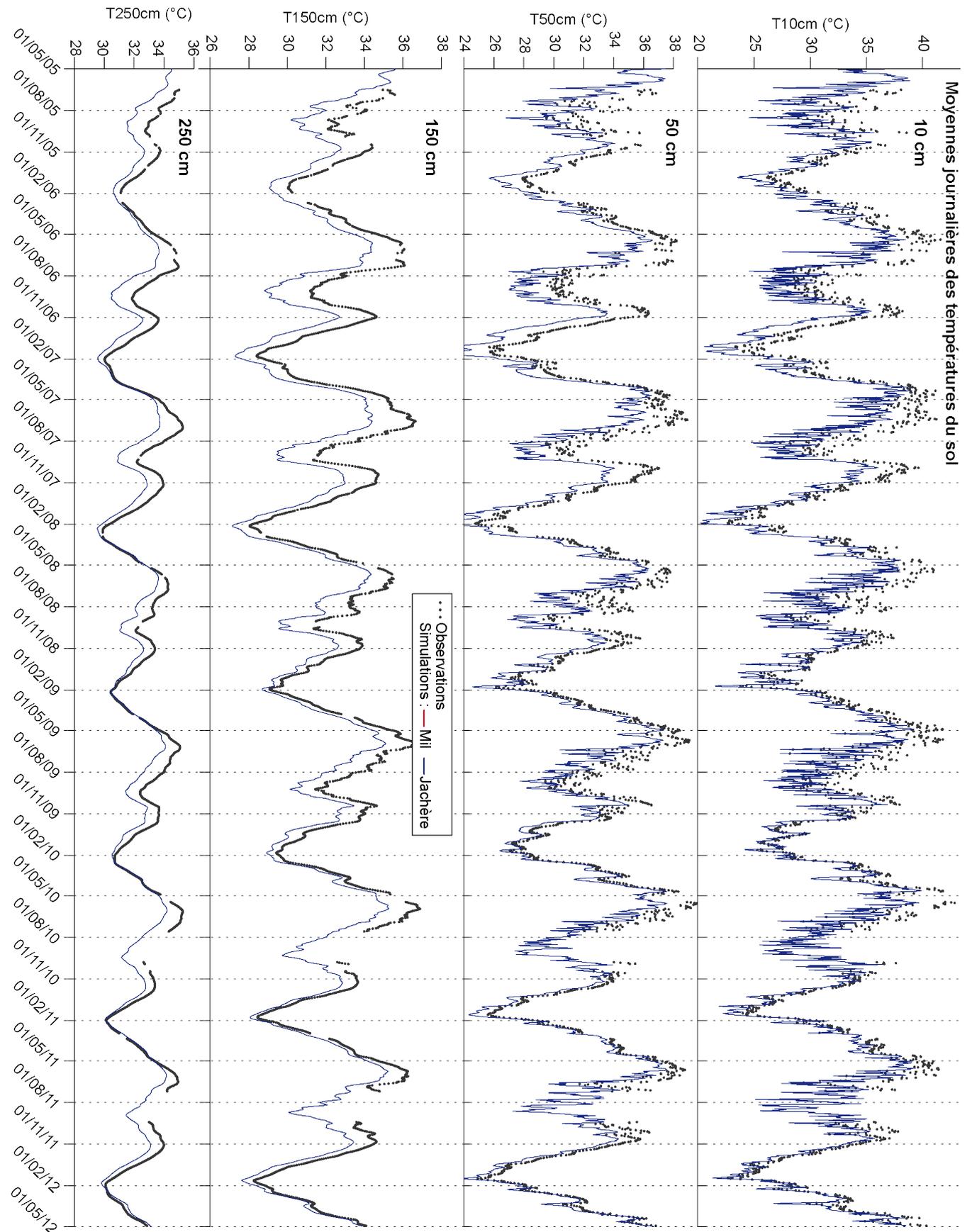


FIGURE C.1 – Températures journalières moyennes observées (points noirs) et simulées (traits pleins, bleus) pour la jachère à différentes profondeurs (10-50-150-250 cm) sur la période entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.

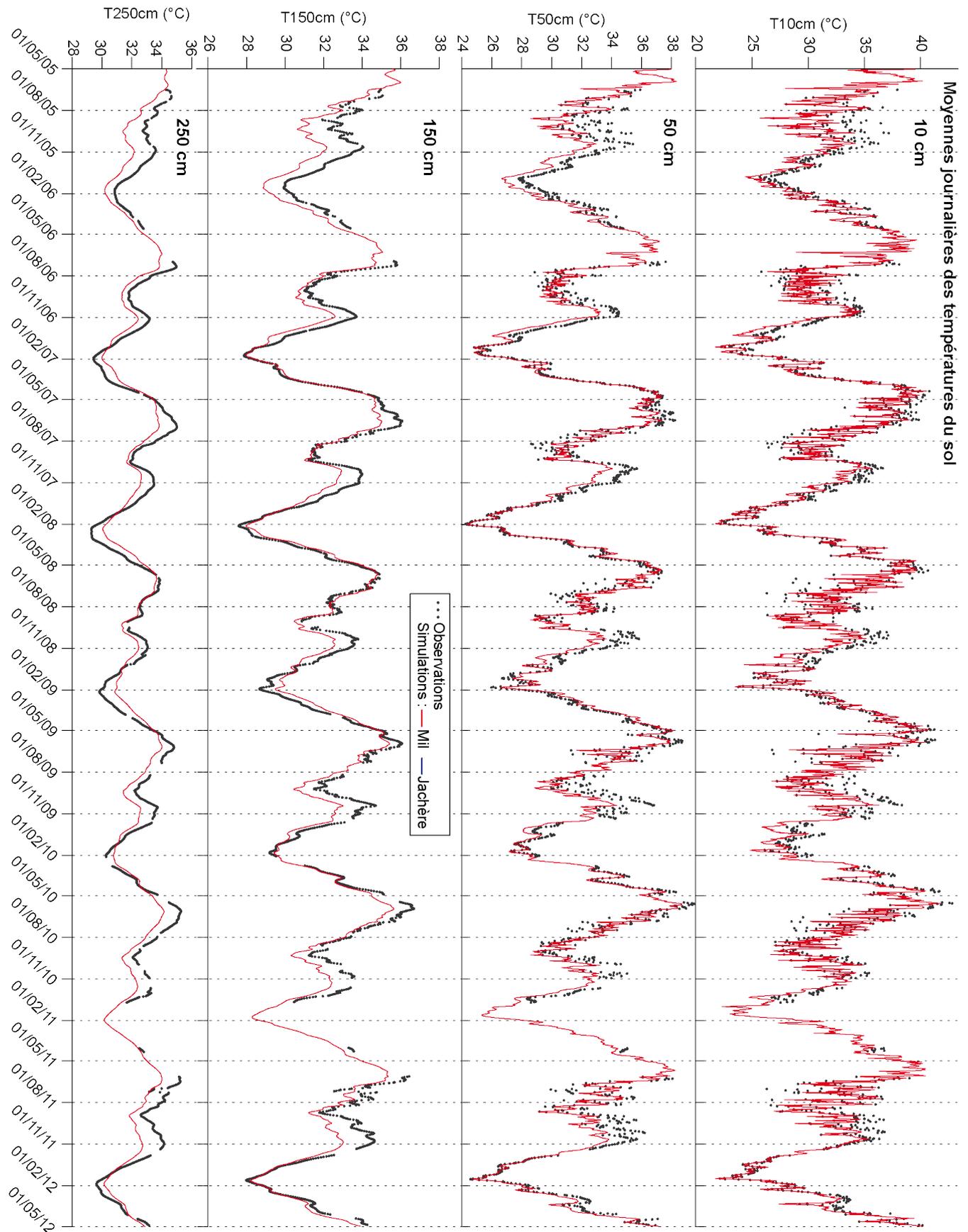


FIGURE C.2 – Températures journalières moyennes observées (points noirs) et simulées (traits pleins, rouges) pour le champ de mil à différentes profondeurs (10-50-150-250 cm) sur la période entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.

À 10 et 50 cm de profondeur, les températures présentent une forte variabilité journalière. Les figures C.3 et C.4 illustrent un exemple des températures observées et simulées sur la période du 01/06/2007 au 30/08/2007 au pas de temps semi-horaire pour ces deux profondeurs.

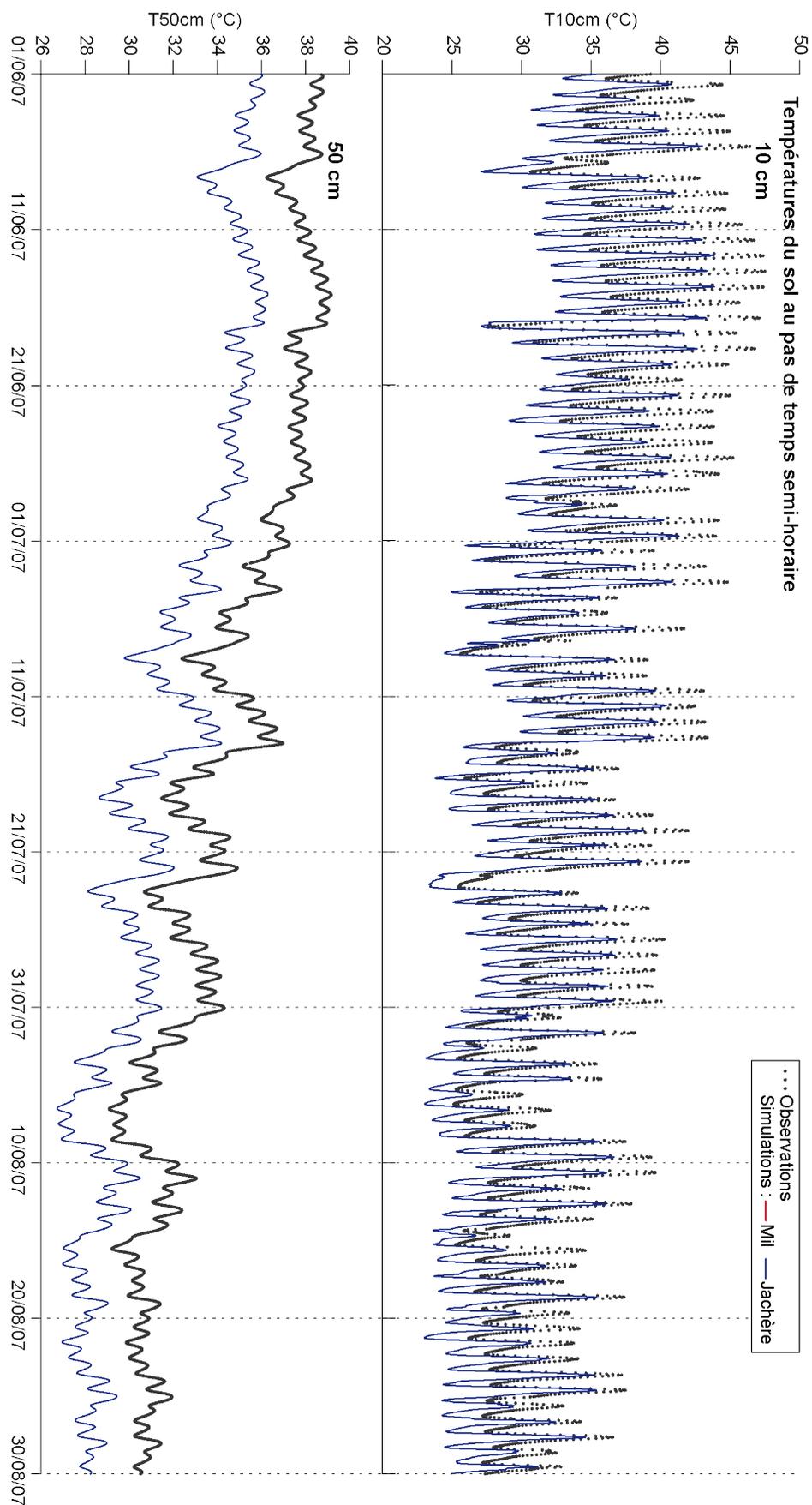


FIGURE C.3 – Températures semi-heures observées (points noirs) et simulées (traits pleins, bleus) pour le sol superficiel de la jachère (10-50 cm) sur la période entre le 01/06/07 et le 30/08/07.

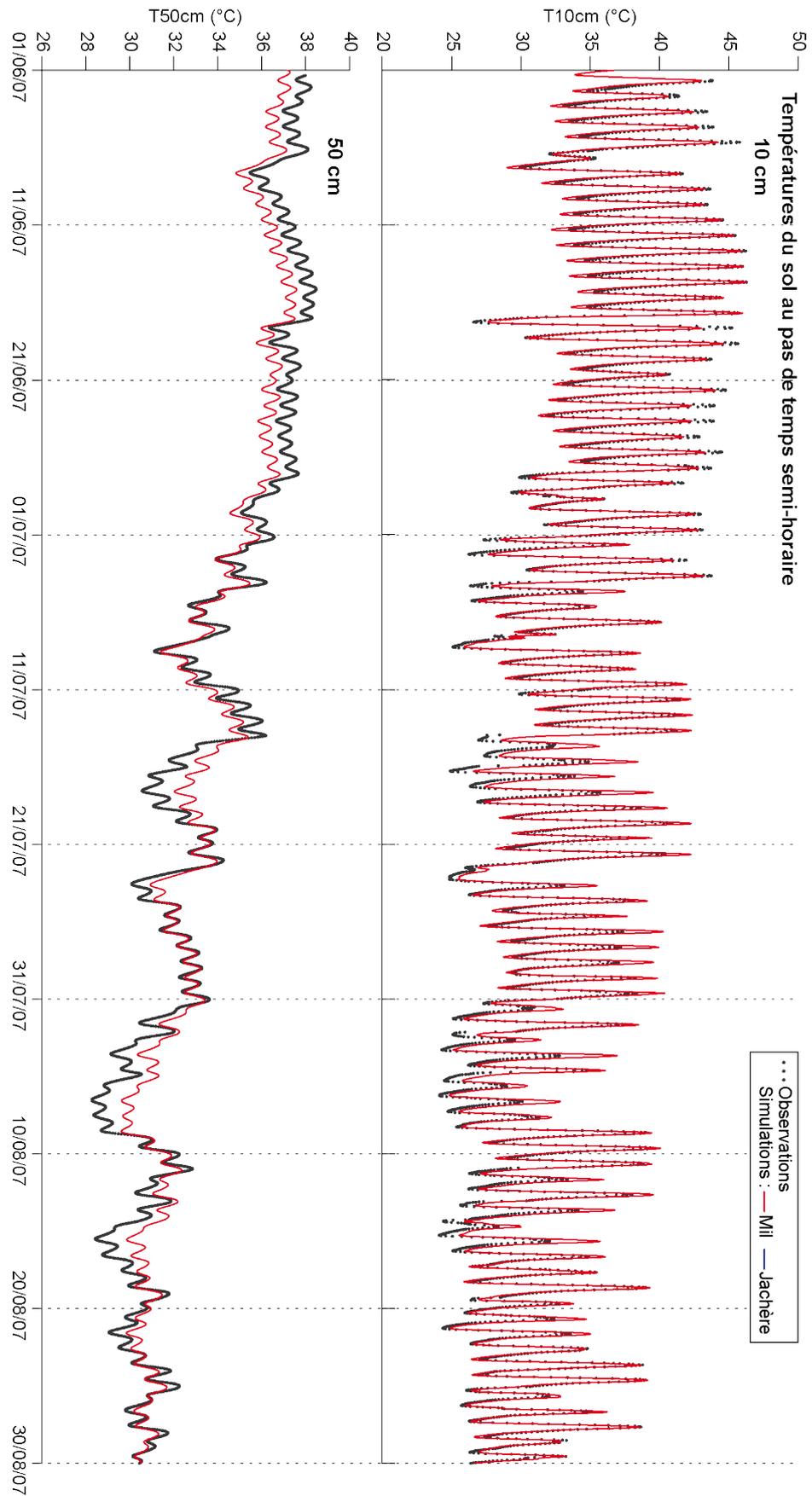


FIGURE C.4 – Températures semi-horaires observées (points noirs) et simulées (traits pleins, rouges) pour le sol superficiel du champ de mil (10-50 cm) sur la période entre le 01/06/07 et le 30/08/07.

3 Stocks d'eau dans le sol

Les figures suivantes (C.5 à C.12) représentent les stocks d'eau dans les différents horizons de sol H_2 à H_5 simulés (traits rouges pour le mil puis bleus pour la jachère) et observés (points) par saison des pluies (2005 à 2011). Les stocks observés ont été déduits par interpolation des humidités disponibles à six profondeurs (10-50-100-150-200-250 cm), en considérant une humidité constante à la surface (0-10 cm).

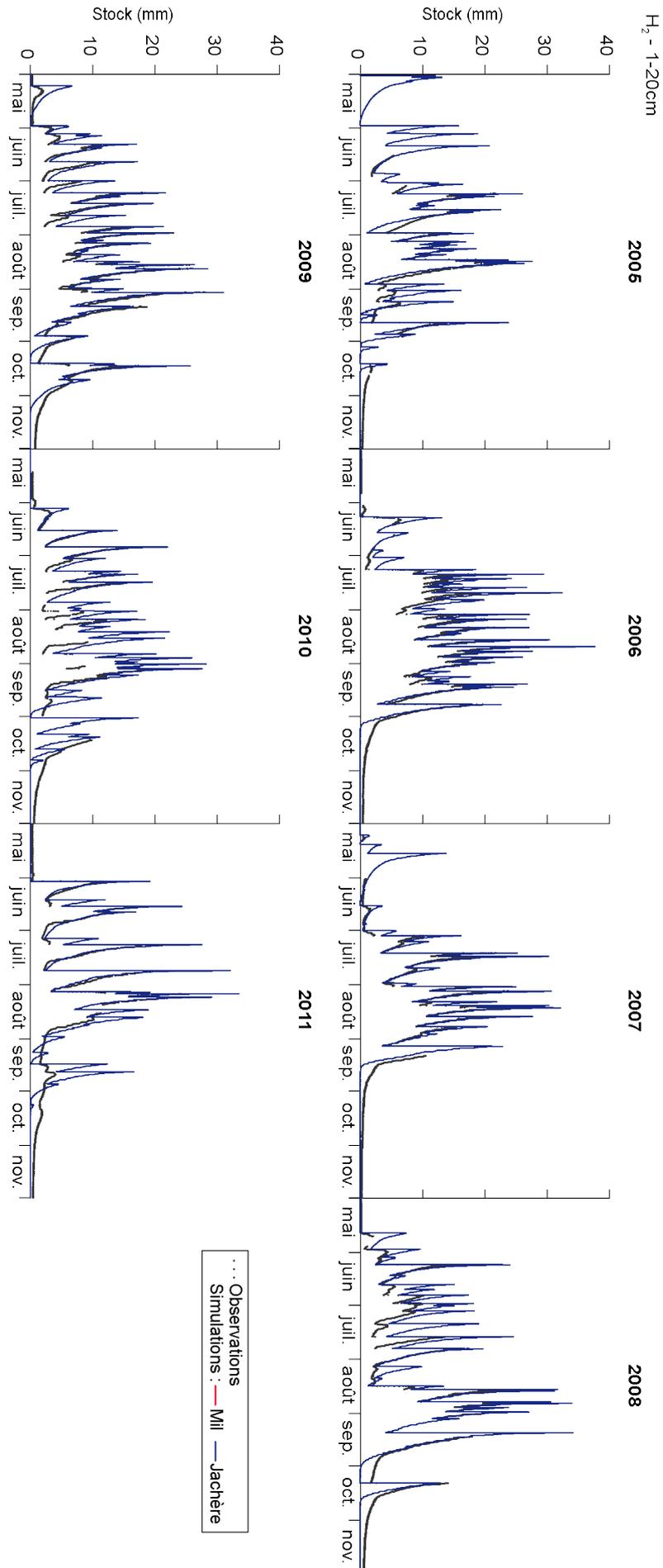


FIGURE C.5 – Stocks d'eau dans l'horizon H_2 (1-20 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

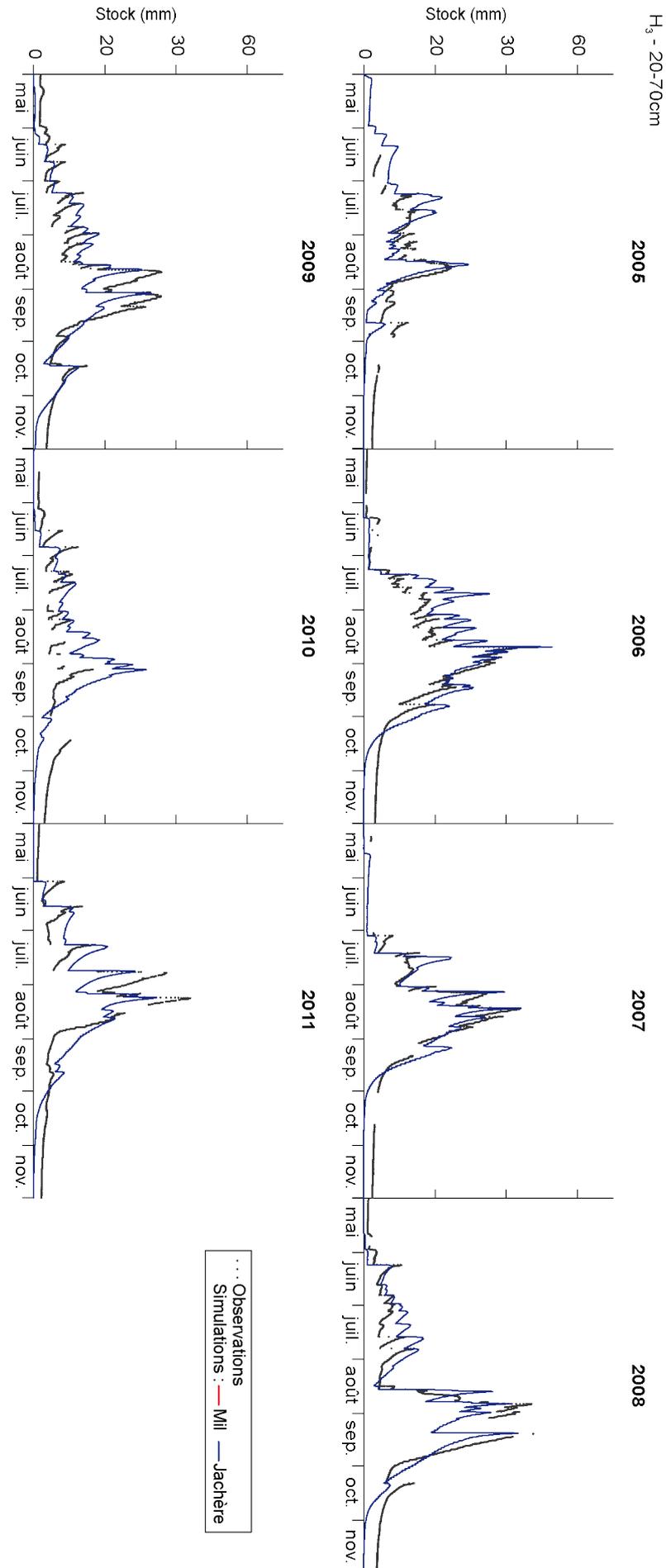


FIGURE C.6 – Stocks d'eau dans l'horizon H_3 (20-70 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

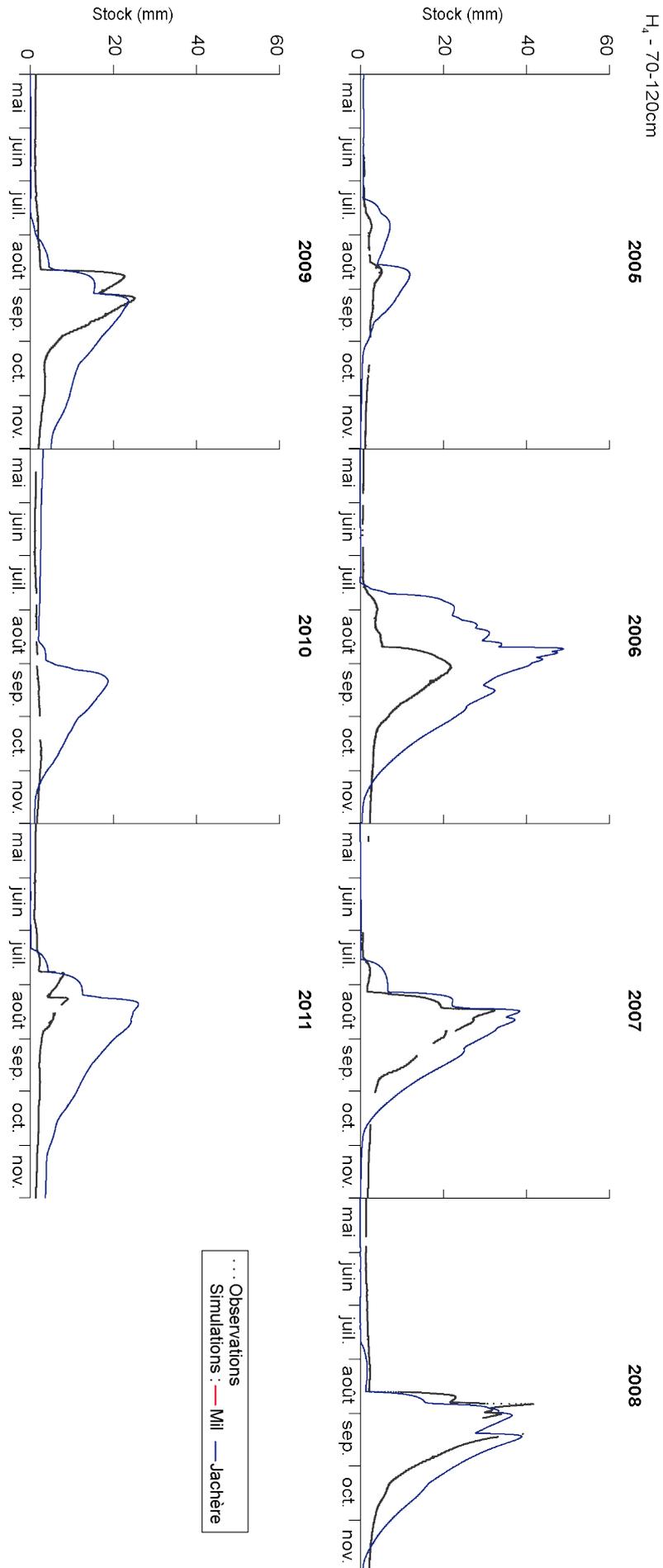


FIGURE C.7 – Stocks d'eau dans l'horizon H_4 (70-120 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

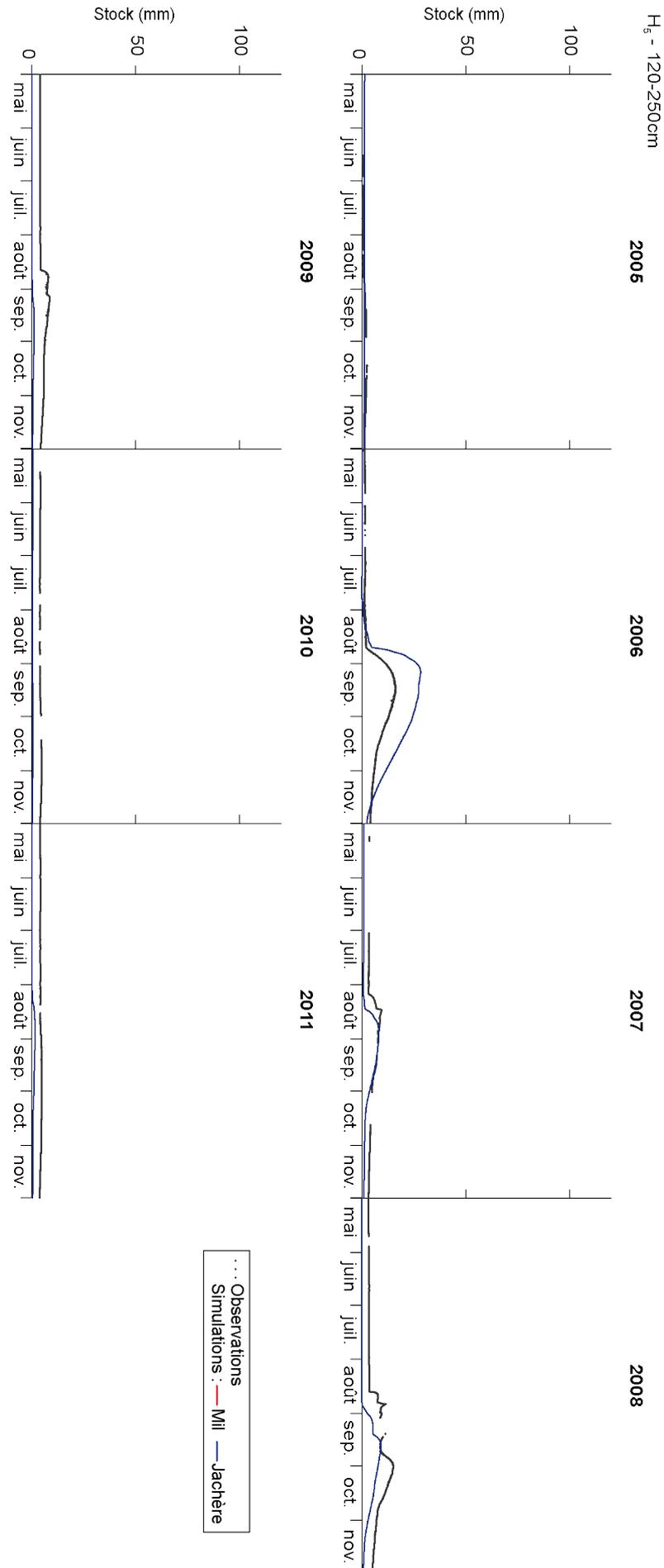


FIGURE C.8 – Stocks d'eau dans l'horizon H_5 (120-250 cm) du sol de la jachère simulés (traits bleus) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

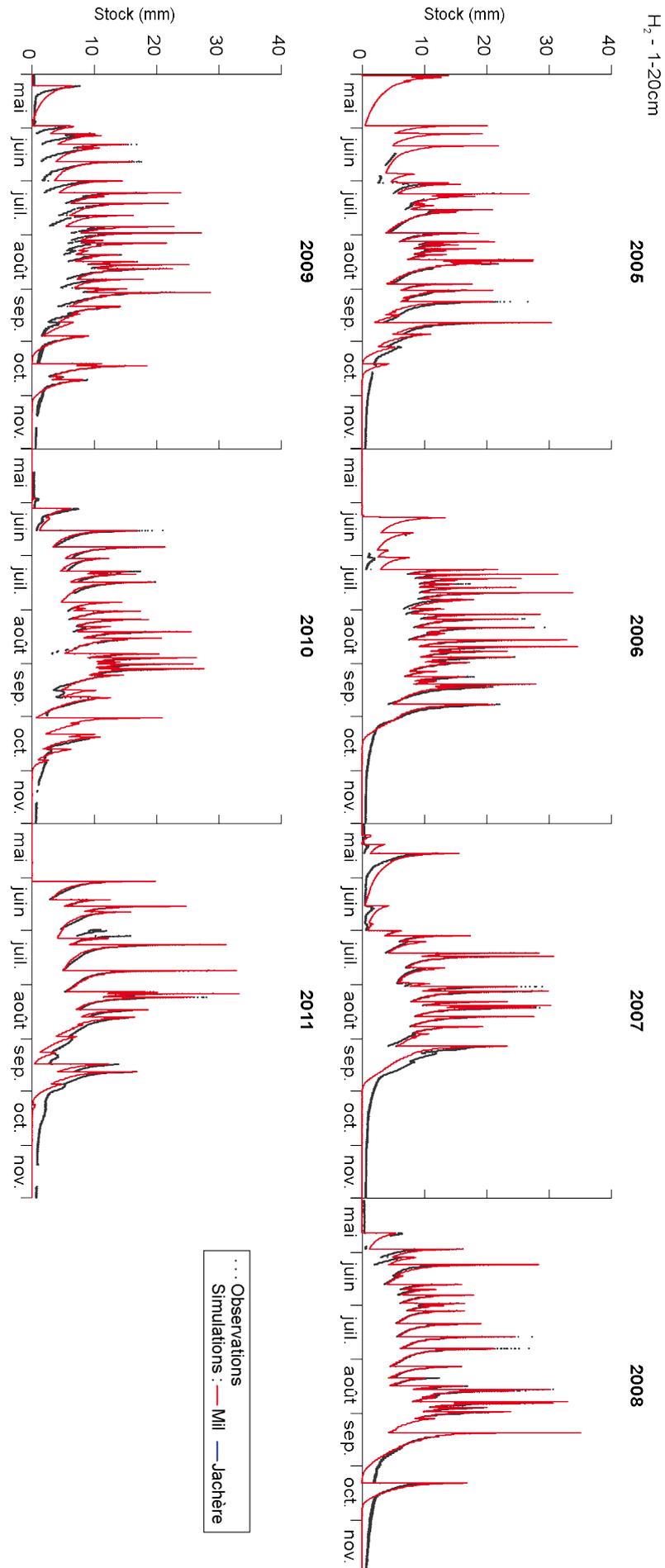


FIGURE C.9 – Stocks d'eau dans l'horizon H_2 (1-20 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

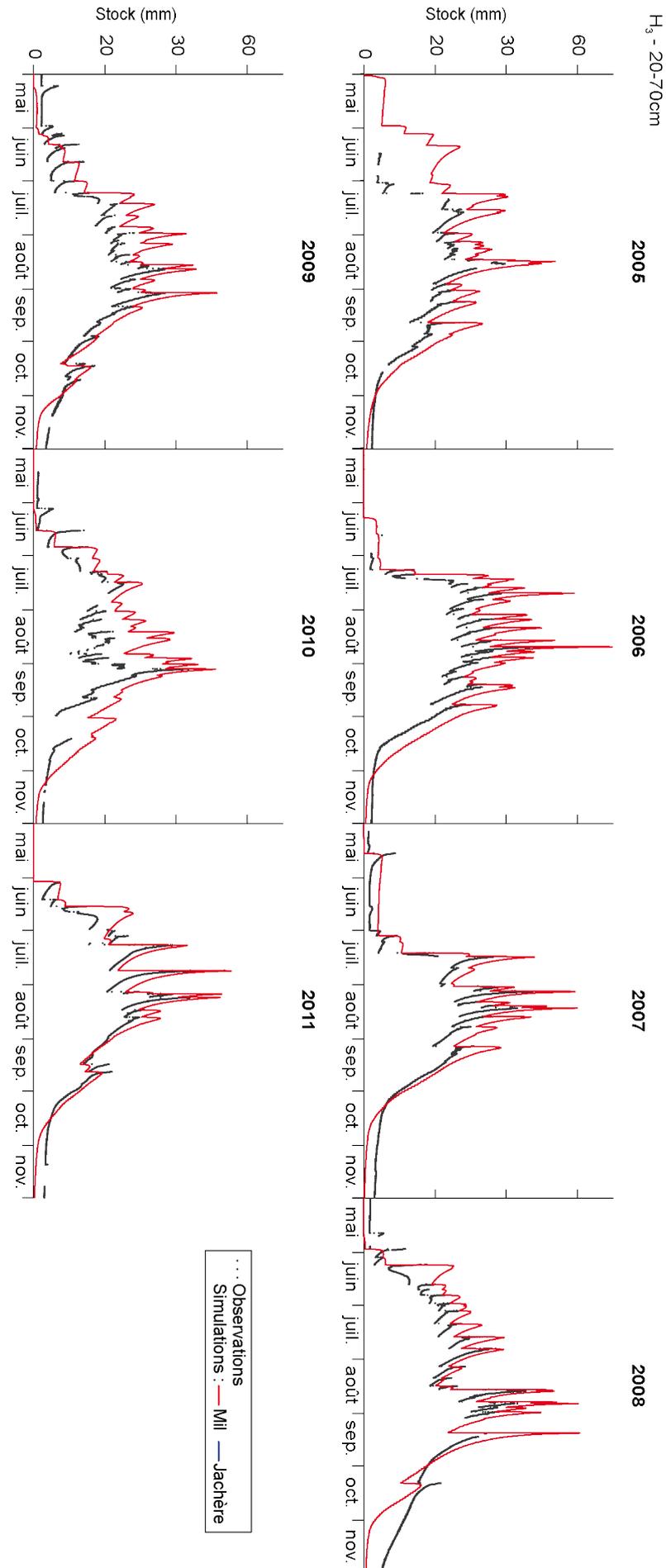


FIGURE C.10 – Stocks d'eau dans l'horizon H_3 (20-70 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

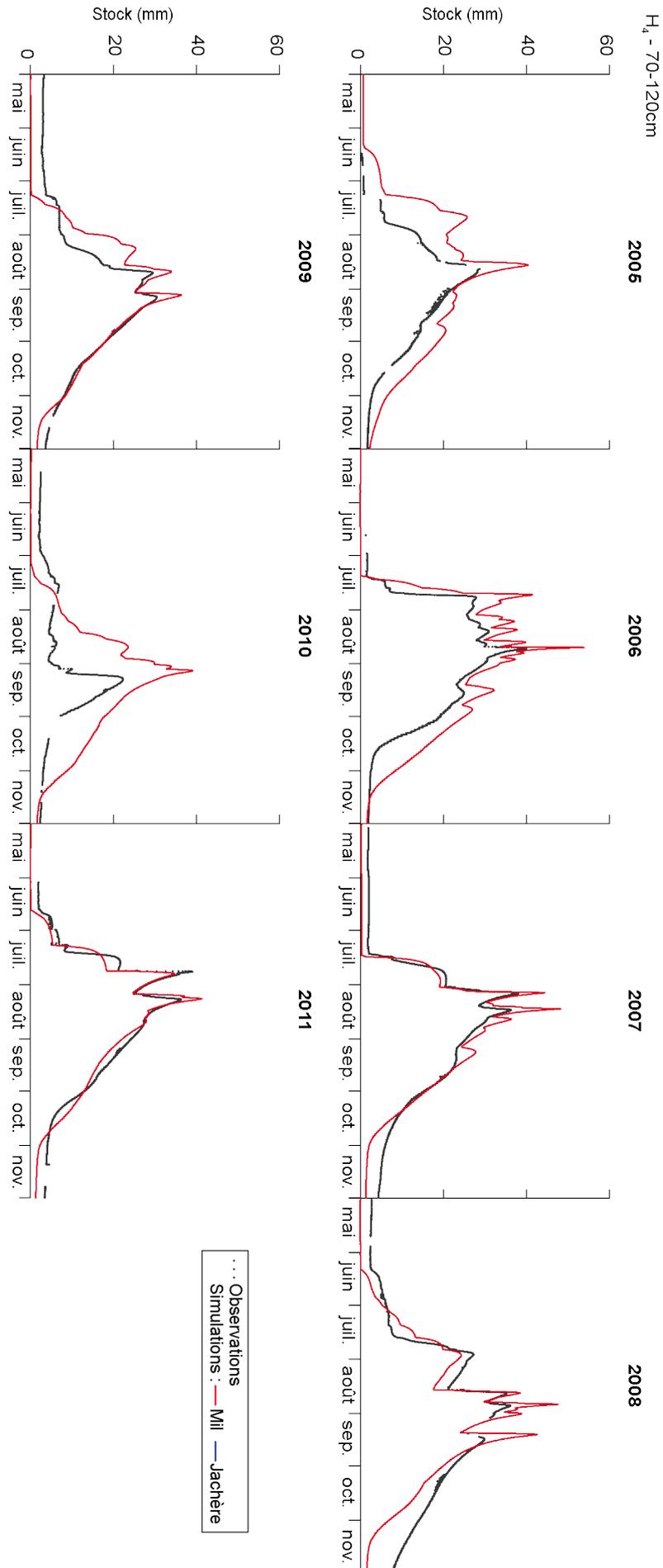


FIGURE C.11 – Stocks d'eau dans l'horizon H_4 (70-120 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

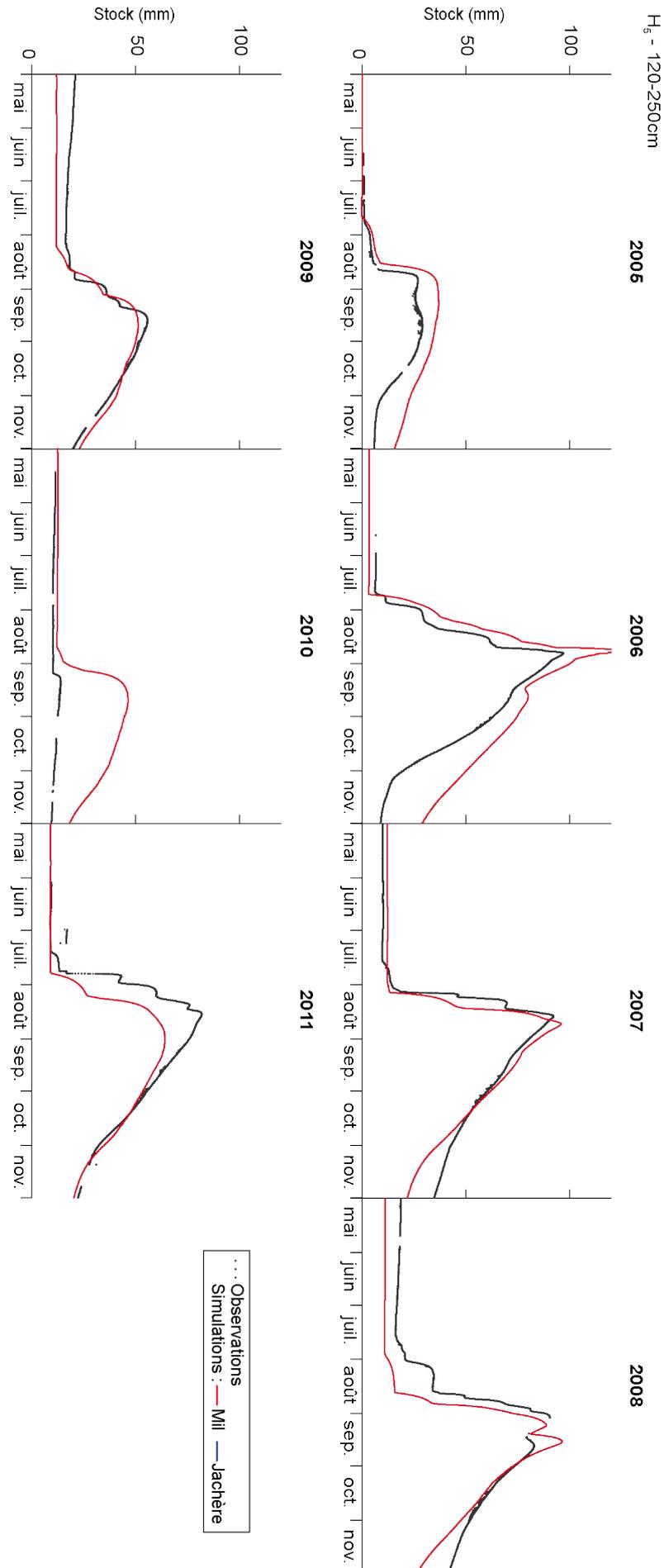


FIGURE C.12 – Stocks d'eau dans l'horizon H_5 (120-250 cm) du sol du champ de mil simulés (traits rouges) et observés (points noirs) par saison des pluies (2005 à 2011).

4 Humidités dans le sol

Les deux figures C.13 et C.14 qui suivent représentent les humidités dans le sol aux profondeurs 10-50-150-200 cm observées (points noirs) et simulées (traits bleus pour la jachère et rouge pour le mil) sur la période d'étude 2005-2011.

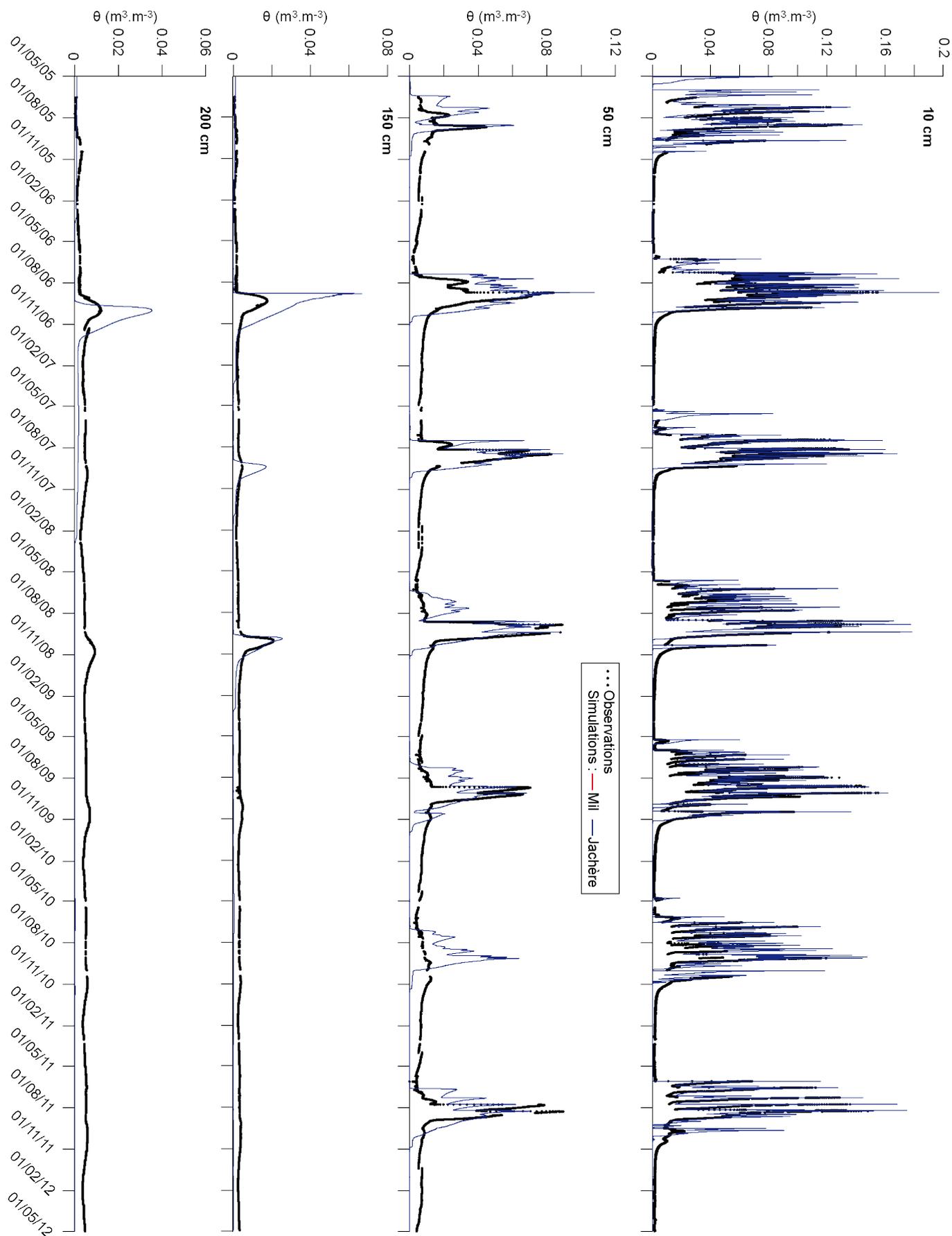


FIGURE C.13 – Humidités dans le sol (10-50-150-200 cm) au pas de temps semi-horaire observées (points noirs) et simulées (traits bleus) pour la jachère entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.

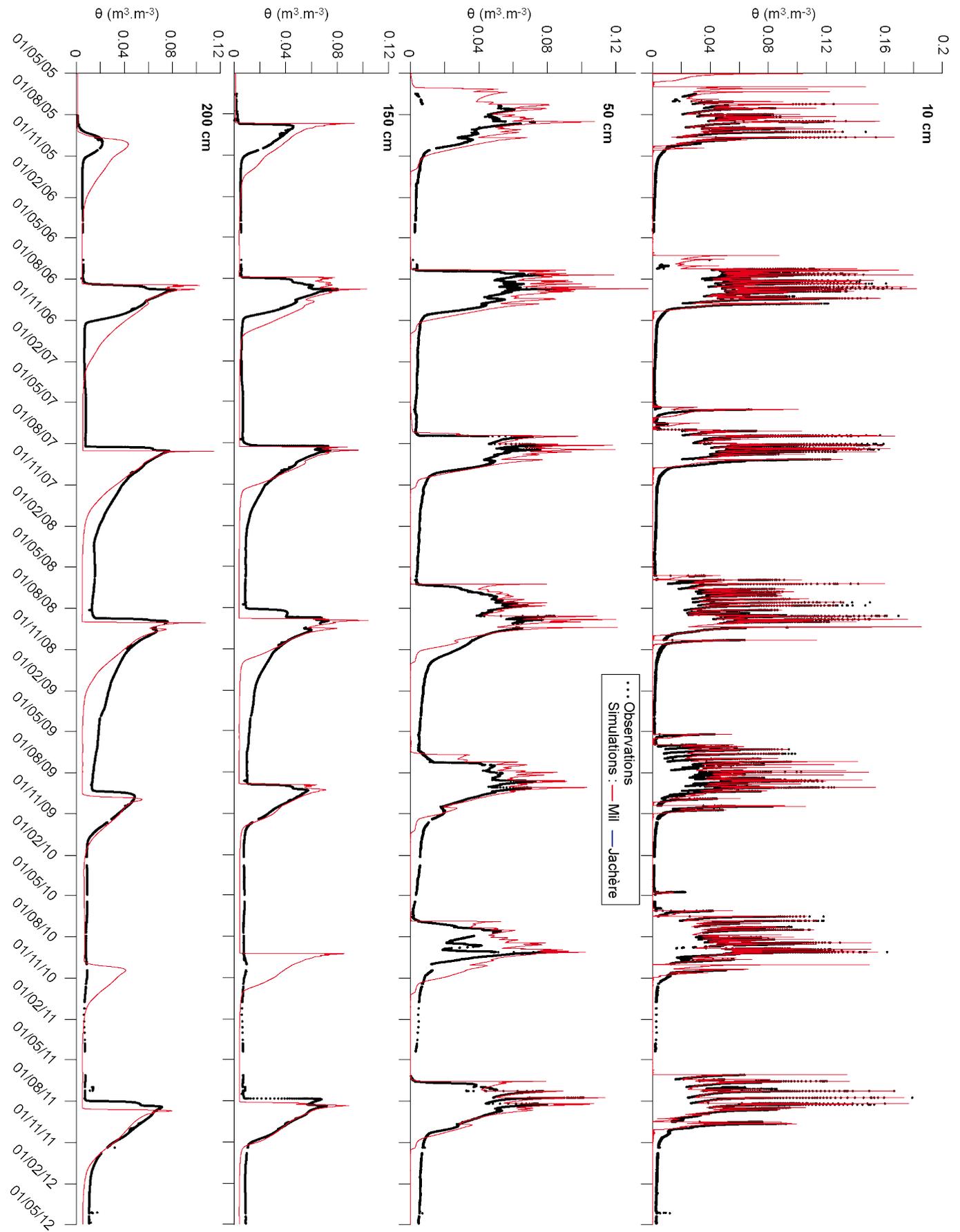


FIGURE C.14 – Humidités dans le sol (10-50-150-200 cm) au pas de temps semi-horaire observées (points noirs) et simulées (traits rouges) pour le champ de mil entre le 01/05/2005 et le 01/05/2012.

Annexe D

Méthode de *gap-filling* des données de flux turbulents journaliers à partir de la modélisation

Les composantes énergétiques (rayonnement net, flux de chaleur dans le sol, sensible ou latente) mesurées et simulées au pas de temps semi-horaire suivent des cycles journaliers : elles sont maximales la journée et minimales la nuit. Généralement, les mesures de flux turbulents (flux de chaleur sensible H et de chaleur latente LE) sont peu satisfaisantes la nuit, induisant des lacunes importantes, notamment dans l'estimation des moyennes journalières.

L'objectif est de combler une partie des lacunes dans les moyennes journalières calculées à partir des données, en utilisant la modélisation construite et éprouvée :

- en donnant un poids plus faible aux lacunes nocturnes
- en respectant un cycle journalier

La composante énergétique sera notée E . En préambule, voici les conventions de notation utilisées ici :

- E^{sim} et E^{obs} les composantes énergétiques respectivement simulées et observées,
- $E_{a,j}(t)$ la composante énergétique à l'instant t pour le jour j de l'année a ,
- $\langle E \rangle_y$ la moyenne de la composante énergétique par rapport au paramètre y (p. ex. t).

1 Cycles journaliers types établis à partir de la modélisation

Pour chaque jour d'une année « type », un cycle journalier des composantes énergétiques au pas de temps semi-horaire est établi. Celui-ci est estimé en calculant la moyenne glissante sur 31 jours des cycles journaliers simulés pour les sept années ($a = 2005$ à 2011). Ainsi, 217 jours (31 jours x 7 ans) simulés sont moyennés pour estimer le profil type d'un cycle journalier au jour j_0 donné ($E_{j_0}^{sim}(t)$ avec $0 \leq t \leq 23h30$ et $\Delta t = 30 \text{ min}$) :

$$E_{j_0}^{sim}(t) = \frac{1}{217} \sum_{j=j_0-15}^{j_0+15} \sum_{a=2005}^{2011} E_{a,j}^{sim}(t) \quad (\text{D.1})$$

2 Estimation du nombre de lacunes dans un cycle journalier observé

Soit $t_{dispo}(a,j)$, les instants pour lesquels la mesure de la composante $E_{a,j}^{obs}(t)$ est disponible pour un jour donné j de l'année a . $t_{dispo}(a,j)$ est compris entre 0 et 23h30 avec au minimum un Δt de 30 min.

Pour chaque jour j de chaque année a , le *facteur*(a,j), rapport de la somme journalière du cycle journalier type ($\sum_{t_{dispo}(a,j)} E_j^{sim}(t)$) aux instants disponibles sur la somme journalière du cycle journalier type complet ($\sum_{\substack{t=0 \\ \Delta t=30min}}^{23h30} E_j^{sim}(t)$), est calculé.

$$facteur(a,j) = \frac{\sum_{t_{dispo}(a,j)} E_j^{sim}(t)}{23h30 \sum_{\substack{t=0 \\ \Delta t=30min}} E_j^{sim}(t)} \quad (D.2)$$

Si ce $facteur(a,j)$ est supérieur à un seuil (0,80 ici), la composante énergétique journalière observée $\langle E_{a,j}^{obs} \rangle_t$ au jour j de l'année a (48 instants t par jour) est déduite par :

$$\langle E_{a,j}^{obs} \rangle_t = \frac{1}{48} \times \frac{1}{facteur} \times \sum_{t_{dispo}(a,j)} E_{a,j}^{obs}(t) \quad (D.3)$$

En résumé, les lacunes dans les observations sont comblées en conservant pour chaque jour le rapport des données agrégées disponibles au modèle. Seuls les jours avec moins de 20 % du flux extrapolé sont utilisés. Cette méthode a été appliquée pour combler une partie des lacunes dans les données des flux turbulents journaliers, uniquement pour la figure 8.7 (Chapitre 8). Celle-ci peut également être appliquée aux données de rayonnement net (R_n) et de flux de chaleur dans le sol (G) journaliers.

Annexe E

Publication dans la revue Hydrology and Earth System Sciences Discussions (HESSD)

Cet article est disponible en ligne en suivant le lien :
<http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/11/4753/2014/hessd-11-4753-2014.html>

Building a field- and model-based climatology of local water and energy cycles in the cultivated Sahel — Annual budgets and seasonality

C. Velluet¹, J. Demarty², B. Cappelaere², I. Braud³, H. B.-A. Issoufou⁴, N. Boulain², D. Ramier^{2,5}, I. Mainassara^{6,7}, G. Charvet², M. Boucher^{2,8}, J.-P. Chazarin², M. Oï², H. Yahou^{4,7}, B. Maidaji^{4,6}, F. Arpin-Pont⁹, N. Benarrosh², A. Mahamane⁴, Y. Nazoumou⁷, G. Favreau², J. Seghieri²

¹Université Montpellier 2, UMR HSM (CNRS/IRD/UM1/UM2), Montpellier, France

²IRD, UMR HSM (CNRS/IRD/UM1/UM2), Montpellier, France

³IRSTEA, Unit HHLy, Lyon, France

⁴Université de Maradi, Biology Department, Maradi, Niger

⁵Cerema, DTer IDF, Trappes-en-Yvelines, France

⁶IRD, UMR HSM (CNRS/IRD/UM1/UM2), Niamey, Niger

⁷Université Abdou Moumouni, Geology Department, Niamey, Niger

⁸IRD, LTHE, Grenoble, France

⁹CNRS, UMR HSM (CNRS/IRD/UM1/UM2), Montpellier, France

Abstract

In the African Sahel, energy and water cycling at the land surface is pivotal for regional climate, water resources and land productivity, yet it is still extremely poorly documented. As a step towards a comprehensive climatological description of surface fluxes in this area, this study provides estimates of average annual budgets and seasonal cycles for two main land use types of the cultivated Sahelian belt, rainfed millet crop and fallow bush. These estimates build on the combination of a 7 year field dataset from two typical plots in southwestern Niger with detailed physically-based soil-plant-atmosphere modelling, yielding a continuous, comprehensive set of water and energy flux and storage variables over the 7 year period. In this study case in particular, blending field data with mechanistic modelling is considered as making best use of available data and knowledge for such purpose. It extends observations by reconstructing missing data and extrapolating to unobserved variables or periods. Furthermore, model constraining with observations compromises between extraction of observational information content and integration of process understanding, hence accounting for data imprecision and departure from physical laws. Climatological averages of all water and energy variables, with associated sampling uncertainty, are derived at annual to subseasonal scales from the 7 year series produced. Similarities and differences in the two ecosystems behaviors are highlighted. Mean annual evapotranspiration is found to represent ~82–85% of rainfall for both systems, but with different soil evaporation/plant transpiration partitioning and different seasonal distribution. The remainder consists entirely of runoff for the fallow, whereas drainage and runoff stand in a 40–60% proportion for the millet field. These results should provide a robust reference for the surface energy- and water-related studies needed in this region. The model developed in this context has the potential for reliable simulations outside the reported conditions, including changing climate and land cover.

Keywords

ecohydrology, evapotranspiration, energy budget, water budget, SVAT model, fallow bush, pearl millet

Résumé

Le Sahel est particulièrement exposé à la variabilité de la mousson Ouest-Africaine dont les répercussions socio-économiques peuvent prendre un caractère dramatique. Cette région est en outre confrontée à l'une des plus fortes croissances démographiques jamais observées, se traduisant par une pression toujours plus forte sur de faibles ressources naturelles et un environnement fragile. Dans ce contexte, un enjeu important se situe dans notre capacité à proposer des outils aidant au suivi des ressources hydriques et végétales, et permettant d'anticiper les impacts climatiques et anthropiques à moyen terme sur ces ressources. Pour cela, il est indispensable d'étudier et mieux comprendre les processus d'échanges d'énergie et de matière à l'interface terre-atmosphère, qui contribuent à la régulation de la mousson d'une part et gouvernent le cycle hydrologique local et le développement végétal d'autre part. Les travaux réalisés s'inscrivent dans cette problématique, portant précisément sur l'analyse des cycles de l'eau et de l'énergie en région sahélienne sous les effets combinés du climat et de l'activité humaine. La démarche s'appuie sur une méthodologie alliant observations in situ et modélisation à base physique. L'étude a été réalisée dans la région centrale du Sahel, dont le système agricole traditionnel associe pastoralisme et cultures pluviales en alternance avec la jachère. Elle s'est appuyée sur le réseau d'observations éco-hydrologiques et énergétiques acquises en continu durant 7 années (2005-2012) par l'Observatoire AMMA CATCH au Sud-Ouest Niger. La qualité et la cohérence de ces observations ont permis de dresser des grands traits du fonctionnement éco-hydrologique des deux couverts végétaux les plus répandus dans la région : cultures de mil et jachères arbustives. Les observations ne permettent cependant pas à elles seules d'établir des bilans complets aux différentes échelles temporelles d'intérêt (infra-journalière à interannuelle). Une modélisation couplée détaillée des cycles de l'énergie et de l'eau a par conséquent été élaborée pour ces deux couverts, à l'aide du modèle de transferts sol-plante-atmosphère SiSPAT. Étaloné sur une période de 2 ans, le modèle a ensuite été validé sur les 5 autres années d'observation, en contraignant les paramètres du modèle à des valeurs physiquement réalistes. En bon accord avec les observations, cette modélisation pluriannuelle s'est révélée être un outil d'analyse précieux, intégrant toute la pertinence, la richesse et la cohérence du jeu de données. La représentativité de la période étudiée a permis d'en exploiter les résultats pour (1) analyser l'impact de la variabilité climatique sur les bilans d'eau et d'énergie aux différentes échelles temporelles et (2) fournir une première climatologie des flux et stocks d'eau et d'énergie à l'interface sol-végétation-atmosphère, à ces mêmes échelles. Les similitudes et différences de fonctionnement éco-hydrologique et énergétique entre écosystèmes ont été mises en évidence. Par exemple, l'évapotranspiration représente plus de 80 % des précipitations annuelles et près de la moitié du rayonnement global au cœur de la mousson pour les deux sites. Sa distribution saisonnière et son partitionnement en évaporation du sol et transpiration des plantes diffèrent néanmoins entre les deux écosystèmes, tout comme le ruissellement, et le drainage sous la zone racinaire. Ce dernier apparaît significatif pour le champ de mil mais pas pour la jachère. Une analyse de sensibilité des processus aux caractéristiques du sol et du couvert a été réalisée. La robustesse des résultats produits devrait leur permettre de servir de référence pour les études des processus hydrologiques et énergétiques dans cette région. La modélisation ainsi construite présente un potentiel évident pour des études prospectives, relatives notamment au changement climatique ou à une évolution des pratiques agricoles.

Abstract

The Sahel region is particularly exposed to the variability of the West African Monsoon, which may lead to dramatic socio-economical consequences. This region also has one of the highest demographic growth rates, resulting in an ever-increasing pressure on the scarce natural resources and fragile environment. In this context, a major challenge lies in our ability to provide appropriate tools for the monitoring of hydrological and vegetation resources. These tools should also be suitable for the prediction of climatic and anthropogenic impacts in the medium term. This requires a better understanding of energy and matter transfer processes at the earth-atmosphere interface. Indeed, the latter both play a role in the regulation of the monsoon and also drive the local hydrological cycle and vegetation development. The present research follows such a framework and consists specifically in analyzing the water and energy cycles in the Sahel region under the combined effects of climate and human activity. This is undertaken by developing a methodology combining the use of in situ observations and physically-based modelling. The study was conducted in the central Sahel, where traditional agricultural systems are formed by the association of pastoralism and rain-fed crops in rotation with fallow cycles. This study was based on the network of eco-hydrological and energy data acquired continuously during 7 years (2005-2012) by the South-West Niger AMMA-CATCH Observatory. Quality and consistency of these observations allowed analyzing the main features of the eco-hydrological functioning of the two main land-covers in the region: millet and fallow savannah. However, observations alone were not sufficient to compute comprehensive water and energy budgets at all the different time scales of interest (sub-daily to inter-annual). A detailed modelling of coupled water and energy cycles was therefore undertaken for these two land-covers, using the soil-vegetation-atmosphere transfer model SiSPAT. The model was first calibrated on a 2-year period, and further validated on the remaining 5-year observations, by constraining model parameters to physically realistic values. This multi-year modelling was in good agreement with the observations, and provided a precious analysis tool that integrated the relevance, richness and consistency of the dataset. Thanks to the representativeness of the studied period, results served at the different temporal scales to (1) analyze the impact of climatic variability on water and energy budgets and (2) produce a preliminary climatology for the water and energy fluxes and storages at the soil-vegetation-atmosphere interface. Similarities and differences in eco-hydrological and energy functioning between ecosystems were evidenced. For instance, evapotranspiration represented more than 80 % of annual precipitations and close to half of the global radiation at the heart of the monsoon for both sites. Seasonal distribution and partitioning of evapotranspiration between soil evaporation and plants transpiration differed between the two ecosystems, as well as the runoff, and the drainage below the root zone which appeared significant for the millet field but not for the fallow site. A sensitivity analysis of the energy and water budgets to soil and vegetation characteristics was conducted. Robustness of the produced results should enable them to serve as reference for studies of water and energy processes in this region. The resulting calibrated model showed an obvious potential for prospective studies, such as those on climate change or on the evolution of agricultural practices.