

Master 2^{ème} année Recherche Eau Environnement
Mention Biologie Géosciences Agroressources Environnement
Spécialité Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental

Potentialités, Étalonnage et Validation d'un modèle détaillé des bilans d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère en région sahélienne

Cécile VELLUET

Encadrant : Jérôme Demarty (IRD)

Co-encadrant : Bernard Cappelaere (IRD)



HydroSciences
Montpellier

Laboratoire HydroSciences Montpellier
300, avenue du Professeur Emile Jeanbrau

27 juillet 2010



Remerciements

Ces six derniers mois de stage au sein du laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM) constituent pour moi une seconde expérience de recherche dans le domaine de l'hydrologie. Ils confirment fortement mon choix de poursuivre dans cette voie. Je tiens à remercier tous ceux qui ont participé de près comme de loin à ce travail.

Je ne remercierai jamais assez mes deux encadrants Jérôme Demarty et Bernard Cappelaere. Vous m'avez laissé mon autonomie pendant ce stage tout en restant très présents quand j'avais besoin d'aide. Merci pour votre attention et votre écoute. Vous m'avez tous les deux beaucoup appris d'un point de vue scientifique et j'espère vraiment pouvoir continuer à travailler avec vous ces prochaines années. Merci Jérôme pour ton soutien, tes conseils et les week-ends que tu as sacrifiés pour mon travail. Merci Bernard pour tous tes conseils avisés et surtout pour le temps que tu m'as consacré.

Je remercie également Denis Feurer, ancien post-doctorant de l'équipe, présent les premiers mois de mon stage. Merci en particulier pour tes conseils sur l'utilisation de Matlab et pour ta participation à la soutenance de ce travail.

Je n'aurai jamais pu faire un stage au sein de ce laboratoire sans Eric Servat qui m'a accepté dans le master Recherche R2E et m'a accueillie en stage dans son laboratoire. Je voudrais également remercier mes enseignants du Master qui m'ont apporté une base de connaissances scientifiques. Je remercie en particulier Laurent Prévot et Marc Voltz (LISAH) pour le cours sur «l'étude des Transferts Sol-Plante-Atmosphère».

Ce dossier s'appuie sur un certain nombre de documents dont certains m'ont été fournis par Isabelle Braud, Benoît Coudert et André Chanzy . Je remercie également Joëlle Caner et Catherine Picq pour toutes les recherches que vous avez faites pour moi à la bibliothèque de la MSE. Pour les quelques photos qui agrémentent un peu ce rapport, je remercie Maïmouna Ibrahim de me les avoir transmises.

Et pour tous les aspects administratifs mais surtout pour leur bonne humeur de tous les jours je remercie chaleureusement Nadine Peres et Kristine Gujda.

Merci à tous ceux qui ont contribué à la bonne ambiance qui règne dans le bureau 121. Je remercie en particulier Lila et Camille. Et pour compléter l'équipe des irdiennes j'appelle Amélie du bureau d'en-dessous. Les filles, la liste des remerciements est longue pour tout ce temps passé ensemble, au boulot, le soir et parfois les nuits. Alors je la ferai courte. Merci pour le soutien, les bons moments passés ensemble, les discussions à la cantine de l'IRD, votre aide pour le rapport et l'utilisation des logiciels... Et pour sortir de ce clan de filles, je remercie également Daaavidé et Rrramy pour vos bonnes blagues.

Plus personnellement, je remercie mes colocataires, Rafik et Floriane, pour m'avoir supportée toute cette année. Ça n'a pas dû être toujours facile mais on a passé plein de bons moments. Alors un grand merci à vous deux! Je remercie également ma famille, en particulier mes parents, mon frère et mes grands-parents. Je remercie ma grand-mère. Même si tu es partie très loin cette année je sais que tu continues à veiller sur moi. Alors merci pour cette année qui touche à sa fin.

Liste des principaux symboles et abréviations

A	Teneur en argile	%
a_1	Paramètre de l'équation de capillarité	-
b_1	Paramètre de l'équation de capillarité	-
$C(h)$	Capacité capillaire	m^{-1}
c_{pa}	Chaleur massique de l'air à pression constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$C(T)$	Capacité thermique volumique apparente	$J.m^{-3}.K^{-1}$
d	Diamètre des particules de sol	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_g	Paramètre d'échelle du modèle d'Haverkamp	m
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	$m.s^{-1}$
D_{mT}	Diffusivité thermique de la chaleur	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
D_{vh}	Coefficient isotherme de diffusion de la vapeur	$m.s^{-1}$
D_{vT}	Coefficient de diffusion de la vapeur associé au gradient de T	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
$E(z, T)$	Puits racinaire	s^{-1}
Et	Transpiration des plantes	mm
ET_r	Évapotranspiration réelle	mm
ETP	Évapotranspiration potentielle	mm
Ev	Évaporation du sol nu	mm
$F(d)$	Fonction de distribution de la taille des particules de sol	-
FDR	Densité de longueur racinaire maximale	$m.m^{-3}$
G	Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
h	Potentiel matriciel	m
H	Flux de chaleur sensible	$W.m^{-2}$
h_g	Paramètre d'échelle de la courbe de rétention de Van Genuchten	m
J_d	Flux de chaleur par conduction dans le sol	$W.m^{-2}$
J_w	Flux de chaleur sensible associé à la vapeur d'eau	$W.m^{-2}$
K	Conductivité hydraulique	$m.s^{-1}$
K_{sat}	Conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
L	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	$J.kg^{-1}$
LAI	Indice foliaire	-
LE	Flux de chaleur latente	$W.m^{-2}$
Li	Teneur en limon	%
m	Paramètre de forme de la courbe de rétention de Van Genuchten	-
M	Paramètre de forme du modèle d'Haverkamp	-
n	Paramètre de forme de la courbe de rétention de Van Genuchten	-
N	Paramètre de forme du modèle d'Haverkamp	-
P_{mr}	Coefficient multiplicatif pour décrire le profil racinaire	-
q	Humidité spécifique	$kg.kg^{-1}$
q_l	Densité de flux d'eau liquide dans le sol	$m.s^{-1}$
q_w	Densité de flux d'eau vapeur dans le sol	$m.s^{-1}$
R	Ruissellement de surface	mm
R_a	Rayonnement atmosphérique	$W.m^{-2}$
r_a	Résistance aérodynamique au dessus du couvert	$s.m^{-1}$
r_c	Résistance stomatique	$s.m^{-1}$
RDF	Densité de longueur racinaire	$m.m^{-3}$
R_g	Rayonnement solaire ou global	$W.m^{-2}$
R_N	Rayonnement net	$W.m^{-2}$
S	Teneur en sable	%
T	Température	$^{\circ}C$
T_s	Température de surface	$^{\circ}C$
z	Coordonnée verticale	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

α	Albédo	-
α_c	Albédo de la surface (sol et végétation)	-
β	Paramètre de forme de la courbe de conductivité de Brooks & Corey	-
ΔS	Variation de stock d'eau dans le sol	mm
ϵ_c	Emissivité de la surface	-
λ	Conductivité thermique apparente	$W.m^{-1}.K^{-1}$
Φ	Porosité	$m^3.m^{-3}$
ρ	Masse volumique	$kg.m^{-3}$
ρ_a	Masse volumique de l'air	$kg.m^{-3}$
ρ_l	Masse volumique de l'eau	$kg.m^{-3}$
$\rho_{particule}$	Densité particulaire	$g.cm^{-3}$
$\rho_{sèche}$	Densité apparente sèche	$g.cm^{-3}$
σ	Constante de Stephan-Boltzmann	$W.m^{-2}.K^{-1}$
τ	Paramètre de tortuosité	-
θ	Teneur en eau	$m^3.m^{-3}$
θ_r	Teneur en eau résiduelle	$m^3.m^{-3}$
θ_s	Teneur en eau du sol	$m^3.m^{-3}$
θ_{sat}	Teneur en eau à saturation	$m^3.m^{-3}$

ACN	AMMA-CATCH Niger
AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COP	COnférence des Parties
E1	Expérience de modélisation n°1
E2	Expérience de modélisation n°2
E3	Expérience de modélisation n°3
EFEDA	Echieval Field Experiment in a Desertification-threatened Area
FPT	Fonction de PédoTransfert
GCM	General Circulation Model
GIEC	Groupe d'expertise Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
H1	Horizon de sol 1 (0-20 cm)
H2	Horizon de sol 2 (20-120 cm)
H3	Horizon de sol 3 (120-250 cm)
H4	Horizon de sol 4 (250-400 cm)
HAPEX-Sahel	Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
HSM	HydroSciences Montpellier
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
LISAH	Laboratoire d'étude des Interactions Sol - Agrosystème - Hydrosystème
LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
MOA	Mousson Ouest-Africaine
MSE	Maison des Sciences de l'Eau
MUREX	Monitoring the Usable Soil Reservoir Experimentally
ORE	Observatoire de Recherche pour l'Environnement
R2E	Recherche Eau et Environnement
ReSeDA	Remote Sensing Data Assimilation
RMSE	Root Mean Square Error
SiSPAT	Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model
SVA	Sol-Végétation-Atmosphère
TSVA	Transferts Sol-Végétation-Atmosphère
UM2	Université de Montpellier 2
USDA	United States Department of Agriculture

Table des matières

Introduction	11
1 Contexte et Objectifs	13
1.1 Le programme d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA)	13
1.1.1 Historique	13
1.1.2 AMMA-CATCH	13
1.2 Le programme AMMA-CATCH Niger	14
1.2.1 Présentation du site expérimental	15
1.2.2 Évolution du site entre 1950 et 2009	16
1.2.3 Résultats scientifiques	16
1.3 Le bassin de Wankama	17
1.3.1 Présentation du bassin de Wankama	17
1.3.2 Intérêt et objectifs scientifiques du bassin	17
1.4 Le site d'étude : une parcelle de jachère arbustive	17
1.4.1 Présentation de la zone d'étude	17
1.4.2 Échanges couplés d'eau et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère . .	17
1.5 Synthèse	18
1.6 Objectifs du travail	18
2 Modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère	19
2.1 Processus biophysiques de surface	19
2.1.1 Transferts d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère	19
2.1.2 Transferts d'énergie et de masse dans le sol	21
2.1.3 Couplage des transferts d'eau et de chaleur dans le sol	22
2.2 Description du modèle TSVA SiSPAT	22
2.2.1 Fonctionnement général du modèle	22
2.2.2 Intérêts et limites du modèle	27
2.2.3 Exemple d'applications antérieures	27
2.3 Caractérisation hydrodynamique du sol	28
2.3.1 Introduction aux fonctions de pédotransfert	28
2.3.2 Estimation discrète de la courbe $\theta(h)$	29
2.3.3 Estimation continue des paramètres des courbes $\theta(h)$ et $K(\theta)$	29
2.3.4 Estimation des caractéristiques hydrauliques à partir de modèles à base semi-physique du sol	30
2.4 Synthèse	30
3 Mise en œuvre de la modélisation : Application sur une jachère arbustive en région sahélienne	31
3.1 Forçages climatique et aérodynamique	31
3.1.1 Précipitations	31
3.1.2 Rayonnements solaire et atmosphérique	32
3.1.3 Température atmosphérique, humidité spécifique de l'air et vitesse du vent . . .	33
3.2 Forçage de la végétation	33
3.2.1 Indice foliaire	34
3.2.2 Système racinaire	35
3.3 Variables d'évaluation du modèle : flux de surface, albédo, humidité et température du sol	35

3.4	Conceptualisation du système	36
3.4.1	Maillage	36
3.4.2	Conditions aux limites et conditions initiales	36
3.5	Données relatives au sol	37
3.5.1	Texture et porosité du sol	37
3.5.2	Paramètres hydrodynamiques du sol	37
3.6	Expériences de modélisation	38
3.6.1	Expérience de référence - n°1	38
3.6.2	Expérience de modélisation n°2 : Utilisation des fonctions de pédotransfert et analyse de sensibilité	39
3.6.3	Expérience d'étalonnage et de validation du modèle - n°3	41
3.7	Synthèse	41
4	Résultats	43
4.1	Expérience de modélisation de référence E1	43
4.1.1	Analyse synthétique des bilans d'énergie et d'eau	43
4.1.2	Résultats détaillés	44
4.1.3	Synthèse	49
4.2	Expérience de modélisation E2	49
4.2.1	Influence de la teneur en eau résiduelle	49
4.2.2	Influence de la teneur en eau à saturation	50
4.2.3	Influence de la conductivité hydraulique à saturation	51
4.2.4	Influence du paramètre d'échelle h_g de la courbe de Van Genuchten	51
4.2.5	Influence du paramètre de forme n de la courbe de Van Genuchten	52
4.2.6	Influence du paramètre de forme β de la courbe de Brooks & Corey	52
4.2.7	Synthèse	53
4.3	Expérience d'étalonnage du modèle - E3	53
4.3.1	Démarche de calibration des paramètres	53
4.3.2	Analyse synthétique des bilans d'énergie et d'eau	54
4.3.3	Résultats détaillés sur l'année 2005	55
4.3.4	Synthèse	58
5	Discussion	59
5.1	Apport des travaux réalisés par Braud <i>et al.</i> (1997) dans le travail	60
5.2	Caractérisation <i>a posteriori</i> des propriétés hydrodynamiques du sol et impact sur la simulation détaillée des TSVA	60
5.3	Analyse des résultats de l'expérience de modélisation E3	61
5.4	Perspectives	61
	Conclusion	63
	Bibliographie	65
	Annexes	71

Table des figures

1.1	Carte de présentation des sites du programme de l'ORE AMMA-CATCH (d'après AMMA, 2006)	14
1.2	Photographie de la jachère arbustive instrumentée du bassin de Wankama (<i>J. Demarty</i>)	18
2.1	Composantes du bilan d'énergie	20
2.2	Représentation de la colonne de sol dans SiSPAT (d'après Demarty, 2001)	23
2.3	Représentation schématique de la courbe de rétention d'eau selon le modèle de Van Genuchten (1980)	24
2.4	Représentation schématique de la courbe de conductivité hydraulique selon le modèle de Brooks & Corey (1964)	25
2.5	Description des échanges d'énergie au sein du module d'interface Sol-Plante-Atmosphère (d'après Demarty, 2001)	26
2.6	Profil racinaire caractéristique (Braud, 2000)	26
3.1	Précipitations cumulées enregistrées sur le site de Wankama pour la période 2005 à 2007	32
3.2	Rayonnements solaire (a) et atmosphérique (b) mesurés entre 2005 et 2007 (parcelle de jachère arbustive, bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger)(<i>Ramier et al., 2009</i>)	33
3.3	Température atmosphérique T_a (a), humidité spécifique moyenne de l'air (b) et vitesse moyenne du vent (c) mesurées à 2,88m (parcelle de jachère arbustive, bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger)	34
3.4	Indice foliaire (LAI) du couvert végétal (composite arbustes - herbacées) sur la parcelle de jachère (bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger) pour la période 2005 à 2007 (<i>Boulain et al., 2009</i>)	35
4.1	Expérience E1 - Variations de l'humidité du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365).	45
4.2	Expérience E1 - Variations de la température du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365).	46
4.3	Expérience E1 - Scatterogrammes entre valeurs observées et simulées par SiSPAT au pas de temps de 30 minutes sur l'année 2005 (16/06 au 31/12) des (a) rayonnement net, (b) flux de chaleur dans le sol, (c) flux de chaleur sensible et (d) flux de chaleur latente.	47
4.4	Expérience E1 - Période 261-271 (18/09/2005 - 28/09/2005) : exemple de correspondance des flux de surface entre le modèle et les observations sur une période humide.	48
4.5	Expérience 1 - Période 305-315 (01/11/2005 - 10/11/2005) : exemple de correspondance des flux de surface entre le modèle et les observations sur une période sèche.	48
4.6	Expérience E1 - Variations de l'albédo de la surface observé et simulé par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/200 (365).	49
4.7	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la teneur en eau résiduelle	50
4.8	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la teneur en eau à saturation	50
4.9	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la conductivité hydraulique à saturation	51
4.10	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre h_g	51
4.11	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre n	52
4.12	Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre β	52
4.13	Expérience E3 - Variations de l'humidité du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365)	55
4.14	Expérience E3 - Variations de la température du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365)	56

4.15	Expérience E3 - Scatterogrammes entre valeurs observées et simulées par SiSPAT au pas de temps de 30 minutes sur l'année 2005 (16/06 au 31/12) des (a) rayonnement net, (b) flux de chaleur dans le sol, (c) flux de chaleur sensible et (d) flux de chaleur latente.	57
4.16	Expérience E3 - Variations de l'albédo de la surface observé et simulé par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 au 31/12/2005	58

Liste des tableaux

3.1	Synthèse des données de pluie enregistrées sur le site de Wankama au Niger pendant la période de mesures 2005-2007	32
3.2	Texture et Densité apparente sèche du sol sur le site d'étude	37
3.3	Valeurs des paramètres du sol pour les 4 horizons - E1	38
3.4	Valeurs des paramètres de surface et de végétation utilisés - E1	38
3.5	Variabilité des paramètres hydrodynamiques du sol déterminée à partir des FPT utilisées	40
4.1	Bilan de masse des expériences E1 et E3	44
4.2	Indicateurs d'erreur (Biais, Nash et RMSE) pour les variables simulées - E1	44
4.3	Valeurs des paramètres du sol pour les 4 horizons - E3	54
4.4	Valeurs des paramètres de surface et de végétation utilisés - E3	54
4.5	Indicateurs d'erreur (Biais, Nash et RMSE) pour les résultats de l'expérience E3 . . .	55

Introduction

Contexte scientifique

La question du changement climatique est devenue aujourd'hui un enjeu majeur, tant sur le plan scientifique que géopolitique, concernant un nombre croissant de communautés de recherche, de partenaires et d'acteurs politiques. Les gouvernements ont pris conscience de la réalité du changement climatique global et de la responsabilité des actions anthropiques dans les dérèglements observés (Dahan Dalmedico & Guillemot, 2006). Cette problématique concerne particulièrement l'Afrique sahélienne, où la forte pression démographique, conduisant à une surexploitation de certaines ressources naturelles, amplifie considérablement les répercussions de la variabilité climatique sur les populations. La sécheresse subie depuis les années 1970 illustre ces observations. Les conséquences sont d'autant plus inquiétantes qu'un net renforcement des événements climatiques extrêmes (intensité et fréquence) y est attendu pour les années à venir (GIEC, 2007).

En 2002, lors de la Conférence des Parties (COP) à Delhi, la « réduction de la vulnérabilité des pays du Sud à la variabilité climatique » a été avancée comme un thème central, au même titre que la réduction des émissions de gaz à effet de serre. L'adaptation des populations pauvres exposées au changement climatique est donc aujourd'hui un sujet prépondérant sur la scène internationale. S'il est clairement établi que la mise en œuvre des politiques de développement à long terme dépend des gouvernements nationaux, la communauté scientifique doit jouer un rôle de conseil auprès des décideurs. L'enjeu est de développer des outils d'aide au suivi et à la gestion des ressources naturelles capables, non seulement de fournir des indicateurs environnementaux adaptés aux besoins des populations, mais également d'anticiper les impacts climatiques et anthropiques sur la gestion à long terme de ces ressources.

Le programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine), motivé à la fois par des aspects scientifiques et sociétaux, s'inscrit dans ce contexte international. Le principal enjeu de ce programme est d'améliorer la compréhension de la Mousson Ouest-Africaine (MOA) afin de prévoir et anticiper les effets de sa variabilité sur les ressources. En effet, le changement global du climat risque d'amplifier les fluctuations de la MOA et d'accroître ainsi la vulnérabilité des sociétés concernées (Redelsperger *et al.*, 2006).

Dans le cadre du programme AMMA, le service d'observation hydrométéorologique AMMA-CATCH a été mis en place en Afrique de l'Ouest sur trois sites géographiques situés le long d'un gradient pluviométrique Nord-Sud au Mali, au Niger et au Bénin. L'objectif étant d'apporter des éléments de réponses concrets aux questions scientifiques étudiées dans le cadre de ce programme, un intense programme expérimental est mis en œuvre depuis 2005 pour suivre les composantes des cycles hydrologique et énergétique ainsi que le fonctionnement de la végétation sur une longue période de temps (de l'ordre de la décennie).

Problématique et objectifs

Grâce à l'ensemble des expérimentations menées sur le site sahélien de l'ORE AMMA-CATCH au sud-ouest Niger (ACN), un paradoxe hydrologique a été identifié : la diminution des précipitations qui touche la région depuis plusieurs années est accompagnée d'une augmentation de la ressource en eau disponible dans le réservoir souterrain (Leduc *et al.*, 2001). Celle-ci résulte de processus d'interactions complexes entre le sol, la végétation et l'atmosphère. L'objectif des recherches en cours est d'améliorer la connaissance de ces interactions, mais aussi celle des impacts à court et long termes sur le fonctionnement des écosystèmes sahéliens au Niger.

Dans ce contexte, les actions de recherche sont engagées vers une meilleure compréhension et modélisation des échanges d'énergie et d'eau qui interagissent à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. Ces travaux s'appuient fortement sur le réseau de mesures mis en place sur le site du Niger et sur des outils de modélisation numérique. Le travail de stage présenté dans ce mémoire s'inscrit dans cette problématique, puisqu'il vise à appliquer un modèle de type TSVA (Transferts Sol-Végétation-Atmosphère) en région sahélienne afin de mieux quantifier les principales composantes des cycles énergétique et hydrologique sur le site expérimental du «bassin de Wankama» au Niger, sur la période 2005-2007. L'intérêt principal de ce travail réside dans l'utilisation d'un modèle numérique détaillé dans sa résolution des échanges thermo-hydriques dans le sol, et ce dans l'espoir d'améliorer la compréhension des processus d'échanges d'eau dans la zone racinaire non-saturée du sol (premiers mètres du sol). En contrepartie, la principale difficulté réside dans notre capacité actuelle à renseigner le modèle sur certaines propriétés hydriques et thermiques des sols.

Après une description générale du contexte et du site d'étude sahélien, rappelant les caractéristiques climatiques et environnementales ainsi que les principaux résultats scientifiques obtenus sur le bassin versant de Wankama au Niger, les méthodes de modélisation mises en œuvre dans cette étude, en particulier le modèle SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model - Braud *et al.*, 1995), seront présentées. Cette seconde partie s'attachera à décrire les processus physiques pris en compte dans la modélisation et établira une courte synthèse des travaux antérieurs réalisés avec SiSPAT, dans l'idée d'appréhender au mieux les avantages et les limites du modèle. Une étude plus spécifique portera sur la caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol à partir de fonctions de pédotransfert. Les données expérimentales acquises sur le site ACN et le protocole de modélisation seront décrits dans une troisième partie. Enfin, les deux dernières parties seront respectivement consacrées à la présentation et la discussion des résultats obtenus.

Chapitre 1

Contexte et Objectifs

1.1 Le programme d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA)

1.1.1 Historique

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 sur l'environnement et les populations. Le programme international AMMA, lancé en 2001 a pour objectif de mieux comprendre les raisons des perturbations de la Mousson Ouest-Africaine (MOA). Il doit permettre de mieux connaître la variabilité de la mousson africaine à différentes échelles de temps (journalière à interannuelle) et d'espace (locale à méso), ainsi que ses impacts sur les populations (santé, ressources agricoles et ressources en eau). L'un des objectifs est d'améliorer les modèles de prévision météorologique du climat. Une meilleure compréhension des processus climatiques, et de leurs impacts sur les écosystèmes, constituerait une aide aux gouvernements nationaux d'Afrique de l'Ouest pour élaborer des programmes de développement fiables (AMMA, 2006). Pour répondre à ces objectifs, le programme s'appuie sur des observations à long terme (2002-2010), sur toute l'Afrique de l'Ouest. Ces observations ont été renforcées sur la période 2005-2008.

1.1.2 AMMA-CATCH

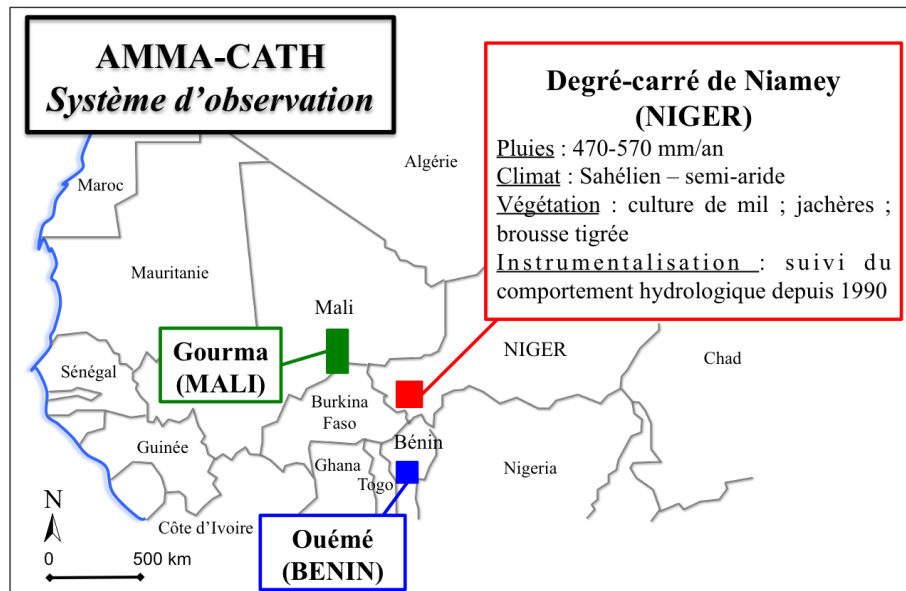
Plusieurs Observatoires de Recherche sur l'Environnement (ORE) ont été mis en place dans le cadre du programme AMMA. En particulier, le programme d'observation hydrométéorologique, AMMA-CATCH, a été mis en œuvre pour étudier les processus d'interactions entre la terre et l'atmosphère en Afrique de l'Ouest. L'objectif est d'améliorer la compréhension du fonctionnement du système hydrologique et sa réponse aux changements climatiques et d'occupation du sol, par l'intermédiaire de modèles construits à différentes échelles spatio-temporelles. Ce programme scientifique s'appuie sur trois sites d'observations à méso-échelle, situés au Mali, au Niger et au Bénin (cf. figure 1.1.a) couvrant trois zones contrastées des points de vue climatique, hydrologique et d'occupation des sols. D'après Lebel *et al.* (2009), les études réalisées sur ces sites d'observation portent sur :

- a. les processus d'interactions dans la couche limite qui peuvent influencer la convergence atmosphérique et les processus convectifs et donc le régime, la durée et la quantité des précipitations ;
- b. les interactions (réponse et influence) entre les dynamiques du couvert végétal, observées à des échelles de temps variant de la saison à la décennie, et les processus atmosphériques ;
- c. les flux de chaleur, d'eau et de dioxyde de carbone (CO_2) entre la surface et l'atmosphère et leur impact sur l'atmosphère ;
- d. la variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau des sols qui contrôle directement la dynamique végétale, l'évapotranspiration et le bilan d'énergie ;
- e. la modélisation des bilans hydrologiques et énergétiques à différentes échelles spatiales (locale à méso) et temporelles (événement, saison, décennies) afin d'étudier leur rôle dans les dynamiques hydrologique, atmosphérique et de précipitation en Afrique de l'Ouest.

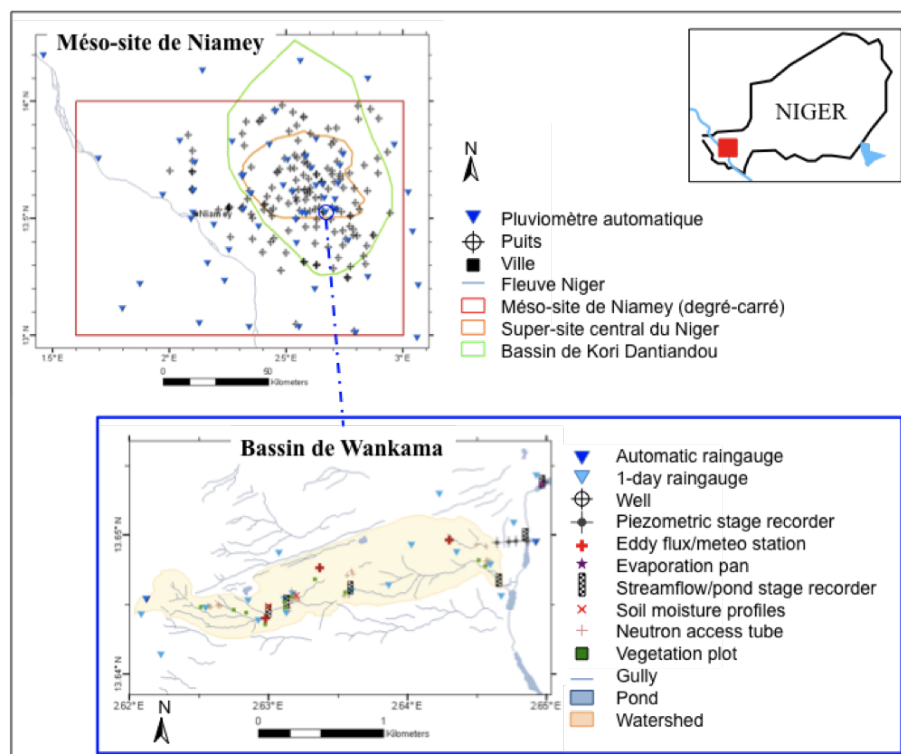
Dans le cadre de notre travail, nous nous intéressons à la compréhension du fonctionnement hydrologique et énergétique à l'échelle d'une parcelle, à partir d'une modélisation de type TSVA. Cet objectif rentre donc bien dans les objectifs clés d'AMMA et de l'ORE AMMA-CATCH.

1.2 Le programme AMMA-CATCH Niger

Le site expérimental du programme AMMA-CATCH Niger (ACN) se situe au Sud-Ouest Niger, sur une zone appelée communément «degré-carré de Niamey» (cf. figure 1.1.b), comprise essentiellement entre 12-13°N et 2-3°E. Ce site a fait l'objet d'observations intensives depuis 2005. De plus, il a été suivi, entre 1990 et 1994, dans le cadre de l'expérience HAPEX-Sahel, dont l'objectif était d'améliorer la compréhension des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère (Hanan & Prince, 1997). La grande quantité de données collectées sur ce site constitue une source importante d'informations pour les études de modélisation.



(a) Situation des trois sites de méso-échelle du programme AMMA



(b) Site instrumental de méso-échelle ACN

FIGURE 1.1 – Carte de présentation des sites du programme de l'ORE AMMA-CATCH (d'après AMMA, 2006)

1.2.1 Présentation du site expérimental

1.2.1.1 Contexte géographique

La site ACN se divise en plusieurs zones imbriquées (Cappelaere *et al.*, 2009) :

- le méso-site ($16\,000\text{ km}^2$), délimité par un rectangle, support général de toutes les études à différentes échelles des différents phénomènes observés ;
- le bassin du Kori de Dantiandou ($5\,650\text{ km}^2$), correspondant aux limites de l’aquifère et permettant donc de travailler à l’échelle du bassin hydrogéologique ;
- le super-site de Fakara ($1\,760\text{ km}^2$), 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 km^2) et Tondi Kiboro ($0,2\text{ km}^2$).

Ces différentes zones imbriquées permettent de réaliser des études du bilan hydrologique à différentes échelles spatiales et temporelles. D’un point de vue géomorphologique, la zone 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 »), sans écoulement organisé, souvent occupé par des mares temporaires. En ce qui concerne l’occupation des sols, le couvert végétal est composé d’une mosaïque de trois unités de base (D’Herbès & Valentin, 1997) : brousse tigrée sur les plateaux, jachères de savane arbustive et champs de mil.

1.2.1.2 Contexte climatique

Le climat est de type semi-aride et est régi par le phénomène de la MOA qui résulte d’interactions complexes intervenant à différentes échelles spatio-temporelles. Depuis 1950, une diminution significative des circulations de la mousson a été mise en évidence, entraînant des conséquences particulièrement importantes au Sahel. Le climat est caractérisé par trois grandes saisons :

- une saison « fraîche » d’octobre à février durant laquelle les températures moyennes avoisinent les 30°C ,
- une saison « chaude » de mars à mai caractérisée par des températures moyennes journalières pouvant exéder 40°C ,
- une saison des pluies ou « hivernage » de juin à septembre qui suit le régime de la MOA.

La pluviométrie annuelle est concentrée sur la saison des pluies avec un pic de pluviométrie mesuré en août. Elle est comprise entre 400 et 600 mm/an (Niamey — 1950-2009) mais reste soumise à une forte variabilité interannuelle (écart-type $> 100\text{ mm}$) et spatiale (cf. Lebel & Ali, 2009). Les événements pluvieux peuvent atteindre des intensités très importantes liées à leur origine convective (Casenave & Valentin, 1989). L’évapotranspiration potentielle (ETP) annuelle est estimée à $2\,300\text{ mm/an}$ (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.

1.2.1.3 Contexte hydrologique et hydrogéologique

L’essentiel de la zone du degré-carré de Niamey est caractérisé par une hydrologie de type endoréique où les écoulements alimentent des mares temporaires. Les écoulements y sont principalement de type hortonien et régis exclusivement par les propriétés de la surface du sol (Casenave & Valentin, 1989). Ils se font dans des bassins versants de quelques km^2 , tels que celui de Wankama, et convergent vers des mares temporaires dont le régime est conditionné par les précipitations, l’évaporation et l’infiltration. Les sols de type sableux sont très filtrants, mais propices à la dégradation et à l’encroûtement, ce qui favorise le ruissellement. Une forte variabilité spatiale du ruissellement est observée (Casenave & Valentin, 1992).

Le bassin hydrogéologique du Kori de Dantiandou, sur la partie la plus à l’Est du degré-carré, contient un aquifère poreux multicouches cloisonné regroupant une nappe libre et plusieurs nappes captives (Favreau, 2000). La profondeur piézométrique de la nappe phréatique varie de 15 à 50 m sous la surface topographique. La recharge de la nappe s’effectue principalement à partir de l’infiltration profonde d’eau provenant des mares temporaires et des zones humides. Actuellement, les prélèvements en eau pour les usages anthropiques sont négligeables par rapport à la recharge annuelle de la nappe.

1.2.2 Évolution du site entre 1950 et 2009

Les travaux réalisés sur la zone d'étude témoignent d'un changement significatif du comportement hydrologique sur les dernières décennies. On constate en effet :

- une hausse continue du niveau de la nappe phréatique depuis les années 1950; la nappe est remontée d'environ 0,20 m/an sur la dernière décennie (Favreau *et al.*, 2005);
- une augmentation du nombre, du volume et de la durée d'existence des mares temporaires (Favreau, 2000);
- une augmentation du nombre de drains (Leblanc *et al.*, 2008);
- une augmentation du ruissellement (Séguis *et al.*, 2004);
- une baisse de la pluviométrie sur la période 1970-1990, observée dans l'ensemble de la zone sahélienne et pratiquement dans toute l'Afrique de l'Ouest (Le Barbé *et al.*, 2002); puis une remontée de la pluviométrie moyenne de l'ordre de 10 % (par rapport à 1970-1990), pour la période 1990-2009, observée essentiellement au Niger (Lebel & Ali, 2009);
- un changement important dans l'usage des sols, avec la disparition progressive des végétations naturelles au profit des cultures et des espaces dégradés (Hiernaux *et al.*, 2009).

Ces résultats témoignent d'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 (1950-1970) et d'autre part, la ressource en eau disponible a augmenté.

1.2.3 Résultats scientifiques

Les récents travaux ont montré que, dans le cas présent, le facteur anthropique l'emporte sur le facteur climatique : les changements d'usage des sols ont apparemment plus d'influence sur la ressource en eau disponible que la baisse de la pluviométrie. Le recul très rapide de la couverture végétale naturelle entraîne une très forte augmentation des coefficients de ruissellement conduisant à une augmentation notable des mares dans ce milieu endoréique et donc à une recharge plus abondante de la nappe (Massuel, 2005). L'expérience HAPEX-Sahel (1990-1999) avait été mise en place dans un contexte de questionnement sur le rôle de la végétation dans le climat sahélien. Polcher (1995), à partir de modèles de circulation générale (GCMs en anglais), a montré que les changements dans les précipitations répondent aux changements d'occupation du sol.

Les déficits annuels observés depuis 1980 au Niger sont fortement liés à un déficit du nombre d'évènements et non à une diminution de la pluviométrie moyenne par évènement (Le Barbé *et al.*, 2002; Lebel & Ali, 2009). Le changement du régime pluviométrique est clairement à l'origine des problèmes liés à la sécheresse observée au Sahel depuis les années 1970 (Dolman *et al.*, 1997). Basée sur la culture pluviale du mil, la productivité agricole dépend directement de la pluie. Par ailleurs, face à la croissance démographique au Niger, associée à une diminution du rendement des cultures, la végétation naturelle a été progressivement remplacée par les cultures (Boulain *et al.*, 2009), induisant des transformations du cycle hydrologique. L'expérience HAPEX-Sahel a introduit la problématique de l'impact du changement climatique sur la production agricole et a souligné l'importance de mettre en place des plans de gestion de l'usage des sols pour pouvoir subvenir durablement aux besoins des populations croissantes de la région. Préalablement, il est donc nécessaire de comprendre en détail les dynamiques du cycle hydrologique en relation avec l'occupation et l'usage des sols (Dolman *et al.*, 1997). C'est ce qui constitue l'objet du programme AMMA-CATCH.

Grâce à la quantité importante de données récoltées dans le cadre de l'expérience AMMA-CATCH Niger, des modèles numériques décrivant le comportement hydrologique des surfaces sont appliqués dans le but d'étudier et quantifier les différentes composantes du cycle hydrologique. Certains de ces modèles ont, en outre, été couplés avec d'autres types de modélisation de surface, comme par exemple des modèles écologiques centrés sur le fonctionnement de la végétation permettant d'étudier l'impact du changement d'occupation du sol sur le cycle hydrologique et le climat. Les simulations réalisées à partir de ces modèles hydrologiques couplés à des modèles atmosphériques ont pu montrer que le climat sahélien est sensible aux changements d'occupation du sol (Cappelaere *et al.*, 2009). En particulier, le changement de la végétation modifie l'albédo et la rugosité du couvert végétal et a une influence sur les échanges d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère. D'autres types de modélisation ont montré que l'humidité du sol est également un facteur très influant sur la dynamique de la MOA (voir par exemple Lebel *et al.*, 2009).

1.3 Le bassin de Wankama

1.3.1 Présentation du bassin de Wankama

Dans la région ACN, il n'existe pas d'écoulements pérennes : les cours d'eau (ravines) sont temporaires et actifs lors des forts événements de la saison des pluies. Ils achèvent leur course dans des mares temporaires souvent situées dans le Kori de Dantiandou. Certaines de ces ravines donnent naissance à des zones d'épandage à mi-parcours où leur écoulement disparaît presque totalement. C'est le cas par exemple du bassin de Wankama (2 km²). On y retrouve les caractéristiques du paysage de la région, avec de l'amont vers l'aval, un plateau cuirassé, des versant sableux et des bas-fond, tels que le Kori de Dantiandou (Cappelaere *et al.*, 2009).

1.3.2 Intérêt et objectifs scientifiques du bassin

Le bassin a été instrumenté (figure 1.1.b) pour suivre son comportement hydrologique et analyser les interactions entre le climat et l'occupation du sol. Il s'agit d'un bassin versant endoréique typique des zones semi-arides, soulevant des problématiques pour l'observation des champs des variables biogéophysiques, à une échelle locale, adaptée à la modélisation (Lebel *et al.*, 2009). La surface de ce bassin versant est recouverte à 58% par des cultures de mil et 23% par de la végétation arbustive en jachère ; le reste du bassin versant (20%) étant caractérisé par une végétation dégradée ou du sol nu (Boulain *et al.*, 2009). Ces proportions sont représentatives de l'occupation du sol observée à plus grande échelle (Peugeot *et al.*, 2003). Diverses parcelles sont suivies en particulier sur ce bassin (jachère, champ de mil, zone dégradée, ravines, zone d'épandage et mare).

Les études réalisées à l'échelle du bassin endoréique sont une base à l'élargissement de l'évaluation des bilans hydrologiques à l'échelle régionale (Vischel, 2006). C'est pourquoi, il est important de travailler sur des surfaces représentatives des caractéristiques du site à plus grande échelle.

1.4 Le site d'étude : une parcelle de jachère arbustive

1.4.1 Présentation de la zone d'étude

Le site d'étude est une jachère arbustive (environ 5 ha soit 0,05 km² - photographie 1.2) située sur le bassin de Wankama. Des périodes de jachère régulières sont nécessaires dans ce système de production traditionnelle. La jachère a moins de 5 ans, ce qui est l'âge moyen des jachères sur cette région de Niamey (Loireau, 1998). Elle est composée d'une strate arbustive dont l'espèce dominante est *Guiera senegalensis* (Bégué *et al.*, 1996) et d'une strate herbacée annuelle dont la composition dépend de la distribution des pluies au début de la saison pluvieuse. La hauteur moyenne de la strate arbustive est d'environ 2 m, tandis que la strate herbacée ne dépasse pas 0,6 m. La densité du couvert arbustif varie entre 750 arbustes par hectare pour des jeunes jachères ou des jachères dégradées, et 1350 pour des jachères plus âgées (Boulain *et al.*, 2006). 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.*, 2009). La jachère représente en outre la principale source de bois pour la population locale.

1.4.2 Échanges couplés d'eau et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère

La surface (sol et végétation) intervient à différents niveaux du cycle hydrologique : la redistribution de la pluie et l'évapotranspiration (ou flux de chaleur latente). Réciproquement, elle est elle-même conditionnée par les échanges d'énergie et d'eau avec l'atmosphère. Par exemple, le développement de la végétation dépend directement du régime de pluie (date de la première pluie, fréquence des événements, intensité des événements, distribution) et de l'évapotranspiration (Boulain *et al.*, 2009).

Sur le site d'étude, la pluviométrie est globalement faible, caractérisée par des événements pluvieux de forte intensité à faible fréquence. Les conditions climatiques présentent une forte variabilité temporelle : saisonnière et interannuelle (Lebel & Ali, 2009). Le caractère endoréique de la zone d'étude implique l'importance des phénomènes d'évapotranspiration et d'infiltration d'eau. L'évapotranspiration représente environ 70 à 80 % des pluies sur la parcelle (Ramier *et al.*, 2009 sur la période 2005-2006). Il s'agit d'une composante commune des cycles de l'eau et de l'énergie, ce qui induit un couplage fort



FIGURE 1.2 – Photographie de la jachère arbustive instrumentée du bassin de Wankama (*J. Demarty*)

entre ces deux cycles. Elle est très forte pendant la saison des pluies et faible pendant la saison sèche et influe directement le stockage et les transferts d'eau dans le sol. C'est pourquoi nous étudierons les échanges couplés d'eau et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère.

1.5 Synthèse

Le bassin de Wankama est un bassin de type endoréique situé dans la région du degré-carré de Niamey au Sud-Ouest Niger. L'instrumentation à long terme de ce site s'inscrit dans le cadre du programme AMMA-CATCH Niger, dont l'un des objectifs est d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique en lien étroit avec les changements climatiques et d'occupation du sol. Ce dernier point est effectivement un élément clef à prendre en compte puisque la pression anthropique sur l'usage des sols semble avoir actuellement un impact plus important sur le cycle hydrologique que le changement climatique lui-même ; ce qui explique le paradoxe hydrologique observé au Niger : les précipitations ont diminué mais la ressource en eau disponible a augmenté. L'étude du cycle hydrologique passe donc par la compréhension du fonctionnement du couvert végétal, au centre des échanges couplés d'énergie et d'eau entre le sol et l'atmosphère.

1.6 Objectifs du travail

Le principal intérêt d'une étude centrée sur la modélisation des TSVA à l'échelle parcellaire est d'étudier et comprendre les processus d'échanges et de stockage d'eau et d'énergie entre la surface et l'atmosphère. Nous nous intéresserons principalement à la description des échanges thermo-hydriques dans la zone racinaire du sol et aux échanges d'énergie et d'eau à l'interface SVA. L'objectif principal de ce travail est de mettre en œuvre une modélisation TSVA sur la jachère et d'en évaluer les potentialités, sans connaissance fine *a priori* des propriétés hydrodynamiques du sol.

Le modèle sera donc utilisé dans une configuration où aucune information sur les propriétés hydrodynamiques des sols n'est disponible. Une des questions sous-jacentes est : comment renseigner ces propriétés hydrodynamiques du sol à partir des informations disponibles ? Plusieurs méthodes seront utilisées et analysées (cf. section 3.6). Cette étude soulignera les capacités et limites du modèle en région sahélienne.

Ce travail, prospectif par certains aspects abordera alors concrètement les questions de l'étalonnage et de la validation du modèle, ce qui permettra d'évaluer la pertinence de la mise en place d'expérimentations complémentaires pour caractériser en particulier ces propriétés hydrodynamiques.

Chapitre 2

Modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère

Ce chapitre présente, de manière concise et simplifiée, la théorie sur laquelle reposent les échanges d'énergie et de masse qui interagissent à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA). Il introduit des concepts biophysiques permettant de caractériser la plupart des processus de surface qui sont généralement pris en compte dans la modélisation numérique des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA). Actuellement, une multitude de modèles TSVA a été développée. Ces modèles sont généralement de type mécaniste, unidimensionnel selon la verticale, et reposent sur une représentation simplifiée du couvert végétal. Ils sont utilisés comme outils de compréhension du fonctionnement du couvert végétal dans des disciplines variées, telles que la météorologie, la climatologie, l'hydrologie, l'agronomie ou l'écologie. Du fait de leur indépendance par rapport à l'étendue spatiale, les modèles TSVA 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 transposables dans le temps et l'espace ; problématique soulevant généralement la question de leur paramétrisation.

Ce chapitre s'organise autour de trois parties : une description des principaux processus biophysiques de surface (cf. 2.1), la transcription de ce formalisme dans la modélisation TSVA utilisée dans le cadre de ce travail (cf. 2.2), et une typologie des fonctions de pédotransfert qui permettent de retrouver certaines propriétés hydrodynamiques des sols en vue de leur prescription dans le modèle (cf. 2.3) .

2.1 Processus biophysiques de surface

Les principaux processus physiques, nécessaires à la compréhension du fonctionnement des modèles de type TSVA, sont décrits ci-dessous.

2.1.1 Transferts d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère

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

$$\Delta S = \sum F_e - \sum F_s \quad (2.1)$$

où ΔS 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 (figure 2.1) :

- 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 (photosynthèse PH)

En posant les hypothèses suivantes :

- le couvert végétal est uniforme et suffisamment étendu ;

- les transferts horizontaux sont négligés ; les transferts considérés sont unidirectionnels verticaux ;
- les flux d'énergie issus des processus bio-chimiques sont négligés car ils représentent 1% du bilan d'énergie total (Olios, 1992).

On peut alors écrire l'équation du bilan énergétique à la surface :

$$R_N = G + LE + H \quad (2.2)$$

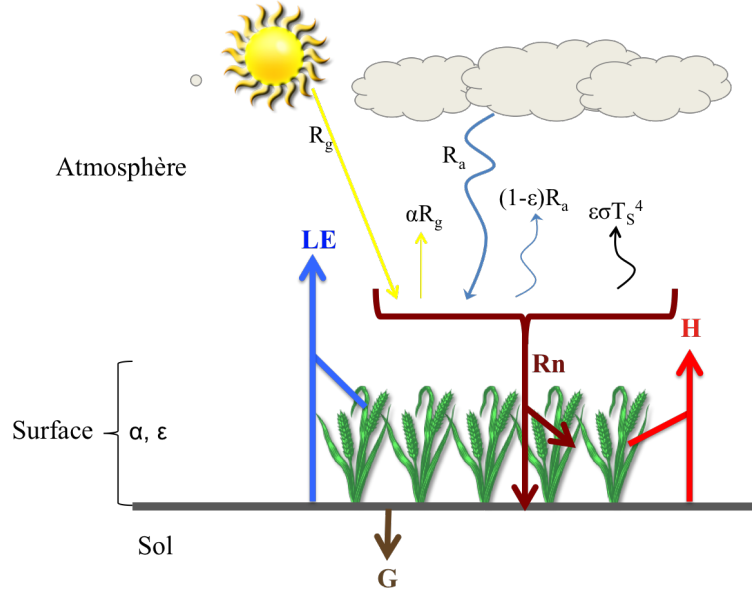


FIGURE 2.1 – Composantes du bilan d'énergie

Le rayonnement net R_N (W.m^{-2}) correspond au bilan de l'ensemble des échanges de rayonnement de courte et de grande longueurs d'onde au niveau de la surface du sol. Les gains d'énergie radiative de la surface terrestre proviennent de l'absorption d'une partie du rayonnement global (R_g) et du rayonnement atmosphérique (R_a), alors que les pertes correspondent aux fractions réfléchies du rayonnement global et du rayonnement atmosphérique et au rayonnement terrestre, dépendant respectivement de l'albédo (α_c) et de l'émissivité (ϵ_c) de la surface, incluant à la fois le sol et la végétation. La surface se comporte comme un corps gris à une température T_s et une émissivité proche de 1, qui émet un rayonnement suivant la loi de Stephan-Boltzman. Ainsi nous avons :

$$R_N = (1 - \alpha_c)R_g + \epsilon_c(R_a - \sigma T_s^4) \quad (2.3)$$

Au premier ordre, les échanges de chaleur conductifs avec le sol sont commandés par le gradient vertical de température à la surface du sol, suivant la loi de Fourier :

$$G = (J_d)_{z=0} = -\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (2.4)$$

où J_d représente un flux de chaleur conductif (W.m^{-2}), λ ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) la conductivité thermique superficielle du sol, z (m) la profondeur, T (K) la température du sol à une profondeur donnée. Nous verrons par la suite que les échanges thermiques dans le sol sont aussi reliés au gradient d'humidité.

Les échanges convectifs se manifestent par un flux de chaleur sensible H (W.m^{-2}) dépendant d'un gradient vertical de température et par un flux de chaleur latente LE (W.m^{-2}), correspondant à l'évapotranspiration de la plante et du sol, 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 (kg.kg^{-1}). Les paramétrisations des flux H et LE sont généralement donnés par :

$$H = -\rho_a c_{pa} D_H(z) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.5)$$

$$LE = -L\rho_a D_{LE}(z) \frac{\partial q}{\partial z} \quad (2.6)$$

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.

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 2.5 et 2.6 entre deux niveaux atmosphérique s'écrit :

$$H = -\rho_a c_{pa} \frac{T_2 - T_1}{r_a} \quad (2.7)$$

$$LE = -L\rho_a \frac{q_2 - q_1}{r_a + r_c} \quad (2.8)$$

Ces équations prennent en compte les caractéristiques de la surface du sol nu et de la végétation à travers deux termes de résistances stomatique r_c et aérodynamique r_a (s.m^{-1}).

2.1.2 Transferts d'énergie et de masse dans le sol

2.1.2.1 Échanges hydriques

En milieu non saturé, les échanges hydriques dans le sol concernent à la fois des flux d'eau en phases liquide et gazeuse. Les flux d'eau en phase liquide sont caractérisés par la loi de Darcy (Éq. 2.9) et les flux d'eau en phase gazeuse par la loi de Fick (Éq. 2.10). La combinaison de ces deux équations 2.9 et 2.10 avec l'équation de continuité 2.11 permet d'obtenir l'équation générale de l'équation des transferts d'eau dans un milieu non saturé (Éq. 2.12).

$$\text{Loi de Darcy :} \quad q_l = -K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (2.9)$$

$$\text{Loi de Fick :} \quad q_w = -D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2.10)$$

$$\text{Équation de continuité :} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (q_l + q_w) - E(z, T) \quad (2.11)$$

Équation des transferts d'eau dans un milieu non saturé :

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_{vh} + K(\theta)) \frac{\partial h}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} + K(\theta) \right] - E(z, T) \quad (2.12)$$

où h (m) représente le potentiel matriciel, θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) la teneur en eau dans le sol, z (m) la hauteur de sol, K (m.s^{-1}) la conductivité hydraulique, q_l (m.s^{-1}) le flux de Darcy, $E(z, T)$ le puits racinaire et $C(h) = \partial \theta / \partial h$ la capacité capillaire (m^{-1}). D_{vh} est le coefficient isotherme de diffusion de la vapeur (m.s^{-1}) et D_{vT} le coefficient de diffusion de la vapeur ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$).

2.1.2.2 Échanges d'énergie

Les transferts de chaleur dans le sol interviennent à la fois sous forme conductive et convective. Le flux de chaleur total résulte de la somme des contributions respectives de ces deux phénomènes. Le flux de chaleur transféré par conduction est proportionnel à un gradient vertical de température décroissant, selon la loi de Fourier (éq. 2.4). La prise en compte des transferts hydriques sous forme gazeuse contribue à la propagation de chaleur dans le sol sous forme convective. Le flux de chaleur associé dépend du flux de vapeur d'eau (q_w - Éq. 2.10) 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 (2.4) et (2.13) avec l'équation de continuité (2.14) permet d'obtenir l'équation générale de l'équation des transferts de chaleur dans un milieu non saturé (Éq. 2.15).

$$\text{Flux de chaleur convectif :} \quad J_w = L\rho_l q_w \quad (2.13)$$

$$\text{Équation de continuité :} \quad C(T) \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} (J_d + J_w) \quad (2.14)$$

Équation des transferts de chaleur dans un milieu non saturé :

$$C(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[L \rho_l D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + (\lambda + L \rho_l D_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} \right] \quad (2.15)$$

où $C(T)$ est la capacité calorifique apparente du milieu poreux ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$), ρ_l la masse volumique de l'eau (kg.m^{-3}) et J_w le flux de chaleur sensible associé à la vapeur d'eau (W.m^{-2}).

2.1.3 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. 2.12) et de chaleur (Éq. 2.15) doivent être couplées :

$$\begin{cases} C(T) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right] \\ C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right] - E(z, T) \end{cases} \quad (2.16)$$

avec D_{mh} (m.s^{-1}), la conductivité isotherme de l'eau liquide, D_{mT} (m.s^{-1}), la diffusivité thermique de la vapeur d'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$), D_{cT} ($\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$), la conductivité thermique apparente du milieu poreux et D_{ch} (W.m^{-2}), la conductivité isotherme de la vapeur d'eau.

2.2 Description du modèle TSVA SiSPAT

Le modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) a été développé au sein du laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble (Braud *et al.*, 1995). Sa version actuelle est le fruit de plusieurs évolutions. Tout d'abord, les travaux de Passerat de Silans (1986) ont fourni un modèle décrivant les transferts de chaleur et de masse dans la zone non saturée d'un sol nu, stratifié. Ensuite, le modèle a été étendu aux zones agricoles en intégrant le fonctionnement de la végétation (Dantas-Antonino, 1992). Comme le modèle n'était pas encore capable de gérer les apports d'eau extérieurs issus des précipitations ou de l'irrigation, la version finale de SiSPAT a été proposée par Braud *et al.* (1995), en s'appuyant sur les travaux antérieurs. Dans le cadre de ce travail, nous utiliserons la version SiSPAT-RS (Demarty, 2001) qui couple SiSPAT à des modèles de transferts radiatifs. Ce couplage permet de prendre en compte des données de télédétection spatiale, même si nous n'utiliserons pas cette capacité dans ce travail.

Plutôt destiné à des études hydrologiques, la principale force du modèle réside dans sa capacité de gestion fine des échanges thermo-hydriques dans le sol. Son utilisation dans le cadre de ce travail a donc comme objectif principal de caractériser les échanges thermo-hydriques dans la zone racinaire non saturée du sol et les flux du bilan d'énergie.

Dans un souci de synthèse, le modèle sera décrit succinctement. L'objectif n'est pas de décrire toutes les équations du modèle, mais plutôt son principe général, nécessaire à la compréhension des choix de modélisation et des résultats obtenus qui seront présentés par la suite. Une description complète du modèle pourra être consultée dans le manuel d'utilisation de SiSPAT (Braud, 2000).

2.2.1 Fonctionnement général du modèle

SiSPAT est un modèle TSVA vertical-1D mécaniste. Il permet de simuler les échanges d'énergie et d'eau dans le sol et de décrire les échanges d'énergie et d'eau à l'interface SVA avec des niveaux de complexité comparables (Braud *et al.*, 1995). Les transferts horizontaux de chaleur et d'eau ne sont pas décrits. 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. L'eau et les rayonnements solaire et

atmosphérique incidents sont donc en partie interceptés par la couche supérieure de végétation, avant d’atteindre éventuellement le sol sous-jacent.

SiSPAT est forcé en entrée à partir d’une série de données micro-météorologiques et climatiques : température de l’air, humidité, vitesse du vent, radiations globale et atmosphérique et précipitations (ou irrigation). De plus, le modèle requiert un jeu de conditions initiales, exprimées en termes de potentiels matriciels et températures dans le profil du sol. Un jeu de paramètres et variables décrivant l’ensemble des caractéristiques du couvert végétal et de son environnement proche est aussi nécessaire. Au maximum, 60 paramètres peuvent être prescrits, notamment, dans le cas d’une description très explicite du milieu (fissure dans le sol ou hystérésis des transferts dans le sol).

Ce modèle est divisé en trois modules 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.

2.2.1.1 Module Sol

SiSPAT résout les équations couplées des échanges d’énergie et de masse dans le sol (Éq. 2.16), ce qui permet d’obtenir l’évolution temporelle du potentiel matriciel (h) et de la température (T). Le modèle a la capacité de traiter des sols verticalement hétérogènes, discrétisés en plusieurs horizons de propriétés thermiques et hydrodynamiques différentes. Le choix du maillage du sol est laissé libre à l’utilisateur (figure 2.2). Toutefois, un resserrement des mailles à l’approche des interfaces est préconisé pour la simulation des échanges (Braud *et al.*, 1995).

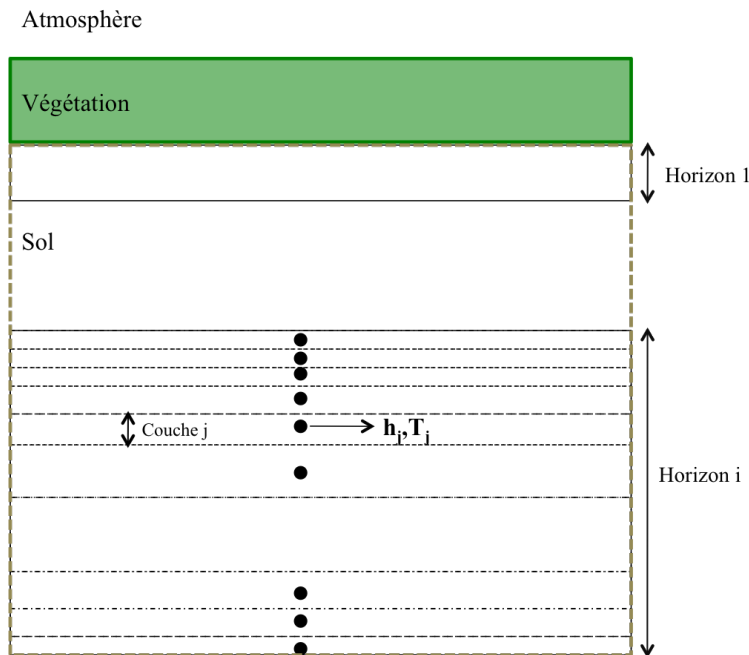


FIGURE 2.2 – Représentation de la colonne de sol dans SiSPAT (d’après Demarty, 2001)

La résolution des équations couplées (Éq. 2.16), caractérisant les transferts d’eau et d’énergie dans le sol en milieu non saturé, est réalisée de manière numérique par des méthodes de différences finies (Braud, 2000). 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 inférieures et supérieures 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). 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 et utilise les valeurs de température du sol. De manière générale, il est préférable d'utiliser des mesures quand elles sont disponibles (Braud & Chanzy, 2000).

La résolution des équations de Richards (éq. 2.12), 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 (Éq. 2.17 et 2.20) sont données ci-dessous.

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 2.3) :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_{sat} - \theta_r} = \left[1 + \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (2.17)$$

avec n et m reliés de la façon suivante :

$$\text{avec } n = \frac{2}{1 - m} \quad \text{Burdine (1953)} \quad (2.18)$$

$$\text{ou } n = \frac{1}{1 - m} \quad \text{Mualem (1976)} \quad (2.19)$$

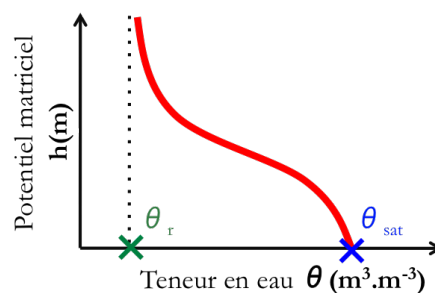


FIGURE 2.3 – Représentation schématique de la courbe de rétention d'eau selon le modèle de Van Genuchten (1980)

La formulation proposée par Van Genuchten implique qu'en conditions sèches, une forte variation de potentiel entraîne une faible variation de la teneur en eau alors qu'en conditions humides une faible variation de potentiel conduit à une forte variation de la teneur en eau.

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

Il existe également plusieurs modèles permettant de décrire la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau du sol. En particulier, Brooks & Corey proposent le modèle suivant (figure 2.4) :

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)^\beta \quad (2.20)$$

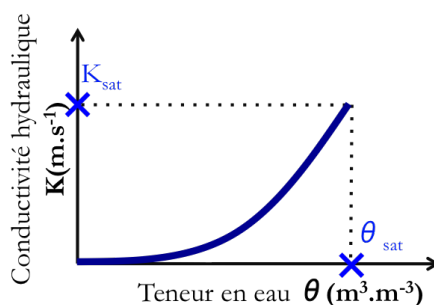


FIGURE 2.4 – Représentation schématique de la courbe de conductivité hydraulique selon le modèle de Brooks & Corey (1964)

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. équation 2.21). Par exemple, Burdine (1953) choisit une valeur de ($\tau = 2$, $a_1 = 2$ et $b_1 = 1$). C'est ce que nous utiliserons par la suite.

$$\beta = \frac{a_1}{m * n} + b_1 + \tau \quad (2.21)$$

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.

2.2.1.2 Module Sol-Plante-Atmosphère

Ce module décrit numériquement l'ensemble des processus physiques et biologiques 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'expression des flux turbulents s'obtient par analogie électrique, à partir d'un réseau de résistances et d'un noeud atmosphérique positionné à un certain niveau dans le couvert végétal et assurant la jonction entre les deux sources de chaleur (figure 2.5).

2.2.1.3 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 du régime permanent des plantes. Cela signifie que toute l'eau extraite dans le sol est immédiatement transpirée. Le taux d'extraction dépend de la régulation stomatique de la plante. Les stomates des feuilles s'ouvrent et se ferment en fonction de la demande évaporatrice, de la quantité d'eau dans le sol et du rayonnement incident. L'objectif du module est donc de calculer la quantité d'eau extraite dans le sol et l'endroit dans le sol où s'opère cette extraction. Pour cela, la conductance stomatique est calculée.

2.2.2 Intérêts et limites du modèle

Nous avons vu qu'il existait de nombreux modèles TSVA, utilisés dans différentes disciplines. Le modèle SiSPAT est un modèle physique conçu pour approcher au mieux la réalité des processus en jeu. Le modèle est bien adapté à des études locales (Braud *et al.*, 1995; 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'humidité détaillé et un suivi fin du bilan hydrique du sol, comprenant le drainage au niveau de la zone racinaire du sol (Demarty, 2001). Cet avantage est très intéressant pour les questions scientifiques en lien avec le paradoxe hydrologique observé au Niger, notamment sur l'infiltration profonde vers la zone saturée du sol.

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. Il est difficile d'estimer l'ensemble des paramètres d'entrée du modèle, fautes de mesures *in situ* ou de moyens. De plus, la détermination expérimentale des dits paramètres est sujette à des problèmes de variabilités spatiale et temporelle, d'autant plus importants que les processus considérés sont nombreux et fins (Demarty, 2001). SiSPAT est un modèle mécaniste nécessitant de nombreux paramètres dont la plupart sont renseignés à partir de valeurs recueillies *in situ* ou dans la littérature. 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 ce modèle.

2.2.3 Exemple d'applications antérieures

Depuis sa première mise en œuvre (Braud *et al.*, 1995), SiSPAT a été utilisé sous une grande diversité de conditions climatiques et environnementales, ce qui a permis de construire plusieurs couplages du modèle suivant les différents objectifs souhaités. Ce modèle a été conçu pour une meilleure compréhension du fonctionnement des couverts végétaux, notamment agricoles. Mais il possède aujourd'hui de multiples applications, dont nous verrons ci-dessous quelques exemples, pour des cas d'études en France :

- EXPÉRIENCE SOJA'90 (Braud *et al.*, 1995) :

Contexte : Champ de soja, près d'Avignon (7 jours de mesures dont 2 en conditions sèches et 5 en conditions humides)

Objectif de l'étude : Calage et validation du modèle SiSPAT

Conclusion : Première validation du modèle sur une parcelle de soja et une courte période sans précipitation.

- EXPÉRIENCE MUREX (Gonzalez-Sosa *et al.*, 2001) :

Contexte : Jachère dans le sud-ouest de la France en climat tempéré (3 ans de données disponibles).

Objectifs de l'étude : – Application du modèle sous des conditions climatiques très variées.

- Utilisation du modèle pour comprendre l'impact de la couche de résidus morts en surface («mulch layer») sur les processus physiques.

Conclusion : Le modèle reproduit correctement les réponses aux différentes conditions climatiques.

- EXPÉRIENCE APILLES RESEDA (Demarty *et al.*, 2004) :

Contexte : Champ de blé dans le sud-est de la France sous des conditions hivernales en climat tempéré.

Objectifs de l'étude : – Recherche et quantification des paramètres d'entrée les plus influents sur les variables de sortie du modèle.

- Détermination de la capacité du modèle SiSPAT à être utilisé à partir de « quelques » informations *a priori* sur les paramètres d'entrée.

Conclusion : Les modèles TSVA, tels que SiSPAT, peuvent être utilisés à partir de quelques informations *a priori* sur les propriétés du sol, notamment grâce à l'appui de données de télédétection.

Comme nous travaillons sur le bassin versant de Wankama au Niger, voici également quelques applications de ce modèle sous des conditions semi-arides :

- EXPÉRIENCE HAPEX-SAHEL (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).

Objectif de l'étude : Étude de la liaison entre l'humidité de surface et l'évapotranspiration réelle.

Conclusion : 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.

- EXPÉRIENCE EFEDA (Boulet *et al.*, 1997) :

Contexte : Végétation éparse sous un climat semi-aride (11 jours de données)

Objectif de l'étude : Étude du processus d'évaporation en conditions très sèches.

Conclusion : – 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.

- EXPÉRIENCE AU NIGER (Lacaze, 2003) :

Contexte : Bassin endoréique de Wankama (Niger) sous un climat semi-aride.

Objectif de l'étude : Caractérisation du rôle de la zone d'épandage sur la recharge de la nappe.

Conclusion : Il s'agit d'une première application de SiSPAT pour la simulation de l'infiltration et de la redistribution de l'eau sur une couche profonde (20 m). Cette étude a confirmé l'existence d'une zone préférentielle d'infiltration profonde en amont du bassin.

L'objet de notre travail consiste à modéliser les échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère sur une parcelle de jachère dans des conditions semi-arides, à l'aide de SiSPAT, à partir des données récoltées entre 2005 et 2007 au cours du programme AMMA-CATCH Niger. Comme le souligne Braud *et al.* (1997), la principale difficulté réside dans le renseignement des caractéristiques hydrodynamiques des sols. Celles-ci ont fait l'objet d'une attention particulière dans ce travail, via l'utilisation de fonctions de pédotransfert permettant d'estimer les propriétés hydrodynamiques (cf. 2.3).

Ce travail constitue une première utilisation de SiSPAT sur une longue période d'étude, d'environ deux ans et demi, englobant deux saisons sèches et trois saisons des pluies. Les applications antérieures en région sahélienne ont été effectuées sur des périodes de l'ordre d'un à deux mois maximum.

2.3 Caractérisation hydrodynamique du sol

2.3.1 Introduction aux fonctions de pédotransfert

Le terme de «fonctions de pédotransfert» (FPT) a été introduit par Bouma (1989). Il s'agit de modèles mathématiques 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. L'intérêt principal des FPT est de pouvoir définir les courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique en milieu saturé (ou non) à partir de connaissances restreintes sur les propriétés du sol.

Cependant, l'utilisation des FPT suscite beaucoup de questionnements quant à leur fiabilité et à leur précision : la performance des FPTs 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 parmi lesquelles certaines seront présentées ci-dessous. Le choix d'une FPT repose sur différents critères tels que les informations disponibles et la précision attendue.

Cette partie présente une synthèse bibliographique des travaux traitant des FPT. Étant donnée l'étendue des documents associés à ce sujet, les FPT ne seront décrites que partiellement. Nous nous

intéresserons par la suite plus particulièrement à celles pouvant être exploitées dans notre cas d'étude, c'est-à-dire en particulier celles qui sont adaptées à des sols sableux selon la classification USDA (United States Department of Agriculture).

Wösten *et al.* (2001) classent les FPT en trois catégories :

- fonctions discrètes $\theta(h)$ estimées point par point par régression linéaire,
- fonctions continues portant sur l'estimation des paramètres des modèles de relation $K(\theta)$ et $h(\theta)$ par régression linéaire,
- fonctions estimant les courbes $K(\theta)$ et $h(\theta)$ à partir de modèles à base semi-physique du sol.

2.3.2 Estimation discrète de la courbe $\theta(h)$

Les premières FPT se présentent sous la forme d'équations de régression linéaire permettant de déterminer la teneur en eau pour chaque valeur de potentiel matriciel (Petersen *et al.*, 1968 ; Hall *et al.*, 1977 ; Gupta & Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 ; Puckett *et al.*, 1985). Les fonctions se présentent généralement de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \theta(h) = & a(h) * (\%sable) + b(h) * (\%limon) + c(h) * (\%argile) \\ & + d(h) * (\%matière\ organique) + e(h) * (densité\ apparente\ sèche) + \dots + x(h) * X \end{aligned} \quad (2.22)$$

où $\theta(h)$ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) est la valeur de la teneur en eau au potentiel h (m ou cm) et $a(h)$, $b(h)$, $c(h)$, $d(h)$, $e(h)$ et $x(h)$ sont les coefficients de la régression linéaire définie pour chaque valeur de potentiel h . La variable X représente une autre caractéristique du sol pouvant être facilement mesurable.

Ce type d'approche numérique offre une précision relativement bonne de la teneur en eau θ pour les points considérés. Cependant, elle nécessite un grand nombre de régressions pour obtenir la teneur en eau sur un profil de sol. De plus, elles ont été établies sur certains types de sol et ne peuvent pas toujours être extrapolées à d'autres types de sol. Selon Tietje & Tapkenhinrichs (1993), les FPT de Gupta & Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982) sont peu adaptées aux sols dont la teneur en sable est élevée. En revanche, les FPT proposées par Puckett *et al.* (1985) ne peuvent être appliquées qu'aux sols sableux, compte-tenu du type de sol utilisé pour leur élaboration.

2.3.3 Estimation continue des paramètres des courbes $\theta(h)$ et $K(\theta)$

Ce paragraphe présente les études ayant porté sur l'estimation des paramètres des courbes de rétention d'eau de Van Genuchten (Éq. 2.17) et de conductivité hydraulique de Brooks & Corey (Éq. 2.20) à l'aide des FPT. Il s'agit de modèles de régression numérique. Chaque paramètre est estimé par un modèle de régression numérique faisant intervenir des mesures disponibles sur le sol telles que la texture ou la densité apparente sèche.

Les paramètres empiriques de l'équation de Van Genuchten (n , h_g , θ_s et θ_r) sont calculés entre autres par Rawls & Brakensiek (1985), Wösten & Van Genuchten (1988), Vereecken *et al.* (1989), Wösten *et al.* (1995), Scheinost *et al.* (1997), Minasny *et al.* (1999) et Braud *et al.* (2005).

Par exemple, Vereecken *et al.* (1989) proposent la régression numérique suivante, permettant d'estimer le paramètre n de l'équation de Van Genuchten à partir de la teneur en sable (S en %) et en argile (A en %) :

$$n = 0,053 - 0,009 * S - 0,013 * A + 0,00015 * S^2 \quad (2.23)$$

Rawls & Brakensiek (1985), Puckett *et al.* (1985) et Wösten *et al.* (1995) proposent des FPT pour calculer la conductivité hydraulique à saturation K_{sat} de l'équation de Brooks & Corey à partir de la texture du sol.

Bien que ces modèles empiriques montrent une très forte corrélation entre les données de rétention en eau et les données texturales et structurales, l'application de ces modèles est cependant restreinte aux sols utilisés lors de l'élaboration de ces équations.

2.3.4 Estimation des caractéristiques hydrauliques à partir de modèles à base semi-physique du sol

Ce type de modèle s'appuie sur les informations relatives à la distribution de la taille des particules, la densité apparente sèche et la densité particulaire. Il s'agit de modèles à base semi-physique.

Arya & Paris (1981) proposent une méthode pour établir $\theta(h)$ à partir d'une distribution de taille de particules en n classes. Selon ces auteurs, il s'agit d'associer un ensemble de pores à un ensemble de particules données, puis d'utiliser un modèle capillaire pour convertir le volume des pores en teneur en eau et leur rayon en potentiel matriciel.

Haverkamp *et al.* (1997) utilisent un modèle analogue à celui de Van Genuchten. Il s'agit tout d'abord d'ajuster numériquement la fonction de distribution $F(d)$ du diamètre des particules d (Éq. 2.24) pour déterminer les valeurs des paramètres d_g , N et M à partir de la granulométrie cumulative. Les paramètres d'échelle de la courbe de Van Genuchten sont alors déduits des paramètres du modèle 2.24.

$$F(d) = \left[1 + \left(\frac{d}{d_g} \right)^N \right]^M \text{ avec } M = 1 - \frac{2}{N} \quad (2.24)$$

Certains de ces modèles utilisant la distribution de la taille des pores peuvent également intégrer d'autres facteurs liés à la structure des sols tels que la variation du diamètre le long d'un pore, l'interconnectivité des pores et la tortuosité. Ces facteurs permettent une représentation plus fidèle de la géométrie complexe des pores des sols.

2.4 Synthèse

SiSPAT est un modèle de type TSVA vertical-1D mécaniste de type « bi-couche ». Sa principale particularité est de tenir compte de l'hétérogénéité verticale du sol dans sa résolution couplée des échanges thermo-hydriques dans le sol, lui conférant ainsi la capacité de suivre l'évolution du profil vertical d'humidité dans le sol. Cette spécificité est particulièrement intéressante pour traiter les questions scientifiques relatives au paradoxe hydrologique observé au Niger, et notamment sur l'infiltration profonde vers la zone saturée du sol.

En contrepartie, l'utilisation de ce modèle exige de renseigner un nombre de paramètres importants, en particulier concernant les propriétés hydrodynamiques du sol, dont la détermination reste soumise à des problèmes d'hétérogénéité spatiale et temporelle et à des contraintes de mesures *in situ*.

SiSPAT a connu des applications très variées en termes de conditions climatiques et de couverts végétaux. Il a notamment été validé dans des conditions semi-arides et a déjà été utilisé dans le cadre d'une étude préliminaire sur l'infiltration profonde dans une zone d'épandage en sol nu, située sur le bassin de Wankama. Le travail de stage permettra donc de préciser certains de ces aspects, à partir de nouvelles données recueillies sur la période 2005-2007. L'originalité de ce travail réside d'une part dans l'utilisation de SiSPAT sur une période beaucoup plus longue que les précédentes, notamment en lien avec le développement saisonnier de la végétation, et d'autre part, dans l'utilisation de fonctions de pédotransfert pour la détermination des paramètres hydrodynamiques du sol.

Chapitre 3

Mise en œuvre de la modélisation : Application sur une jachère arbustive en région sahélienne

Pour son utilisation, SiSPAT requiert un jeu important de variables et de paramètres caractérisant les conditions climatiques de l’atmosphère au dessus du couvert, les propriétés thermo-hydriques et optiques de la surface, les caractéristiques du couvert végétal ainsi que les états énergétique et hydrique initiaux. Ce jeu de variables doit être tout aussi complet que possible et demande des moyens expérimentaux *in situ* difficiles à mettre en place. Il est en outre important de définir précisément le maillage du sol par un réseau de nœuds entre lesquels seront estimés les différents termes d’échanges thermo-hydriques. Une fois cet ensemble renseigné, le modèle peut alors simuler l’évolution temporelle des différentes composantes des bilans d’énergie et d’eau, l’albédo de la surface, ainsi que des températures, humidités et potentiels matriciels à chaque nœud de la colonne de sol. Les résultats obtenus peuvent ensuite être comparés aux observations disponibles en vue de l’étalonnage du modèle (i.e. en ajustant certains paramètres) et/ou de sa validation.

Ce chapitre s’attache à présenter le jeu de variables et de paramètres utilisé pour les simulations. En particulier, les données acquises sur une parcelle de jachère arbustive située sur le bassin de Wankama, dans le cadre de l’ORE ACN sont décrites. Celles-ci couvrent une période de plus de deux ans, comprenant notamment trois saisons des pluies et deux saisons sèches complètes, s’étalant entre le 16 juin 2005 et le 31 décembre 2007. Les choix du maillage, des conditions initiales et limites, et les différentes expériences de modélisation sont également exposés.

3.1 Forçages climatique et aérodynamique

Les variables climatologiques ont été collectées en temps réel par une station météorologique située sur la parcelle d’étude, puis échantillonnées à un pas de temps de 30 minutes. La station permet de mesurer, entre autres, les précipitations, la température, l’humidité relative de l’air, la vitesse et la direction du vent à 2,88 m, ainsi que les rayonnements incidents de courte et de grande longueurs d’onde, appelés communément, rayonnement solaire et atmosphérique (Ramier *et al.*, 2009). Les lacunes éventuelles dans les données ont été comblées par une procédure développée dans l’équipe, reposant notamment sur les données acquises sur la parcelle voisine de mil du bassin de Wankama (Demarty, communication personnelle).

3.1.1 Précipitations

Entre 2005 et 2007, trois saisons des pluies (de juin à septembre) ont été observées (tableau 3.1, figure 3.1). Comparativement, l’année 2006 a été la plus humide avec un cumul annuel de 580 mm, réparti en 43 événements pour une moyenne par événement de 13,5 mm/jour. Inversement, l’année 2007 a été la plus sèche avec un cumul annuel de 421 mm, réparti en 39 événements moyens de 11mm/jour. L’année 2005 est intermédiaire par rapport à ces deux années, avec un cumul annuel de 495 mm enregistré, réparti en 47 événements (Ramier *et al.*, 2009). Il est important de noter que l’année de simulation 2005 commence le 16 juin, et que par conséquent seulement 403 mm de pluie seront considérés pour la simulation. Il découle que les années 2005 et 2007 se caractérisent par des

événements précipitants moins intenses, plus espacés dans le temps et alternants avec de longues périodes sèches. Le maximum d'intensité observé pour les années 2005 et 2007 est de 50 mm/jour contre 69 mm/jour en 2006. Ces événements apparaissent en août pour les années 2006 et 2005 et en juillet en 2007. De manière plus générale, ces données observées peuvent être comparées au cumul moyen annuel de précipitations évalué sur la période 1992-2006 : 479 mm/an \pm 90 mm/an (Ramier *et al.*, 2009). L'année 2007 fait partie des années les plus sèches enregistrées depuis 1992, tandis que l'année 2006 est l'une des plus humides, l'année 2005 étant moyenne. Ainsi, nous disposons de trois saisons pluvieuses contrastées en ce qui concerne les précipitations.

TABLEAU 3.1 – Synthèse des données de pluie enregistrées sur le site de Wankama au Niger pendant la période de mesures 2005-2007

Année	Cumul annuel [mm/an]	Maximum annuel [mm/jour]	1 ^{ère} pluie	Dernière pluie	Nombre d'événements	Moyenne par événement [mm/jour]
2005*	495	50 (15 août)	fin avril	13 octobre	47	10,5
2006	580	69 (22 août)	1 ^{er} juin	24 septembre	43	13,5
2007	421	53 (13 juillet)	23 mars	6 septembre	39	11,0

* Source : Ramier *et al.* (2009). Début des mesures disponibles le 167^{ème} jour de l'année (16/06)

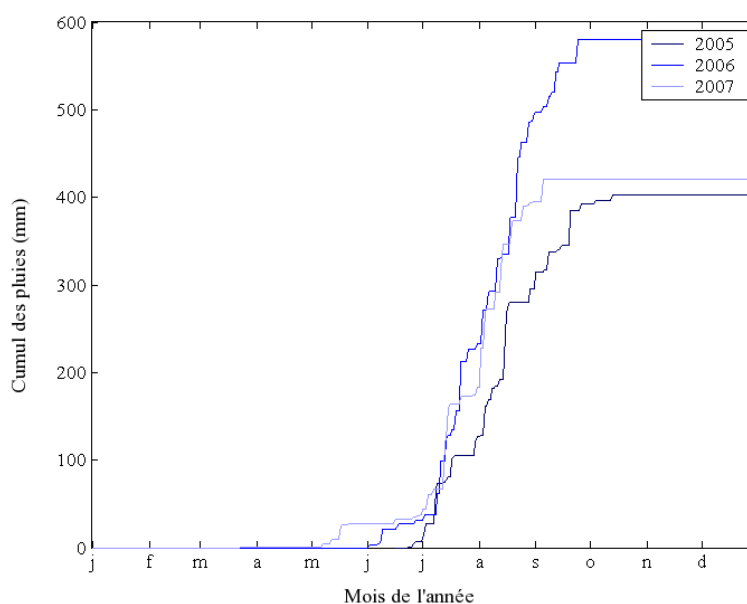


FIGURE 3.1 – Précipitations cumulées enregistrées sur le site de Wankama pour la période 2005 à 2007

3.1.2 Rayonnements solaire et atmosphérique

Le rayonnement solaire incident est mesuré dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge (entre 0,3 et 3 μm). Il suit le cycle solaire journalier et est fortement corrélé à la couverture nuageuse, notamment en saison des pluies. Le rayonnement solaire peut être altéré par les aérosols apportés par le vent, en provenance du nord-est. On observe de fortes variations journalière et saisonnière du rayonnement solaire (figure 3.2.a), comprise entre 0 pour les valeurs nocturnes à des valeurs extrêmes supérieures à 1000 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ par jour clair en saison sèche.

Le rayonnement atmosphérique incident (figure 3.2.b) est mesuré par un pyrgéomètre dans le domaine spectral de l'infrarouge thermique (entre 3 et 100 μm). Il dépend de la température des corps ambiants et a lieu de manière continue le jour comme la nuit. Il est donc plus élevé pendant la saison sèche (mars à mai) et plus faible pendant la saison fraîche (octobre à février), avec des valeurs comprises entre 350 et 450 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Peu de variations inter-annuelles sont observées.

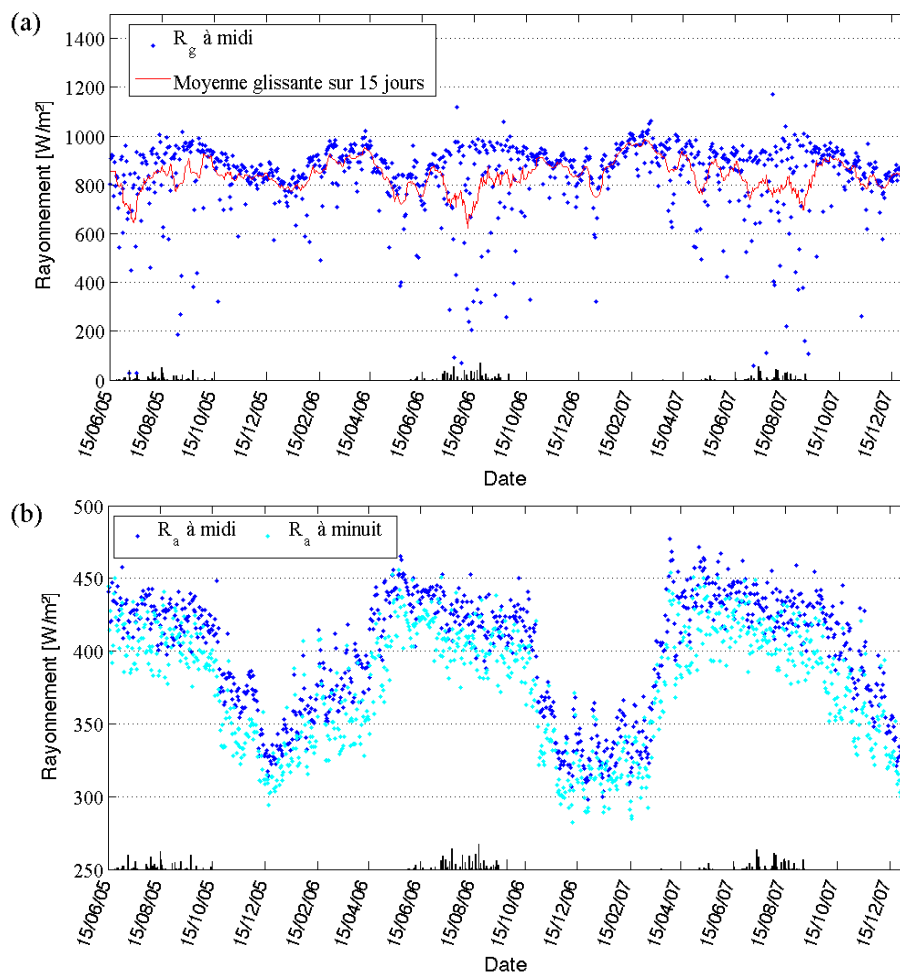


FIGURE 3.2 – Rayonnements solaire (a) et atmosphérique (b) mesurés entre 2005 et 2007 (parcelle de jachère arbustive, bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger)(Ramier *et al.*, 2009)

3.1.3 Température atmosphérique, humidité spécifique de l’air et vitesse du vent

La température et l’humidité spécifique de l’air sont corrélées au rayonnement solaire et à la couverture nuageuse, éventuellement précipitante. La saison humide est caractérisée par une forte augmentation de l’humidité spécifique et une diminution de la température atmosphérique (figure 3.3). Bien plus, l’évolution de l’humidité spécifique sur la période 2005-2007 traduit les observations faites sur les précipitations, à savoir que l’année 2007 est plus sèche que les années 2005 et 2006. Globalement, le comportement des températures est similaire pour les trois années d’observation. La mesure de l’intensité du vent est, avec l’humidité spécifique, le principal facteur de l’évaporation du sol et de la transpiration des plantes. On note que le vent accompagne souvent de violentes averses, pendant la mousson.

3.2 Forçage de la végétation

Concernant le suivi saisonnier de végétation, la parcelle de jachère a été intensément suivie pour chacune des trois saisons des pluies (Boulain *et al.*, 2009). Des relevés de terrain réguliers ont permis de caractériser les dynamiques de la biomasse aérienne, de l’indice foliaire (LAI pour Leaf Area Index) et des hauteurs des strates herbacées et arbustives, majoritaires sur la parcelle. Pour la modélisation TSVa avec SiSPAT, seules les données de LAI et de hauteur d’un composite herbacé arbustif doivent être définies. Ainsi, les données de LAI ont été interpolées à un pas de temps journalier afin de bien tenir compte de la dynamique de la densité foliaire dans le modèle. La hauteur de la végétation a quant à elle été simplement assimilée à la hauteur moyenne de 1,90 m de la strate arbustive dominante. Elle a été supposée constante durant toute la période de simulation. Il est aussi important de souligner que SiSPAT a besoin pour son fonctionnement de l’évolution saisonnière du profil racinaire. Comme aucune

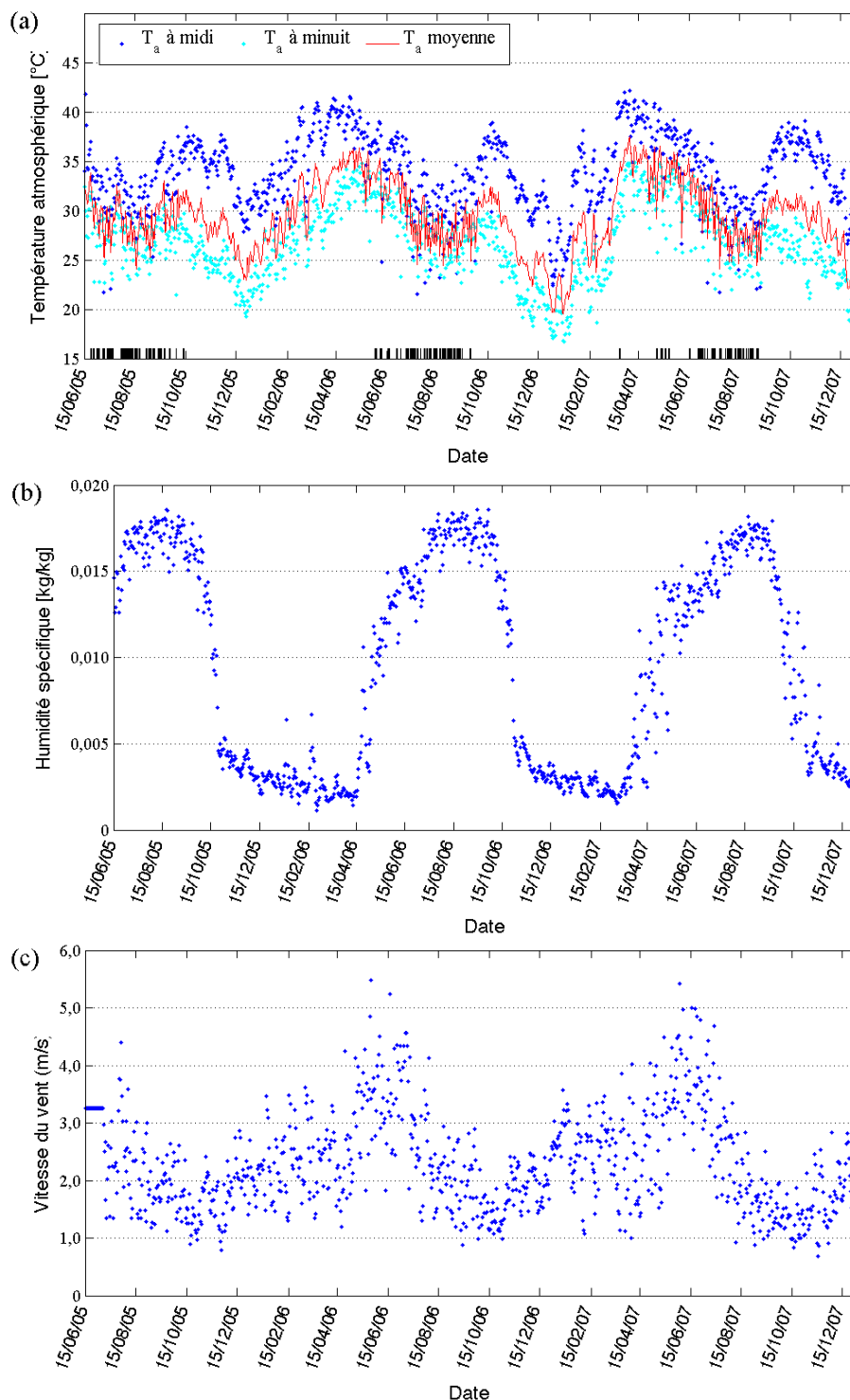


FIGURE 3.3 – Température atmosphérique T_a (a), humidité spécifique moyenne de l’air (b) et vitesse moyenne du vent (c) mesurées à 2,88m (parcelle de jachère arbustive, bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger)

donnée n’a été acquise lors de la campagne AMMA, les données provenant d’une jachère instrumentée lors de la campagne HAPEX Sahel (N.P. Hanan, HAPEX data base) en 1992 ont été utilisées dans ce travail. Les parties suivantes décrivent ces deux types de données, essentielles à la caractérisation de la végétation dans la modélisation.

3.2.1 Indice foliaire

En région sahélienne, le facteur limitant étant l’eau, la végétation se développe au rythme de la mousson (figure 3.4). On observe ainsi un pic de LAI au mois d’août-septembre qui correspond généralement à la phase intensive des pluies. En adéquation avec les faibles précipitations observées en

2007, il apparaît que le développement de la végétation a été plus réduit cette année là. En revanche, l'année 2006 a offert des conditions de développement beaucoup plus propices avec une densité foliaire qui a doublé par rapport à 2007. On observe aussi que le départ phénologique de la végétation est conditionné par le début de la saison des pluies, notamment en 2005 où il est plus précoce.

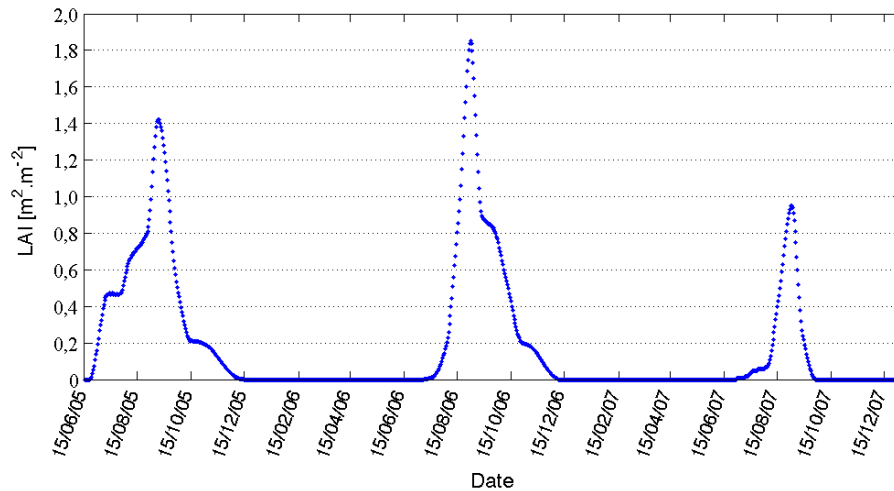


FIGURE 3.4 – Indice foliaire (LAI) du couvert végétal (composite arbustes - herbacées) sur la parcelle de jachère (bassin de Wankama, Sud-Ouest Niger) pour la période 2005 à 2007 (Boulain *et al.*, 2009)

3.2.2 Système racinaire

Une des facultés intéressantes du modèle SiSPAT est de tenir compte de la dynamique du profil racinaire dans la simulation. Cependant, d'un point de vue expérimental, la densité du système racinaire est difficile à obtenir. De plus, sur la parcelle de jachère celui-ci dépend à la fois des racines des arbustes présents toute l'année et des herbes qui se développent uniquement pendant la mousson. Braud *et al.* (1997) ont utilisé un profil de densité racinaire défini à partir des données d'observation de l'expérience HAPEX Sahel (N.P. Hanan, HAPEX data base; Hanan & Prince, 1997). Les mesures sont restreintes à une profondeur de 2 m mais les racines des arbustes continuent *a priori* plus profondément dans le sol. Ceci a été pris en compte dans le modèle proposé par Braud *et al.* (1997) que nous utiliserons pour nos simulations.

3.3 Variables d'évaluation du modèle : flux de surface, albédo, humidité et température du sol

Les flux de surface (R_N , G , LE et H) et d'albédo de surface ont été mesurés sur la jachère à partir d'une station qui échantillonne les données à un pas de temps de 30 minutes (Ramier *et al.*, 2009). Le rayonnement net a été déduit des mesures simultanées des rayonnements descendants et ascendants d'origine solaire, atmosphérique et terrestre acquises par un pyrromètre différentiel. Les flux de chaleur dans le sol ont été mesurés par des plaques de flux installées à 5 cm dans le sol. Aucune correction de la profondeur n'a encore été réalisée sur ces données (cf. partie 4.3.4). Les flux de chaleur sensible et latente ont quant à eux été mesurés indépendamment sur la parcelle de jachère par la méthode dite «d'Eddy Correlation» qui mesure les fluctuations 3D de la température et de l'humidité de l'air. Ces systèmes de mesures sont relativement complexes, fragiles et coûteux.

L'albédo est estimé de manière indirecte comme le rapport du rayonnement solaire incident au rayonnement solaire réfléchi par la surface. Il dépend simultanément des propriétés optiques du sol et des organes de la végétation (tiges, feuilles, épis, ...). Il est donc fortement lié au développement phénologique de la végétation et à l'état hydrique de la surface du sol. Plus précisément, lorsque le LAI est nul ou très faible, l'albédo de la surface peut être assimilé à l'albédo du sol. L'état hydrique du sol altère la valeur de ce dernier. Généralement un sol mouillé est plus sombre qu'un sol sec, et l'albédo est donc plus faible après une pluie qu'avant. Quand la végétation se développe et recouvre une plus grande partie du sol, le LAI augmente et l'albédo se rapproche de celui de la végétation.

Concernant les observations d'humidité et de température dans le sol, six points de mesures, répartis suivant la verticale, ont été échantillonnés à un pas de temps de 30 minutes aux profondeurs 10, 50, 100, 150, 200 et 250 cm. Les mesures fournies par des sondes capacitatives étalonnées ont permis de restituer les profils verticaux d'humidités du sol, en tenant compte de l'incertitude. L'ensemble de ces données seront exploitées dans ce travail pour évaluer les trois différentes expériences de modélisation mises en œuvre (cf. section 3.6).

3.4 Conceptualisation du système

3.4.1 Maillage

Le maillage du sol a été établi sur la base de plusieurs considérations. Tout d'abord, d'un point de vue physique, il est absolument nécessaire que le maillage soit représentatif des éventuelles hétérogénéités verticales du sol. Or, les mesures granulométriques effectuées sur la parcelle de jachère jusqu'à une profondeur de 2,5 m n'ont révélé aucune différence significative en terme de texture, puisque le sol est composé d'environ 80 à 90 % de sable, et d'une très faible teneur en argile (moins de 1%) sur toute la profondeur (cf. section 3.5.1). Une telle homogénéité n'a donc pas été un élément discriminant dans la définition du maillage. Toutefois, 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 (Cappelaere *et al.*, 2009). Cet élément sera donc pris en compte au travers d'une couche de surface relativement fine.

Sur un plan scientifique, il est intéressant de s'appuyer sur les travaux antérieurs afin de lancer des opérations de modélisation dans un nouveau contexte. Dans notre cas, les travaux les plus proches de notre contexte d'étude sont les travaux de Braud *et al.* (1997). Nous nous sommes donc inspirés fortement de ce travail pour établir le nombre d'horizons et leurs profondeurs respectives. Le sol a été divisé en 4 horizons :

- un premier horizon de surface H1, de faible profondeur (20 cm) afin de prendre en compte l'effet de l'encroûtement des sols et de rester fidèle au travail de Braud *et al.* (1997) ;
- deux horizons intermédiaires, H2 et H3, divisés arbitrairement entre 20-120 cm et 120-250 cm, afin de prendre en compte l'effet de la compaction naturelle des sols avec la profondeur ;
- un horizon profond H4 (250-400 cm) permettant de limiter l'impact du choix de la condition à la limite inférieure et aussi prendre en compte la totalité du système racinaire.

Pour des aspects numériques, le choix final du maillage a été défini en suivant les recommandations de Braud *et al.* (1995), préconisant un resserrement des noeuds à l'approche des interfaces des horizons de manière à bien gérer le calcul des échanges thermo-hydriques. De plus, les noeuds de calcul ont été positionnés aux profondeurs de mesures des humidités et des températures dans l'objectif d'évaluer le modèle. Les noeuds ont également été resserrés autour des six points d'observation. Ainsi, nous obtenons un profil de sol comportant 76 noeuds (cf. fichier paramètres en annexe).

3.4.2 Conditions aux 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. paragraphe 2.2.1).

Conditions initiales

Nous disposons des données d'humidité et de températures du sol sur les trois années d'études. Ces données ont donc été utilisées pour définir l'état initial du sol. Celles-ci sont disponibles aux six points d'observation. Pour définir le profil d'humidité et de température du sol à chaque noeud du maillage, ces données ont été interpolées linéairement suivant la verticale entre 10 et 250 cm. Pour les couches de sol situées au dessus du point de mesure à 10 cm, l'humidité et la température ont été supposées constantes et égales aux observations à 10 cm. De manière analogue, pour le dernier horizon (250-400 cm), l'humidité et la température ont été supposées constantes et égales aux observations du dernier point de mesure à 250 cm. Suivant les différentes simulations réalisées, les conditions initiales d'humidité ont été ajustées pour être supérieures ou

égales à la teneur en eau résiduelle qui représente la teneur en eau minimale dans le sol.

Conditions limites

Comme préconisé par Braud *et al.* (1995) 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 noeud 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 *in situ* à 2,50 m.

3.5 Données relatives au sol

3.5.1 Texture et porosité du sol

Nous disposons de la granulométrie du sol à différentes profondeurs sur la jachère ainsi que des mesures de densité apparente sèche (tableau 3.2 - Sources : ACN ; Descroix, communication personnelle). Celles-ci sont soumises à une variabilité spatiale et temporelle prises en compte dans la restitution des données. La variabilité de la texture du sol (teneurs en sable, limon, argile et matière organique) est négligeable à l'intérieur des trois horizons supérieurs. Nous avons donc considéré la valeur moyenne pour chacun de ces horizons. Les points d'observation disponibles sont situés entre la surface et une profondeur de 2,50 m. Par conséquent, les données relatives à l'horizon H4 ont été supposées égales à celles de l'horizon H3. D'après la classification USDA, le sol est de type sableux. La densité apparente sèche du sol $\rho_{s\grave{e}che}$ est reliée à la densité particulaire et la porosité Φ par la relation suivante :

$$\rho_{s\grave{e}che} = (1 - \Phi)\rho_{particule} \quad (3.1)$$

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

TABLEAU 3.2 – Texture et Densité apparente sèche du sol sur le site d'étude

Paramètres	Unité	H1	H2	H3	H4
S	-	91%	87%	85%	85%
Li	-	8%	12%	14%	14%
A	-	1%	1%	1%	1%
MO	-	1%	1%	1%	1%
M50	μm	240	[208-240]	[208-240]	[208-240]
$\rho_{s\grave{e}che}$	g.cm^{-3}	[1,4 – 1,8]	[1,4 – 1,8]	[1,4 – 1,8]	[1,4 – 1,8]
Φ	$\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$	[0,321 – 0,472]	[0,321 – 0,472]	[0,321 – 0,472]	[0,321 – 0,472]

S = teneur en sable ; Li = teneur en limon ; A = teneur en argile ; MO = teneur en matière organique ; M50 = diamètre médian des particules de sable ; $\rho_{s\grave{e}che}$ = densité apparente sèche ; Φ = porosité.
Sources : ACN ; Descroix, communication personnelle

3.5.2 Paramètres hydrodynamiques du sol

Pour cette étude, nous disposons uniquement des données de texture du sol. Les paramètres hydrodynamiques liés aux courbes de rétention de Van Genuchten (Éq. 2.17) et de conductivité hydraulique de Brooks & Corey (Éq. 2.20) sont des paramètres mathématiques dont la détermination repose sur des données de mesures simultanées de potentiel matriciel, d'humidité et d'infiltration. Actuellement, l'ensemble de ces mesures n'est pas disponible dans la base ACN. Par conséquent, l'estimation des paramètres de forme (m , n et β) et d'échelle (h_g , K_s , θ_s et θ_r) des courbes de rétention d'eau devra être établie sur d'autres considérations. Comme l'hypothèse de Burdine permet de relier m et n et que l'équation de capillarité (2.21) lie n et β , la prescription des paramètres de forme est réduite à l'estimation de n .

Les fonctions de pédotransfert, basées le plus souvent sur des méthodes de régression appliquées à des échantillons de sols, permettent d'estimer les paramètres hydrodynamiques à partir de la texture

du sol. Ces méthodes ont été présentées au paragraphe 2.3.1. Elles seront utilisées dans le cadre de l'expérience (E2) de modélisation.

3.6 Expériences de modélisation

Le travail de modélisation a été structuré en trois expériences décrites ci-dessous. Étant donné les difficultés rencontrées pour déterminer l'ensemble des paramètres d'entrée du modèle SiSPAT, l'accent a principalement été mis sur les propriétés hydrodynamiques du sol qui constituent un élément prépondérant pour l'étude des échanges thermo-hydriques dans le sol.

3.6.1 Expérience de référence - n°1

La plupart des paramètres d'entrée du modèle ne peuvent être mesurés directement *in situ* et sont donc renseignés à partir des données issues de la littérature. Braud *et al.* (1997) ont étudié la liaison entre l'humidité de surface et l'évapotranspiration réelle sur une jachère arbustive à proximité de notre zone d'étude au Niger, à l'aide de l'outil SiSPAT (cf. section 2.2.3). Pour cette expérience (E1), les données de terrain ont été privilégiées mais lorsque celles-ci n'étaient pas disponibles, les paramètres utilisés par Braud *et al.* (1997) dans le cadre de leur étude ont été appliqués à cette expérience. Les paramètres issus de la littérature sont décrits dans les tableaux 3.3 et 3.4 ci-dessous.

Pour l'étude de Braud *et al.* (1997), les paramètres hydrodynamiques de la surface du sol ont été ajustés aux courbes de rétention et de conductivité à partir des données disponibles sur la surface (0-10 cm). Ils ont ensuite été extrapolés à la couche 10-20 cm pour compléter le premier horizon de sol (0-20 cm). Pour les autres horizons, seules la densité apparente sèche et la distribution des particules étaient disponibles sur tout le profil. Les autres paramètres ont alors été calibrés pour les deux autres horizons de sol (20-250 cm et 250-400 cm). Nous avons donc utilisé ces paramètres dans le cadre de cette première expérience de modélisation.

TABLEAU 3.3 – Valeurs des paramètres du sol pour les 4 horizons - E1

Paramètres	Unité	H1 (0-20cm)	H2 (20-120cm)	H3 (120-250cm)	H4 (250-400cm)	Sources
h_g	m	-0,308	-0,101	-0,101	-0,060	Braud <i>et al.</i> (1997)
$q = n$	–	3,527	2,567	2,567	2,553	Braud <i>et al.</i> (1997)
θ_{sat}	$m^3.m^{-3}$	0,280	0,333	0,333	0,255	Braud <i>et al.</i> (1997)
K_s	$m.s^{-1}$	5,4e-05	3,5e-05	3,5e-05	1,0e-05	Vandervaere <i>et al.</i> (1997)
β	–	4,30	6,09	6,09	6,00	Braud <i>et al.</i> (1997)
θ_r	$m^3.m^{-3}$	0,026	0,026	0,026	0,026	Braud <i>et al.</i> (1997)
Φ	–	0,354	0,384	0,384	0,269	Braud <i>et al.</i> (1997)

Φ = porosité.

TABLEAU 3.4 – Valeurs des paramètres de surface et de végétation utilisés - E1

Paramètres	Valeur	Sources
Albédo du sol nu	$\alpha_{sol\ nu}$	$= f(\theta) :$
	α_{max}	$= 0,33$
	α_{min}	$= 0,18$
	θ_{max}	$= 0,16\ m^3.m^{-3}$
	θ_{max}	$= 0,03\ m^3.m^{-3}$
Émissivité du sol nu	ϵ_s	$= 0,965$ Demarty (2001)
Albédo de la végétation	α_v	$= 0,22$ Demarty (2001)
Émissivité de la végétation	ϵ_v	$= 0,98$ Demarty (2001)
Potentiel du point de flétrissement	h_{PF}	$= -150\ m$ Demarty (2001)
Résistance stomatique minimale	r_{sto}	$= 80\ s.m^{-1}$ Hanan & Prince (1997)
Résistance totale de la plante	r_t	$= 6,5.10^{12}\ s.m^{-1}$ Calibrée par Braud <i>et al.</i> (1997)
Densité racinaire maximale	Fdr	$= 17900\ m.m^{-3}$ Braud <i>et al.</i> (1997)

Cette expérience E1 constitue une référence pour l'évaluation des potentialités du modèle et sa transposition à d'autres régions sahéliennes. Elle servira également de point de départ pour les phases d'étalonnage et de validation du modèle qui seront faites par la suite.

3.6.2 Expérience de modélisation n°2 : Utilisation des fonctions de pédotransfert et analyse de sensibilité

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 les modèles (Braud *et al.*, 1997). 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.

L'objectif de cette expérience est donc de comprendre le rôle des paramètres hydrodynamiques du sol dans les transferts d'eau dans le sol modélisés par SiSPAT.

Des premiers essais de modélisation en vue de comparer les résultats fournis à partir des différentes FPT montrent qu'il n'est pas possible de dégager une FPT meilleure que les autres. Par conséquent, il nous est apparu plus judicieux de tester la sensibilité du modèle aux paramètres hydrodynamiques estimés dans le cadre de cette seconde expérience. Les simulations ont donc été générées d'une part dans le but de bien comprendre le rôle joué par chacun des paramètres hydrodynamiques dans la simulation des échanges hydriques dans le sol, et d'autre part dans l'idée de dégager une règle simple de calibration du modèle qui sera faite dans l'expérience suivante (E3). Tourné vers cet objectif, une méthode simple, mais classiquement utilisée en modélisation, d'analyse de la sensibilité du modèle a été mise en œuvre. La méthode repose sur une analyse qualitative de simulations obtenues en faisant varier un paramètre après l'autre, sans tenir compte des éventuelles interactions entre les paramètres. Ceci a été fait en considérant trois valeurs discrètes pour chacun des paramètres hydrodynamiques, et en figeant tous les autres. Les valeurs du paramètre libre ont été déterminées à partir des gammes d'incertitude obtenues après confrontation des cinq FPT, en retenant simplement la valeur minimale, la valeur moyenne et la valeur maximale, les autres paramètres étant fixés à la valeur moyenne de cette gamme d'incertitude. Les paramètres de surface et de végétation (tableau 3.4) restent identiques à ceux utilisés dans l'expérience de modélisation E1.

3.6.2.1 Fonctions de pédotransfert choisies

Il existe une multitude de FPT. Parmi les FPT rencontrées dans la littérature, nous en retenons cinq *a priori* adaptées au site et aux données disponibles : 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 permettant de décrire spécifiquement les courbes de conductivité hydraulique de Brooks & Corey et de rétention d'eau de Van Genuchten sous l'hypothèse de Burdine ou Mualem pour certains d'entre eux. Dans notre cas d'étude nous avons utilisé l'hypothèse de Burdine. Les paramètres m et n de Burdine ont donc été déduits de ceux de Mualem à partir de la relation suivante (Zammit, 1999) :

$$m_{Burdine} = \frac{m_{Mualem}}{2 - m_{Mualem}} \quad (3.2)$$

Puckett *et al.* (1985) ont établi des fonctions point par point pour différentes valeurs de potentiel matriciel h . Ceci nous permet d'obtenir 10 couples de points (θ, h) à partir de la taille des particules du sol, la densité apparente sèche et de la porosité du sol. Les paramètres de la courbe de Van Genuchten sous l'hypothèse de Burdine ont alors été optimisés pour ajuster la courbe aux points obtenus. La conductivité hydraulique à saturation K_s est estimée à partir de la teneur en argile. Ces FPT sont applicables à des sols sableux (> 35% de sable) avec des teneurs en matière organique et en argile très faibles. Appliquées dans cette catégorie de sols, l'estimation des paramètres est relativement bonne (Tietje & Tapkenhinrichs, 1993).

Rawls & Brakensiek (1985) ont développé un jeu d'équations de régression pour estimer les paramètres hydrodynamiques (K_s , θ_{sat} , θ_r , h_g et n_{Mualem}) à partir des pourcentages en sable et en argile et de la porosité. Ces FPT ont été élaborées à partir d'échantillons de sols, dont la teneur en

sable est inférieure à 70%. Cependant cette FPT a été utilisée pour d'autres types de sol dont des sols sableux et donne de bons résultats lorsque la teneur en matière organique reste faible (Tietje & Tapkenhinrichs, 1993).

Vereecken *et al.* (1989) proposent des fonctions reliant les paramètres θ_{sat} , θ_r , h_g et $n_{Burdine}$ aux teneurs en carbone, argile et sable et la porosité. Cette FPT possède la particularité d'être valable pour tous les types de sols. Elle donne de bons résultats lorsque la densité apparente sèche est supérieure à 1 g.cm^{-3} (Tietje & Tapkenhinrichs, 1993). Nous pouvons donc l'appliquer au sol de la jachère.

Wösten *et al.* (1995) ont développé des fonctions permettant d'estimer les paramètres hydrodynamiques (K_s , θ_{sat} , h_g et n_{Mualem}) à partir des teneurs en sable, limon et matière organique, de la porosité, la distribution des tailles des particules et d'une variable booléenne liée à la profondeur de l'horizon de sol considéré. La division par certaines valeurs pouvant être, dans notre cas, nulles, telles que la teneur en matière organique, peut entraîner des difficultés pour l'utilisation de ces FPT. De plus, la teneur en eau résiduelle, θ_r est fixée à une valeur trop faible ($= 0,01 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$) par rapport aux valeurs que nous obtenons avec l'applications des autres FPT. Toutefois ces équations présentent l'intérêt d'être spécifiquement adaptées à des sols sableux.

Haverkamp *et al.* (1997) définissent un modèle de distribution de la taille des particules analogue au modèle de Van Genuchten utilisé pour décrire la courbe de rétention en eau. Une relation entre les deux modèles nous permet d'obtenir le paramètre $m_{Burdine}$ à partir des teneurs en argile et en limon. Ce modèle permet également de déduire la teneur en eau à saturation à partir de la porosité et de la distribution de la taille des particules (Fuentes *et al.*, 1992). Ces modèles ont été établis à partir de la base de données GRIZZLY (Grenoble soil catalogue : Haverkamp *et al.*, 1997) dont les échantillons de sols contiennent des sols de type sableux avec des teneurs en argile très faibles ($< 1\%$). Elles sont donc applicables dans notre cadre d'étude.

Les FPT développées par ces cinq auteurs sont détaillées en annexe 5. Il s'agit de fonctions qui nous permettront d'étudier la sensibilité du modèle aux paramètres hydrodynamiques.

3.6.2.2 Détermination des propriétés hydrodynamiques du sol

Les données texturales du sol et de densité apparente sèche présentent des incertitudes liées aux mesures de terrain et des variabilité spatiales et temporelles (tableau 3.2). Celles-ci entraînent donc une variabilité sur les paramètres hydrodynamiques déterminés à partir des FPT décrites ci-dessus. A partir des FPT sélectionnées, nous avons pu établir des domaines de variabilité pour chaque paramètre.

TABLEAU 3.5 – Variabilité des paramètres hydrodynamiques du sol déterminée à partir des FPT utilisées

Paramètres	H1	H2	H3	H4
h_g m	[-2,459 — -0,079]	[-2,204 — -0,083]	[-2,317 — -0,088]	[-2,317 — -0,088]
n -	[2,38 — 3,78]	[2,46 — 3,54]	[2,28 — 3,48]	[2,28 — 3,48]
θ_{sat} $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	[0,256 — 0,442]	[0,283 — 0,472]	[0,283 — 0,472]	[0,283 — 0,472]
θ_r $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$	[0,010 — 0,046]	[0,010 — 0,050]	[0,010 — 0,055]	[0,010 — 0,055]
β -	[4,13 — 8,20]	[4,21 — 7,33]	[4,23 — 10,04]	[4,23 — 10,04]
K_s m.s^{-1}	[3,2e-07 — 3,6e-05]	[4,0e-07 — 3,6e-05]	[3,3e-07 — 3,6e-05]	[3,3e-07 — 3,6e-05]

Pour observer l'influence de chacun des paramètres, douze simulations ont été réalisées sur la période du 16/06/2005 au 31/12/2005 (jours 167-365), considérant alternativement le minimum et le maximum de chaque paramètre; les autres paramètres étant fixés à la valeur médiane de l'intervalle de variation. Une simulation de référence a été effectuée avec la valeur médiane de chaque paramètre.

3.6.3 Expérience d'étalonnage et de validation du modèle - n°3

L'objectif de cette expérience de modélisation est de déterminer un jeu de paramètres permettant d'obtenir des simulations cohérentes en regard des données d'évaluation mesurées *in situ*. Le calage des paramètres est réalisé grâce aux résultats combinés des expériences E1 et E2 sur l'année 2005. La procédure de calage des paramètres a été faite de manière séquentielle sans tenir compte d'éventuelles interactions entre les paramètres. Le jeu de paramètres obtenus par calage sur l'année 2005 a ensuite été transposé aux années 2006 et 2007. Ceci permettra de discuter la validité du modèle et de sa capacité à représenter l'ensemble des processus étudiés.

3.7 Synthèse

Pour ce travail d'étude des potentialités de l'outil de modélisation détaillé, SiSPAT, à simuler les bilans d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère, trois expériences ont été mises en place. Celles-ci se basent sur les données ACN qui constituent une base d'information complète sur 3 années consécutives (2005 à 2007), contrastées d'un point de vue pluviométrique, englobant trois saisons pluvieuses complètes et deux saisons sèches.

La première expérience de modélisation constitue une référence pour la suite des simulations. Elle a été mise en place à partir de l'expérience de modélisation de Braud *et al.* (1997), afin d'en étudier la transposabilité. Étant donnée la difficulté liée à l'estimation des paramètres hydrodynamiques du sol intervenant dans les courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique, une seconde expérience de modélisation a été mise en œuvre pour analyser spécifiquement la sensibilité du modèle à ces paramètres en ce qui concerne la simulation des échanges hydriques dans le sol. Pour cette expérience, les paramètres sont étudiés l'un après l'autre dans une gamme de variabilité définie à partir des fonctions de pédotransfert, en utilisant la variabilité de mesure sur la densité apparente du sol. Les résultats de ces simulations serviront de guide pour l'étalonnage du modèle (expérience E3). Le jeu de paramètres calés sur l'année 2005 à partir d'une identification séquentielle sera ensuite appliqué sur les années 2006 et 2007 pour être validé.

Chapitre 4

Résultats

Ce chapitre présente les résultats de modélisation obtenus pour chacune des expériences de modélisation décrites dans le chapitre précédent. Concernant les expériences E1 et E3, une confrontation avec les observations (cf. section 3.3), et de manière plus générale avec l'ensemble des connaissances acquises sur la zone, a pu être menée. Elle a été établie sur une interprétation qualitative et quantitative des simulations. Trois indicateurs d'erreurs ont été utilisés :

- Le biais, égal à la différence entre les moyennes des variables calculées $X_i(cal)$ et des variables observées $X_i(obs)$:

$$Biais = \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N X_i(cal) \right] - \frac{1}{N} \left[\sum_{i=1}^N X_i(obs) \right] \quad (4.1)$$

- L'erreur quadratique moyenne (RMSE, pour Root Mean Square Error en anglais), qui est un indicateur non biaisé équivalent à la racine carrée de la variance, ou en d'autres termes la racine carrée de la moyenne des distances séparant la variable simulée de la variable observée, portées au carré :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_i(cal) - X_i(obs))^2} \quad (4.2)$$

L'intérêt principal de ces deux indicateurs est de pouvoir être exprimé dans la même unité que la variable X étudiée.

- Le critère de Nash, critère adimensionnel défini par :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (X_i(cal) - X_i(obs))^2}{\sum_{i=1}^N (\bar{X}_i(obs) - X_i(obs))^2} \quad (4.3)$$

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.

Pour l'expérience E2, aucune confrontation avec des observations n'a été menée, puisque l'objectif de cette expérience de modélisation consiste à analyser la sensibilité de SiSPAT aux propriétés hydrodynamiques des sols.

4.1 Expérience de modélisation de référence E1

Rappelons que dans cette expérience les simulations ont été réalisées seulement pour l'année 2005 à partir d'un jeu de paramètres associant des informations acquises in situ aux informations collectées par Braud *et al.* (1997) sur une jachère arbustive dans le cadre de l'expérience HAPEX-Sahel.

4.1.1 Analyse synthétique des bilans d'énergie et d'eau

L'analyse quantitative des composantes du bilan hydrique (tableau 4.1), cumulées en fin de simulation (31/12/2005) montre que cette expérience de modélisation (E1) produit une évapotranspiration

trop importante, avec un total cumulé avoisinant les 450 mm, soit plus que les précipitations ($\cong 403$ mm). Il s'ensuit que le modèle, qui ne fournit par ailleurs ni ruissellement de surface, ni drainage au fond de la colonne, puise l'excédent d'eau évapotranspirée dans le stock d'eau du sol (variation de stock de l'ordre de -47 mm). Plus précisément, l'évaporation du sol est la composante majeure de l'évapotranspiration puisqu'elle représente environ 85% de celle-ci. L'analyse des statistiques d'erreurs (tableau 4.2) entre les simulations et les observations, confirme cette tendance, avec notamment un fort biais positif d'environ 18 W.m⁻² et une RMSE de 80 W.m⁻² estimés sur la période diurne (c'est-à-dire en s'affranchissant des données de nuit dans les calculs des statistiques).

TABLEAU 4.1 – Bilan de masse des expériences E1 et E3

(mm)	E1	E3		
	2005	2005	2006	2007
P	403	403	580	421
ET_r	456	301	464	331
Et	64	132	192	114
Ev	386	164	265	215
R	0,00	98,3	97,3	75,4
D	0,27	0,78	1,90	1,37
ΔS	-47,1	4,60	21,1	13,1

où P = Pluie cumulée, ET_r = Évapotranspiration réelle cumulée, Et = Transpiration des plantes, Ev = Évaporation du sol, R = Ruissellement de surface cumulé, D = Drainage profond cumulé et ΔS = Variation de stock d'eau dans le sol entre les états initial et final.

TABLEAU 4.2 – Indicateurs d'erreur (Biais, Nash et RMSE) pour les variables simulées - E1

Variable	Biais	Nash	RMSE
R_N	9,70	0,990	20,29
G	-7,02	0,749	37,34
H	-12,37	0,512	49,84
LE	3,41	0,498	66,43
R_N diurne	17,87	0,984	27,03
G diurne	-18,75	0,607	48,35
H diurne	-9,76	0,319	63,08
LE diurne	17,84	0,498	80,07
T 10 cm	-2,94	0,343	3,51
T 50 cm	-2,52	<0	2,18
T 100 cm	-1,91	<0	2,18
T 150 cm	-1,49	<0	1,17
T 200 cm	-0,97	<0	1,17
T 250 cm	-0,45	0,133	0,66
W 10 cm	-0,007	<0	0,025
W 50 cm	-0,004	<0	0,015
W 100 cm	-0,015	<0	0,017
W 150 cm	-0,004	<0	0,005
W 200 cm	-0,020	<0	0,020
W 250 cm	-0,007	<0	0,007

4.1.2 Résultats détaillés

Humidités

En regard des observations, les humidités du sol simulées avec SiSPAT montrent des biais négatifs systématiques à toutes les profondeurs situées en dessous de l'horizon de surface (0-20 cm). Ce phénomène est induit par un assèchement trop prononcé des couches profondes, jusqu'à la teneur en

eau résiduelle, notamment dès les premiers pas du temps du modèle. Un tel assèchement est assez irréaliste et témoigne de la mauvaise paramétrisation du modèle, notamment de valeurs de teneur en eau résiduelle beaucoup trop faibles. Pour les couches de surface, l'humidité simulée ne montre pas un biais systématique, du fait que les fréquentes précipitations incidentes induisent une dynamique beaucoup plus forte de la teneur en eau. De manière générale, dans cette configuration, le modèle n'est pas capable de gérer correctement les entrées d'eau dans la couche de surface. On observe pour chaque évènement pluvieux, d'une part une trop forte teneur en eau dans le sol, et d'autre part une diminution abrupte et rapide de cette même teneur en eau très peu de temps après l'évènement. Il semble donc que l'infiltration dans la couche de surface soit excessive. Ce phénomène est aussi visible sur les couches de sol situées jusqu'à 150 cm. Au delà, dans les couches les plus profondes, les oscillations de teneur en eau dues à l'infiltration sont plus modérées (figure 4.1).

De ces résultats, il serait donc légitime de penser que les conductivités hydrauliques, qui contrôlent en surface la redistribution des précipitations entre le ruissellement et l'infiltration, et de manière plus générale l'infiltration et les remontées d'eau dans la colonne de sol, semblent relativement trop fortes. Elles devront donc être ajustées en conséquence lors de la phase de calage des paramètres (cf. expérience E3), ou si possible être estimées par les méthodes de FPT utilisées dans l'expérience E2. Les paramètres hydrodynamiques liés à la conductivité hydraulique sont la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}), la teneur en eau à saturation (θ_{sat}) et le paramètre d'échelle (β). L'impact de ces paramètres sur la modélisation des échanges hydriques dans le sol sera étudié dans le cadre de la seconde expérience de modélisation E2.

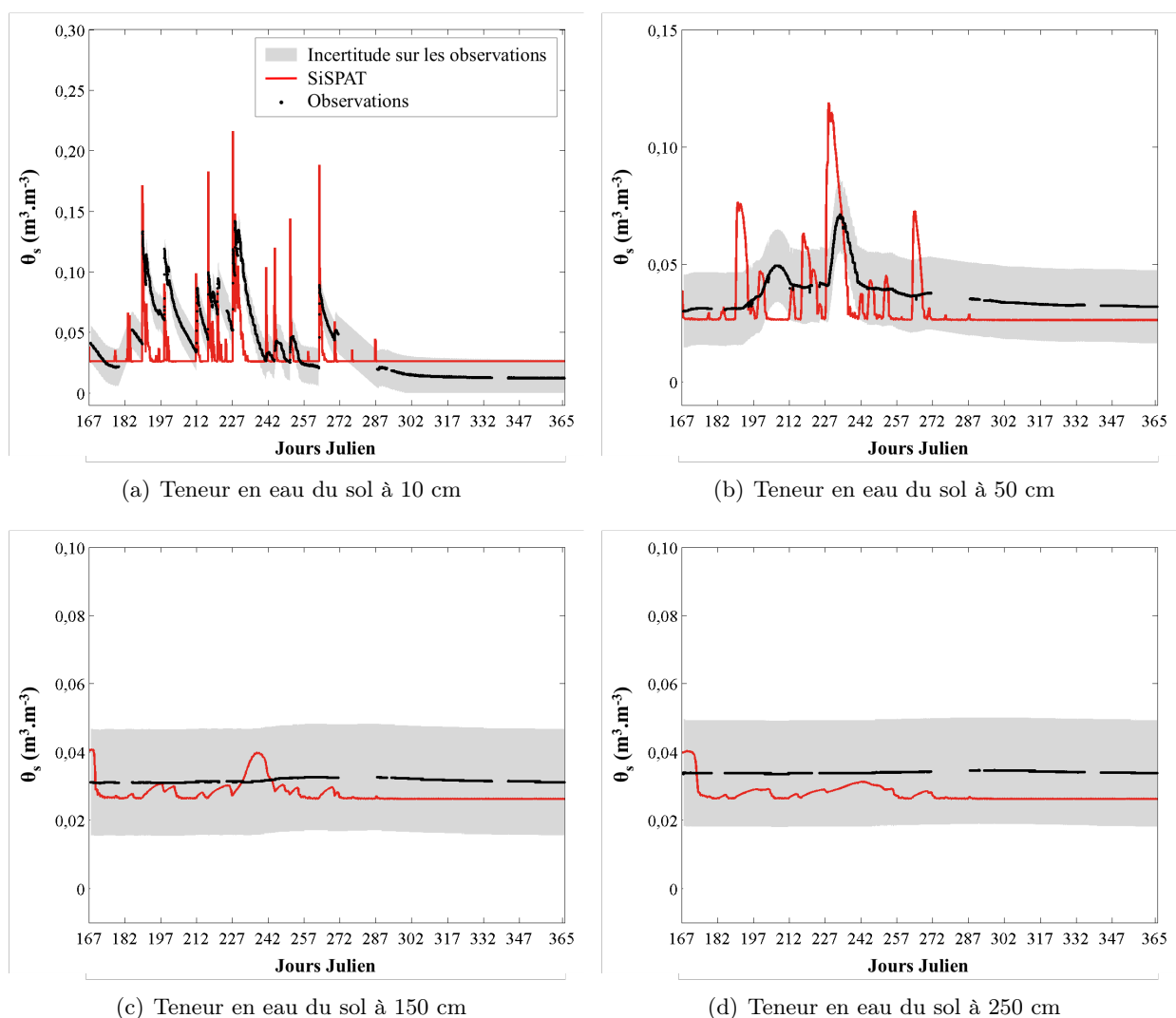


FIGURE 4.1 – Expérience E1 - Variations de l'humidité du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365).

Températures

Les résultats relatifs aux températures dans le sol montrent des biais négatifs compris entre $-0,45$ et -3 °C, quelles que soient les profondeurs considérées. La comparaison des températures observées et simulées à différentes profondeurs confirme ceci (figure 4.6), puisque les valeurs des températures simulées sont toujours inférieures aux températures mesurées *in situ*. Toutefois, il a été observé que dans la couche de surface, le biais était plutôt dû à une mauvaise estimation de la température du sol pendant la nuit. On peut aussi observer que le modèle représente plutôt bien les variations saisonnières en température. A noter aussi que le modèle et les observations montrent bien des oscillations journalières de plus en plus atténuées avec la profondeur et aussi un déphasage entre deux couches successives.

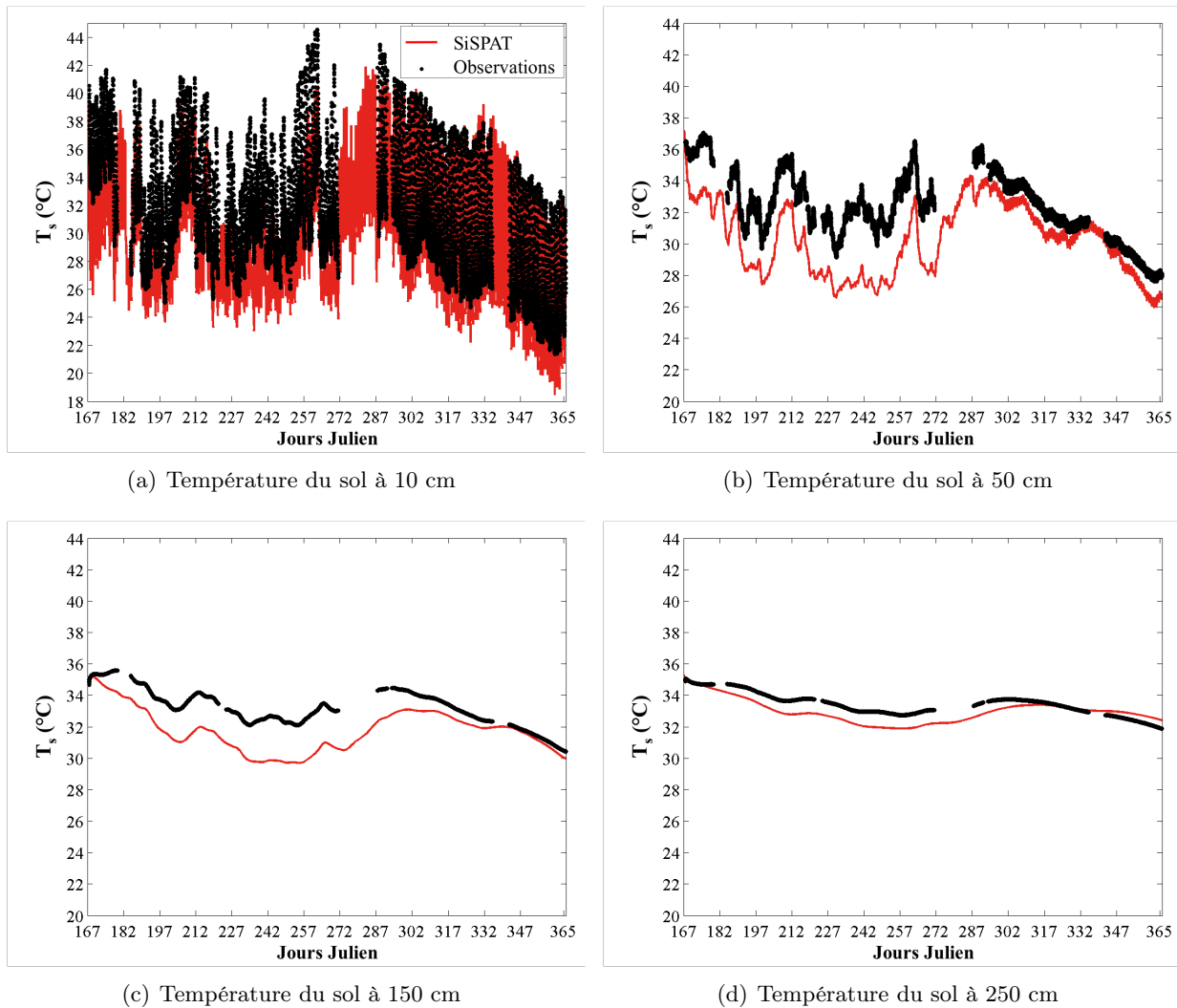


FIGURE 4.2 – Expérience E1 - Variations de la température du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365).

Bilan d'énergie

La figure 4.3 présente les scattergrammes obtenus pour chacune des 4 composantes principales du bilan d'énergie, à savoir le rayonnement net (R_N), le flux de chaleur dans le sol (G), le flux de chaleur sensible (H) et le flux d'évapotranspiration (LE). Globalement, il n'y a pas de problème de phasage entre les observations et les simulations. De plus, les flux sont généralement plus importants durant la journée que la nuit, ce qui explique que les RMSE calculées sur les périodes diurnes (entre 8h00 et 19h00) soient supérieures à celles calculées sur 24 heures (tableau 4.2).

Le rayonnement net simulé est plutôt bien représenté et en bonne adéquation avec les observations. La RMSE correspond à ce que l'on peut espérer sur cette variable ($20 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), même si des différences de plus de $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ont été observées en milieu de journée, laissant supposer que la relation entre l'albédo du sol et l'humidité du sol pourra être optimisée lors de la phase de calibration du modèle.

Le flux de chaleur G simulé dans le sol présente une plus forte dispersion que les observations. Ceci

est dû à la différence de profondeur entre simulations et observations. Ces dernières proviennent d'une plaque enfouie dans le sol à 5 cm. Elles sont donc atténuées en amplitude par cette couche écran. Il est donc logique d'obtenir des données d'amplitudes plus faibles (jour et nuit) et présentant un léger retard par rapport aux données simulées. Une correction de cet effet lié à la profondeur des observations est actuellement en cours au laboratoire.

De manière générale, H et LE sont mal simulés par le modèle. La chaleur latente présente un biais positif. En saison des pluies, le modèle calcule une évapotranspiration trop forte par rapport aux mesures collectées sur la parcelle. En revanche, après la dernière pluie de la saison, le flux de chaleur latente simulé est quasiment nul tandis que les observations témoignent d'une persistance de l'évapotranspiration. Les ordres de grandeur des flux LE durant cette période sont trop faibles pour compenser la tendance observée lors de la saison des pluies. A noter aussi la très forte évaporation du sol durant les premiers jours de la simulation en lien avec l'assèchement du sol simulé.

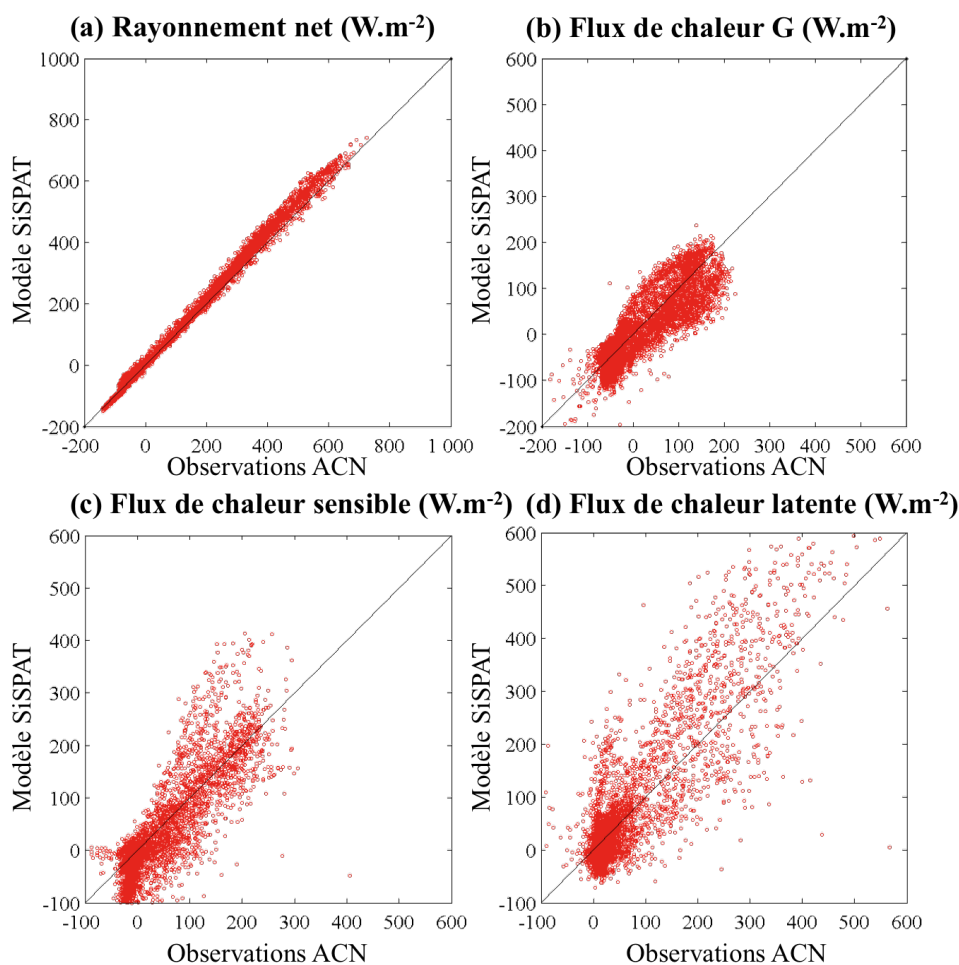


FIGURE 4.3 – Expérience E1 - Scatterogrammes entre valeurs observées et simulées par SiSPAT au pas de temps de 30 minutes sur l'année 2005 (16/06 au 31/12) des (a) rayonnement net, (b) flux de chaleur dans le sol, (c) flux de chaleur sensible et (d) flux de chaleur latente.

À une échelle de temps plus fine, nous pouvons nous focaliser sur la réponse du modèle à un événement pluvieux (figure 4.4) et son comportement en période sèche (figure 4.5). La figure 4.4 englobe deux événements pluvieux d'intensité différentes : un premier événement fort en intensité avec 40 mm de pluie le jour 263 (20/09) et un second événement avec 8 mm de pluie le jour 269 (26/09). Lors d'un événement pluvieux de forte intensité, l'évapotranspiration est surestimée et encore plus pendant sa phase décroissante. Si l'événement de pluie est faible, l'évapotranspiration est mieux représentée. Le flux de chaleur sensible est quant à lui sous-estimé. Sur une période sèche (figure 4.5), tous les flux simulés reproduisent correctement les observations pour cette période. L'évapotranspiration est légèrement sous-estimée par rapport aux observations.

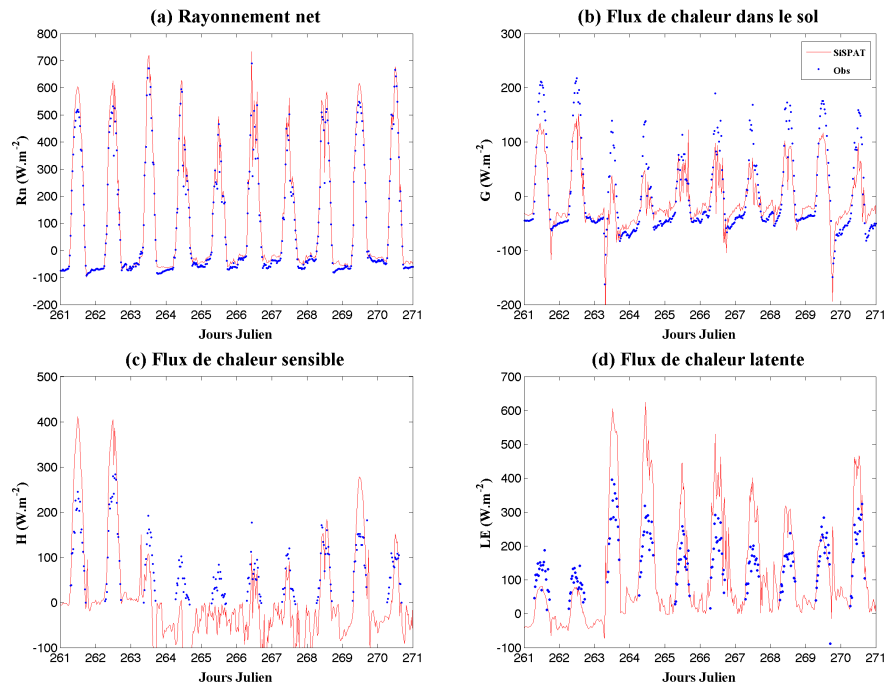


FIGURE 4.4 – Expérience E1 - Période 261-271 (18/09/2005 - 28/09/2005) : exemple de correspondance des flux de surface entre le modèle et les observations sur une période humide.

(Les événements pluvieux sont clairement visibles sur la figure (b) par une forte diminution de G).

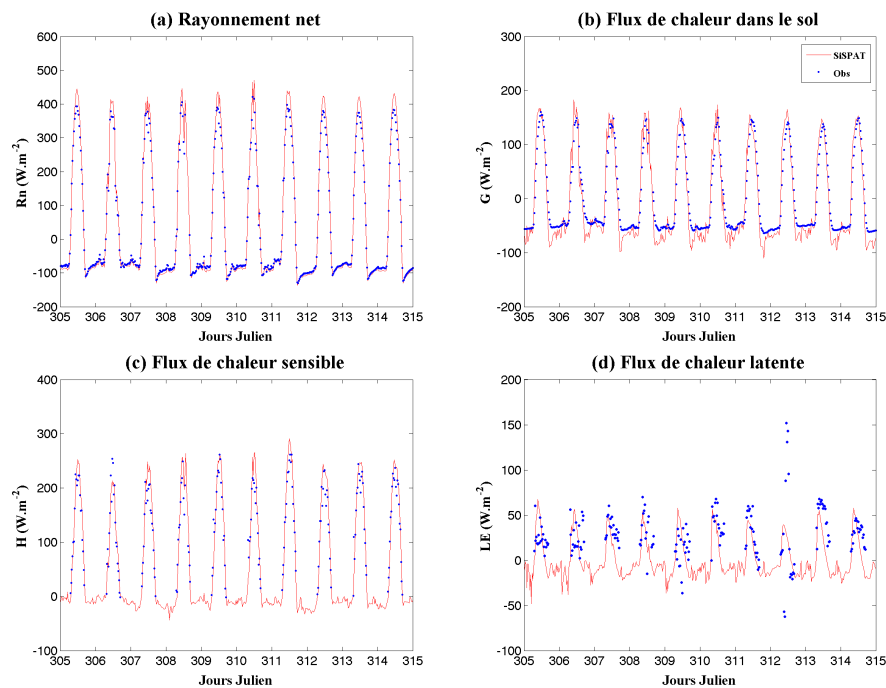


FIGURE 4.5 – Expérience 1 - Période 305-315 (01/11/2005 - 10/11/2005) : exemple de correspondance des flux de surface entre le modèle et les observations sur une période sèche.

Albédo de surface

L'albédo de surface a une forte influence sur la distribution de l'énergie solaire incidente entre le sol et la végétation et par conséquent sur le rayonnement net (cf. éq. 2.3). L'albédo est fortement corrélé à l'humidité du sol. Chaque événement pluvieux est accompagné d'une diminution de l'albédo, et ce d'autant plus que le développement de la végétation n'est pas encore bien établi. La dynamique globale de l'albédo montre une sous-estimation de ce paramètre par rapport aux observations, et ce jusqu'à la fin de la saison des pluies (octobre). Ensuite, pendant la phase de décroissance du LAI associée à la sénescence de la végétation, l'albédo simulé est supérieur aux observations.

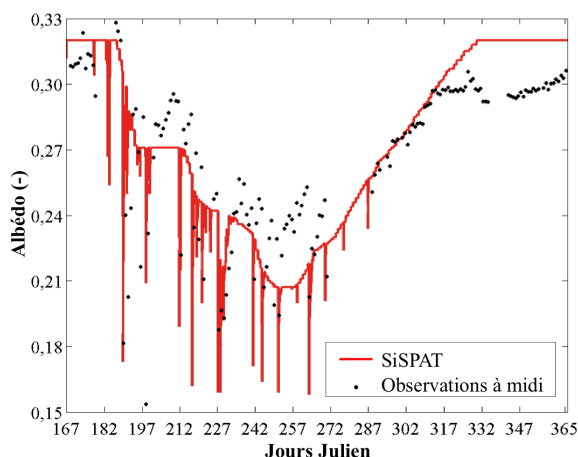


FIGURE 4.6 – Expérience E1 - Variations de l'albédo de la surface observé et simulé par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365).

4.1.3 Synthèse

Dans cette configuration, SiSPAT n'est pas capable de reproduire fidèlement les cycles journaliers et annuels des composantes énergétiques et hydrologiques, telles que les flux de surface H et LE , les humidités dans le sol (θ_s) ou les températures du sol (T_s) à différentes profondeurs. Le modèle est particulièrement défaillant pour le ruissellement de surface qui a été couramment observé sur la zone ACN, et sur le site en particulier. Des améliorations sont donc à apporter sur la prescription des paramètres contrôlant l'ensemble des processus hydrologiques dans le sol, l'évapotranspiration et l'albédo de surface.

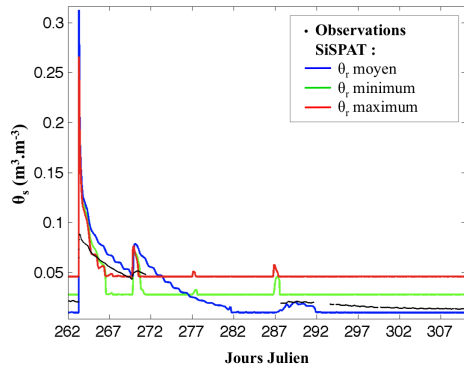
Les paramètres hydrodynamiques semblent tenir un rôle prépondérant dans la caractérisation de ces variables. Qualitativement, à partir des résultats de cette première expérience de modélisation E1, il est possible d'appréhender l'influence de certains paramètres tels que la teneur en eau résiduelle, la conductivité hydraulique à saturation ou la teneur en eau à saturation. Toutefois, l'influence des paramètres n et β ou h_g des équations de Van Genuchten et Brooks & Corey est difficile à percevoir. L'intérêt de l'expérience suivante est donc de déterminer si l'estimation de ces paramètres à partir d'informations texturales du sol et l'utilisation de FPT est possible, et d'analyser la sensibilité de ces paramètres hydrodynamiques sur les simulations des échanges hydriques dans le sol.

4.2 Expérience de modélisation E2

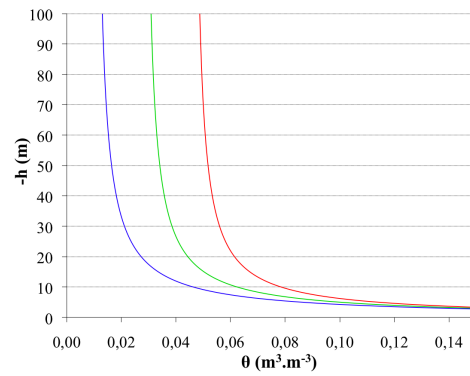
Les estimations des paramètres des courbes de rétention et de conductivité hydraulique déduites des FPT, en tenant compte de l'incertitude des mesures de densité apparente sèche du sol, ont fourni des gammes de paramètres hydrodynamiques extrêmement variables (tableau 3.5). L'impact de cette variabilité a été analysé sur la simulation des humidités du sol. Les paragraphes suivants présentent les résultats clés.

4.2.1 Influence de la teneur en eau résiduelle

La teneur en eau résiduelle θ_r impose une valeur d'humidité minimale dans le sol. En conditions très sèches, la teneur en eau est égale à la teneur en eau résiduelle. D'après la courbe de Van Genuchten (figure 4.7.b) θ_r a une influence pour des teneurs en eau inférieures à $0,1 m^3.m^{-3}$, c'est-à-dire en conditions sèches. La figure 4.7.a montre que la variabilité du paramètre a un effet notable sur les simulations en conditions sèches. Lors d'événements de forte intensité, comme celui qui a eu lieu au jour 263 (20/09), la teneur en eau résiduelle n'a aucun impact sur la quantité d'eau infiltrée dans le sol durant l'évènement. En contrepartie, elle joue plus fortement sur la vitesse d'infiltration après la pluie. Pour des petites pluies, telles que celle du jour 287 (14/10), elle a un impact sur l'infiltration d'eau et



(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs θ_r .

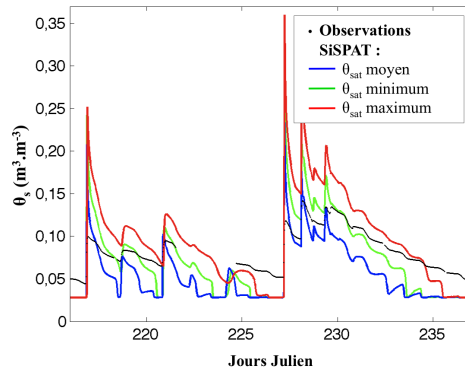


(b) Courbe de Van Genuchten $h(\theta)$

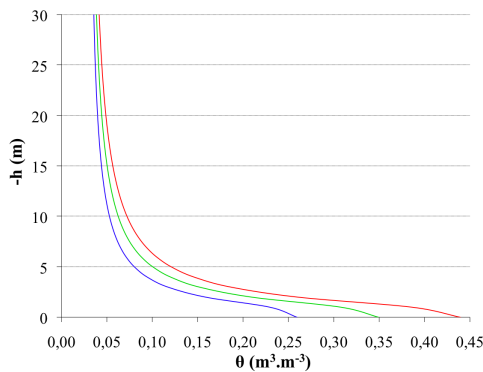
FIGURE 4.7 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la teneur en eau résiduelle

le ressuyage. Plus la teneur en eau résiduelle est faible, plus la variation de la teneur en eau dans le sol est lente. La valeur imposée à ce paramètre peut être ajustée par comparaison aux observations. Par exemple, sur l'horizon de surface H1, il semblerait que les valeurs médiane et maximale de ce paramètre soient trop élevées, car les simulations des teneurs en eau en conditions sèches sont toujours supérieures aux observations.

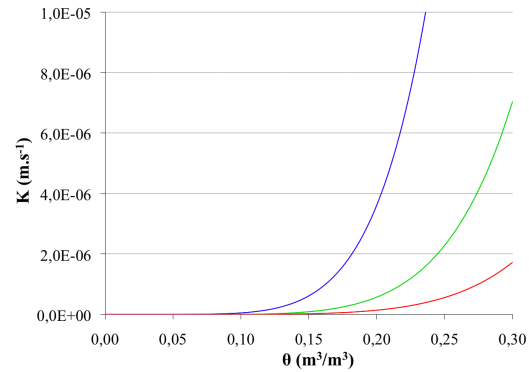
4.2.2 Influence de la teneur en eau à saturation



(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs θ_{sat} (10 cm)



(b) Courbe de Van Genuchten $h(\theta)$

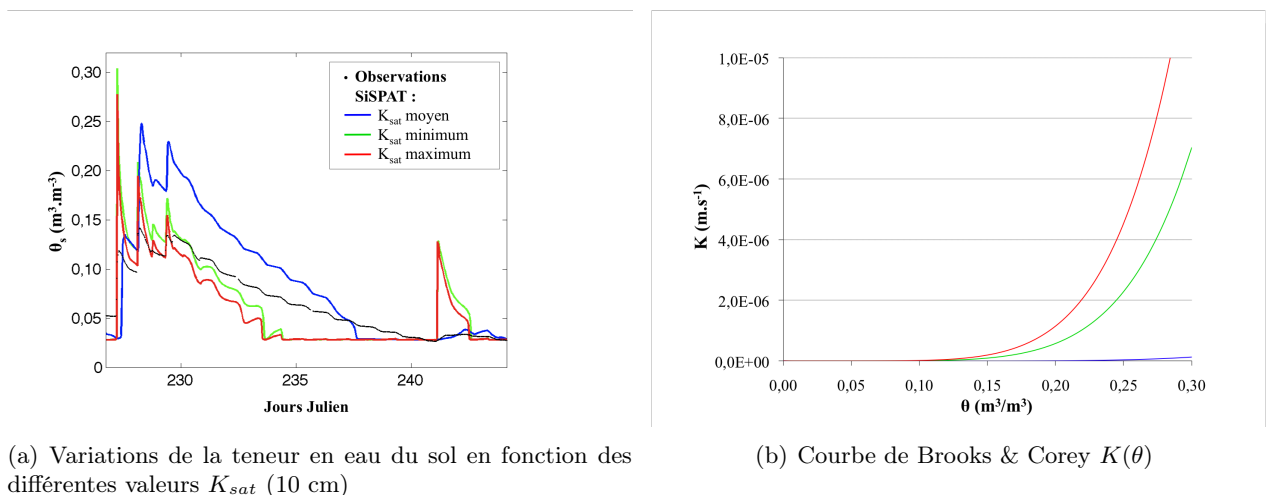


(c) Courbe de Brooks & Corey $K(\theta)$

FIGURE 4.8 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la teneur en eau à saturation

La teneur en eau à saturation intervient à la fois dans les expressions des courbes de rétention et de conductivité, respectivement proposées par Van Genuchten (figure 4.8.a) et par Brooks & Corey (figure 4.8.b). Elle a donc un impact simultané sur la teneur en eau du sol en conditions humides et sur la conductivité hydraulique du sol. De plus, elle agit sur le comportement de la teneur en eau du sol lors d'un événement pluvieux, et ce quelle que soit son intensité. Plus θ_{sat} est élevée, plus la conductivité hydraulique du sol est faible, et donc l'infiltration d'eau dans le sol plus diffuse dans le temps (figure 4.8.c). D'autre part, pour une même variation de potentiel, le sol absorbera davantage d'eau lors d'un événement pluvieux si θ_{sat} est élevée. Ce paramètre a donc un double rôle, tant sur le pic de teneur en eau lié à un événement pluvieux que sur la vitesse d'infiltration de l'eau. En conditions sèches, θ_{sat} semble avoir peu d'influence.

4.2.3 Influence de la conductivité hydraulique à saturation



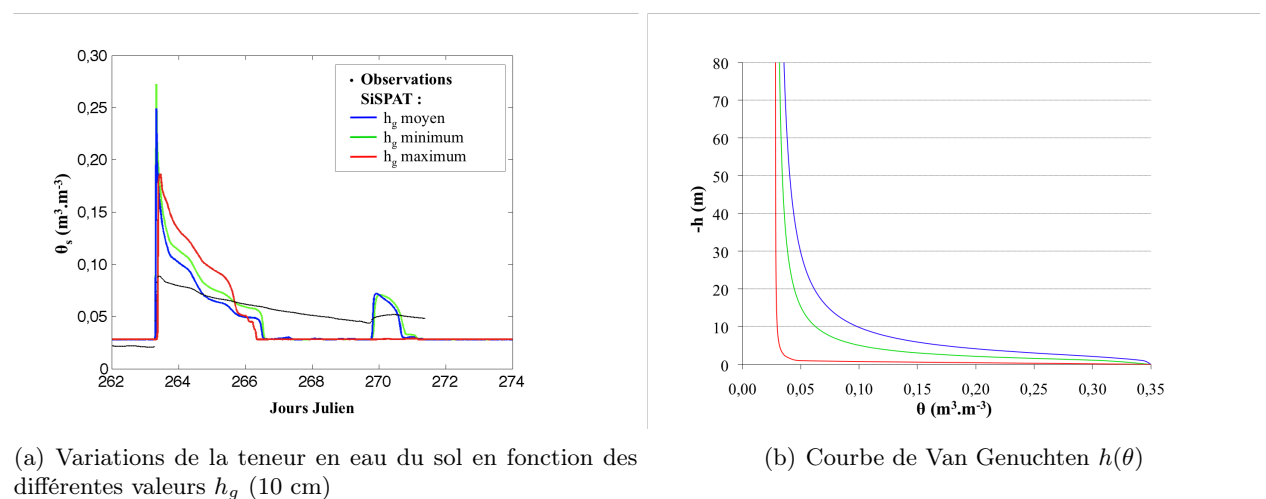
(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs K_{sat} (10 cm)

(b) Courbe de Brooks & Corey $K(\theta)$

FIGURE 4.9 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT à la conductivité hydraulique à saturation

Bien évidemment, la conductivité hydraulique à saturation a un fort impact sur la conductivité hydraulique du sol (cf. figure 4.9.a), c'est-à-dire sur la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol. Lorsque K_{sat} est faible, la conductivité hydraulique est faible, donc l'infiltration d'eau dans le sol est plus diffuse dans le temps (cf. figure 4.9.b). Ce paramètre est donc extrêmement sensible dans la modélisation. Les valeurs imposées à chaque horizon seront un bon moyen pour contrôler les flux d'eau dans le sol. Toutefois, il agit essentiellement au cours et juste après les phases de pluies.

4.2.4 Influence du paramètre d'échelle h_g de la courbe de Van Genuchten



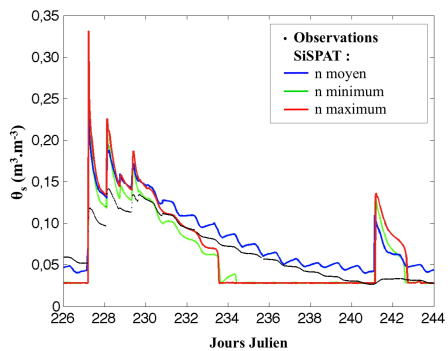
(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs h_g (10 cm)

(b) Courbe de Van Genuchten $h(\theta)$

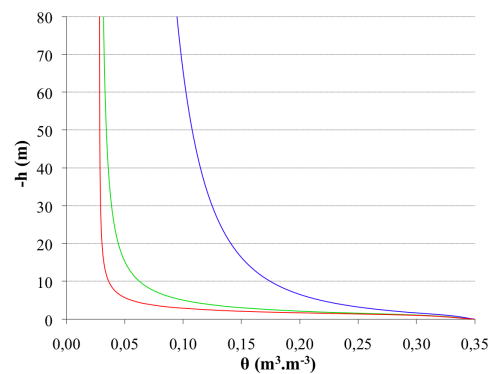
FIGURE 4.10 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre h_g

La figure 4.10.b illustre les variations de la teneur en eau du sol suivant les différentes valeurs de h_g . L'association de la valeur maximale de ce paramètre, dont les valeurs sont négatives, avec les paramètres fixés, semble fournir des résultats totalement incohérents en regard des observations. En effet, on observe que la teneur en eau du sol de la couche de surface ne varie pas à chaque événement pluvieux. La courbe de Van Genuchten (figure 4.10.a) montre que la valeur du paramètre h_g influence particulièrement la transition entre les conditions sèches et humides. Plus la valeur de ce paramètre est forte, plus le passage entre les deux conditions est rapide. Par conséquent, pour une même variation de potentiel, il apparaîtra des variations plus abruptes. Ainsi, une diminution de la valeur de ce paramètre peut adoucir les variations de la teneur en eau lors d'événements pluvieux.

4.2.5 Influence du paramètre de forme n de la courbe de Van Genuchten



(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs n (10 cm)

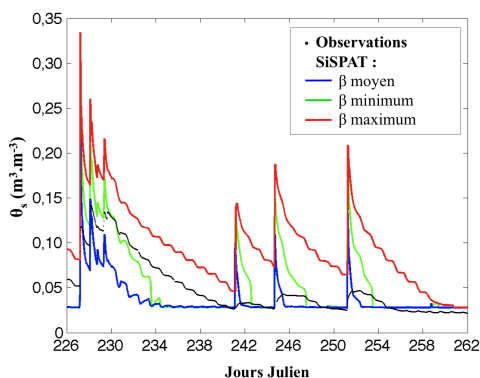


(b) Courbe de Van Genuchten $h(\theta)$

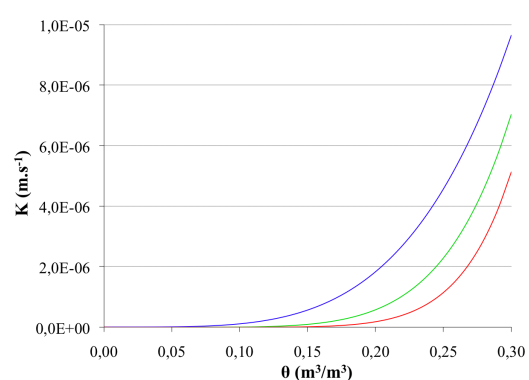
FIGURE 4.11 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre n

Le paramètre n a un impact assez similaire à celui de h_g . En effet, il agit fortement sur le comportement transitoire entre la condition sèche et la condition humide de la courbe de Van Genuchten (figure 4.11.a). Plus le paramètre n est élevé, plus le passage entre les deux conditions est atténué. Par conséquent, en condition humide, la pente diminue tandis qu'en condition sèche, la pente augmente par rapport à une valeur de n plus faible. Sur la teneur en eau, ceci se traduit par des variations plus atténuées et plus faibles en condition humide mais une sensibilité plus forte aux variations de potentiel en condition sèche (figure 4.11.b).

4.2.6 Influence du paramètre de forme β de la courbe de Brooks & Corey



(a) Variations de la teneur en eau du sol en fonction des différentes valeurs β (10 cm)



(b) Courbe de Brooks & Corey $K(\theta)$

FIGURE 4.12 – Analyse de la sensibilité du modèle SiSPAT au paramètre β

Le paramètre β a un impact sur la conductivité hydraulique (4.12.b). En effet, plus ce paramètre est fort, plus la conductivité est faible pour une valeur d'humidité donnée. L'influence de ce paramètre apparaît clairement sur la figure 4.12.a : lorsque β est élevé, les transferts d'eau dans le sol sont plus lents.

4.2.7 Synthèse

En conditions semi-arides, le modèle SiSPAT semble relativement sensible à tous les paramètres des modèles de Van Genuchten et Brooks & Corey, et en particulier aux paramètres de forme n , h_g et β qui conditionnent fortement le comportement de la teneur en eau dans le sol. Cette sensibilité provient en particulier de l'importance des transferts entre les conditions sèche et humide dans ce contexte sahélien. Le paramètre de teneur en eau résiduelle (θ_r) impose quant à lui une teneur en eau minimale dans l'horizon de sol considéré qui doit être ajustée en fonction des observations *in situ* en conditions sèches. La paramétrisation de θ_{sat} est plus délicate. Ce paramètre influe d'une part la courbe de rétention en eau en conditions humides et donc la capacité de stockage en eau du sol, et d'autre part la courbe de conductivité hydraulique et donc les transferts d'eau. Une diminution de ce paramètre implique une diminution de la teneur en eau maximale accumulée dans le sol mais également une augmentation de la vitesse de transfert d'eau dans le sol. La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} joue quant à elle directement sur la conductivité hydraulique.

4.3 Expérience d'étalonnage du modèle - E3

4.3.1 Démarche de calibration des paramètres

Les résultats des expériences E1 et E2 nous ont permis d'établir une méthode pour le calage du modèle sur l'année 2005. Pour une première calibration de ce modèle dans notre contexte d'étude, celle-ci a été réalisée manuellement en faisant varier chaque paramètre l'un après l'autre dans un ordre pré-établi. Tout d'abord, les albédos du sol et de la végétation ont été ajustés pour améliorer au mieux la représentation de la partie ondes courtes du rayonnement net R_N en regard des observations de l'albédo de surface. R_N dépend largement de ce paramètre et conditionne fortement la simulation des autres composantes du bilan d'énergie. Une fois l'écart entre les observations et simulations de cette variable minimisé, nous nous sommes intéressés aux paramètres hydrodynamiques qui déterminent les échanges d'eau et d'énergie dans le sol, la teneur en eau dans le sol étant la variable prépondérante à cet égard. L'ordre de calibration de ces paramètres a été défini à partir des résultats de l'expérience de sensibilité du modèle à ces paramètres pour la simulation de la teneur en eau du sol. Les paramètres les plus simples à appréhender sont la teneur en eau résiduelle (θ_r) et la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat}). Comme indiqué dans la partie précédente (4.2), θ_r a une influence en conditions sèches et a donc été étalonné pour chaque horizon à partir des valeurs d'humidité minimales mesurées en saison sèche. Les résultats de l'expérience E1 soulignent la sous-estimation de ce paramètre, entraînant un assèchement trop important du sol. Le paramètre K_{sat} a un impact en surface sur la redistribution de la pluie entre le ruissellement de surface et l'infiltration d'eau dans le sol. Dans le sol, il contrôle la vitesse d'infiltration d'eau. L'expérience E1 montre que l'infiltration d'eau dans le sol est trop importante et trop rapide par rapport aux observations, le modèle ne simulant pas de pertes par ruissellement. Ce paramètre a donc été très fortement diminué en surface, pour faire apparaître une croûte favorisant le ruissellement au détriment de l'infiltration et diminuant ainsi l'évapotranspiration. En profondeur, il a également été diminué pour limiter les vitesses d'infiltration d'eau dans le sol trop importantes dans l'expérience E1. Ensuite, les paramètres de forme des deux fonctionnelles, h_g , n et β ont un impact sur la vitesse d'infiltration quelques jours après les pluies. Le paramètre h_g a été fortement diminué pour atténuer le passage des conditions humides aux conditions sèches et donc réduire les fortes variations de teneur en eau observées après une pluie. Les paramètres n et β ont été peu modifiés par rapport aux paramètres de Braud *et al.* (1997). Ils ont surtout été ajustés à la surface pour contrôler encore mieux l'infiltration d'eau dans le sol. Enfin, la teneur en eau du sol à saturation a été réduite pour diminuer les entrées d'eau dans le sol. Étant donné son double rôle sur la vitesse et la quantité d'eau infiltrée dans le sol, l'étalonnage de ce paramètre est délicat. Même en suivant cet ordre de calibration, les paramètres

hydrodynamiques interagissent. Par conséquent il a été parfois nécessaire de revenir sur l’ajustement de paramètres étalonnés précédemment. Ces paramètres sont prépondérants dans l’étude des échanges hydriques dans le sol. D’autres paramètres interviennent moins fortement. Il s’agit par exemple des paramètres liés à la végétation ou des paramètres thermiques. En particulier, le profil racinaire de la jachère, établi à partir du modèle proposé par Braud *et al.* (1997) a été ajusté pour améliorer la représentation des flux de chaleur latente et de chaleur sensible mais l’impact de ce paramètre nous a semblé relativement négligeable.

Cette méthode d’étalonnage nous a permis de retenir un jeu de paramètres dont les principaux sont présentés dans les tableaux 4.3 et 4.4. Le jeu complet de paramètres est disponible en annexe. Cette simulation a ensuite été transposée sur les années 2006 et 2007 pour valider le modèle (cf. annexes 6 à 9). Rappelons que ces deux années sont très contrastées d’un point de vue climatique, puisque l’année 2006 a été particulièrement humide et l’année 2007 très sèche. Elles constituent donc une base intéressante pour cette expérience de validation du modèle.

TABLEAU 4.3 – Valeurs des paramètres du sol pour les 4 horizons - E3

Paramètres	Unité	H1 (0-20cm)	H2 (20-120cm)	H3 (120-250cm)	H4 (250-400cm)
h_g	m	-1,20	-0,50	-0,30	-0,30
$q = n$	–	2,80	2,70	2,50	2,40
θ_{sat}	$m^3.m^{-3}$	0,24	0,24	0,24	0,24
K_s	$m.s^{-1}$	7,0e-07	2,5e-06	2,0e-06	1,0e-06
β	–	7,0	6,5	6,1	6,0
θ_r	$m^3.m^{-3}$	0,015	0,038	0,033	0,032

TABLEAU 4.4 – Valeurs des paramètres de surface et de végétation utilisés - E3

Paramètres	Valeur
Albédo du sol nu	$\alpha_{sol\ nu} = f(\theta) :$
	$\alpha_{max} = 0,33$
	$\alpha_{min} = 0,20$
	$\theta_{max} = 0,18\ m^3.m^{-3}$
	$\theta_{min} = 0,04\ m^3.m^{-3}$
Albédo de la végétation	$\alpha_v = 0,24$
Densité racinaire maximale	$Fdr = 22\ 900\ m.m^{-3}$

4.3.2 Analyse synthétique des bilans d’énergie et d’eau

L’analyse quantitative des composantes du bilan hydrique (tableau 4.1), cumulées en fin de simulation (31/12) pour les années 2005 à 2007 montre que l’évapotranspiration réelle (ET_r) représente environ 80% des pluies. Sur la parcelle en jachère et dans ce contexte climatique semi-aride, l’évapotranspiration est donc un processus prépondérant. D’autre part, le ruissellement est estimé entre 75 et 100 mm/an, ce qui est déjà plus réaliste que les résultats obtenus à partir de l’expérience de modélisation E1. Il représente environ 20 % des pluies. Le drainage profond est quant à lui très faible, inférieur à 2 mm/an, soit 0,03 % des pluies. Ceci semble cohérent avec les observations puisque la teneur en eau du sol mesurée semble relativement constante dans le dernier horizon de sol (250 cm). Le tableau 4.5 montre une nette amélioration des indicateurs d’erreur par rapport aux résultats obtenus à partir de l’expérience de référence. Les résultats obtenus pour l’étalonnage et la validation du modèle sont globalement très satisfaisants pour toutes les variables simulées, quelles que soient les années, en particulier pour le rayonnement net R_N ($10\ W.m^2 < RMSE < 20\ W.m^2$ et $Nash > 0,99$). Rappelons ici que les simulations réalisées sur 2005 ne couvrent pas la totalité de l’année car elles débutent au jour 167, contrairement aux années 2006 et 2007. C’est pourquoi, les indicateurs d’erreur pour ces deux années ne peuvent être confrontés directement avec ceux obtenus pour l’année 2005.

Nous allons maintenant nous intéresser plus en détail aux résultats de simulation obtenus pour chacune des variables étudiées sur l’année 2005.

TABLEAU 4.5 – Indicateurs d’erreur (Biais, Nash et RMSE) pour les résultats de l’expérience E3

Variable	Calage 2005			Validation 2006			Validation 2007		
	Biais	Nash	RMSE	Biais	Nash	RMSE	Biais	Nash	RMSE
R_N	4,1	0,997	11,03	8,82	0,99	19,42	7,71	0,994	14,82
G	-6,48	0,788	34,34	-3,54	0,708	34,16	-4,52	0,702	36,26
H	2,38	0,598	45,21	-9,48	0,831	31,45	-6,8	0,86	30,89
LE	-17,45	0,633	56,8	-3,19	0,845	34,8	-2,79	0,758	33,26
R_N diurne	4,55	0,995	14,77	14,19	0,983	26,72	11,57	0,989	20,12
G diurne	-12,45	0,661	44,9	-2,66	0,521	43,78	-3,79	0,502	46,79
H diurne	17,76	0,393	59,57	-1,51	0,814	36,65	-0,21	0,827	39,29
LE diurne	-28,66	0,631	68,62	-6,11	0,842	46,16	-5,51	0,801	39,74
T 10 cm	-1,91	0,74	2,21	-2,62	0,705	2,89	-2,53	0,785	2,76
T 50 cm	-1,6	0,387	1,67	-2,01	0,505	2,13	-1,96	0,693	2,02
T 100 cm	-1,15	0,373	1,19	-1,59	0,462	1,68	-1,53	0,698	1,58
T 150 cm	-0,88	0,389	0,91	-1,34	0,364	1,43	-1,28	0,666	1,36
T 200 cm	-0,51	0,604	0,55	-0,99	0,335	1,09	-0,93	0,669	1,07
T 250 cm	-0,13	0,881	0,24	-0,61	0,452	0,79	-0,55	0,674	0,89

4.3.3 Résultats détaillés sur l’année 2005

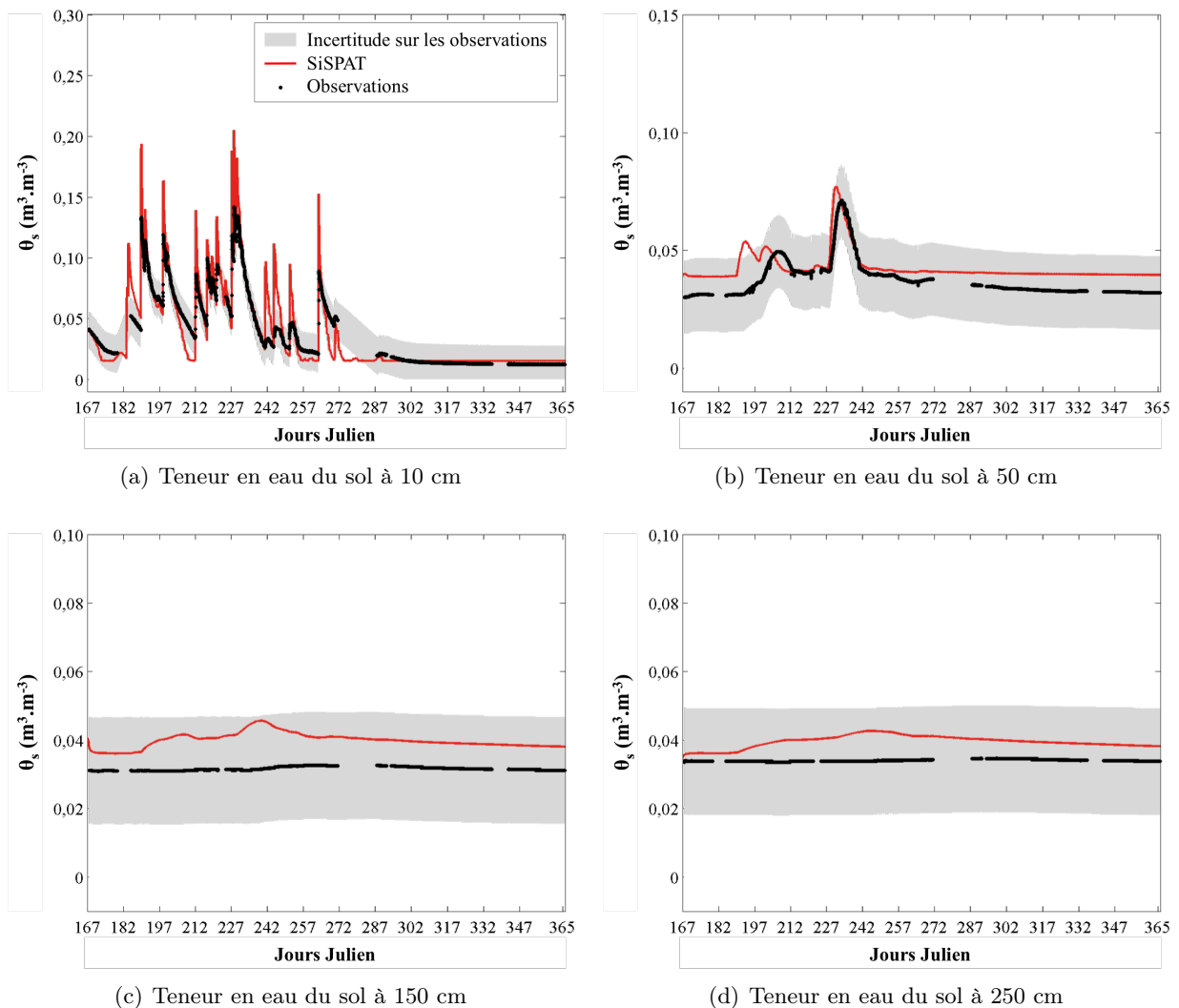


FIGURE 4.13 – Expérience E3 - Variations de l’humidité du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365)

Humidité du sol

La figure 4.13 signale qu'en profondeur, entre 150 et 250 cm (horizon H3), SiSPAT simule une faible entrée d'eau alors que les observations montrent une teneur en eau constante pendant toute la période d'observation. Sur les couches supérieures (figures 4.13.a 4.13.b), la teneur en eau est très bien représentée. Les transferts d'eau concordent relativement bien avec les points d'observation. Le modèle représente mieux les processus d'infiltration, en regard de l'expérience E1.

Températures du sol

Il persiste un biais légèrement négatif pour la température du sol mais celui-ci a nettement été réduit, quasiment de moitié par rapport aux résultats de l'expérience E1. En valeur absolue, les biais sont équivalents aux RMSE, ce qui traduit une bonne représentation de la variabilité interannuelle mais une sous-estimation de cette variable par rapport aux observations (figure 4.14). Ce biais apparaît de plus en plus tardivement en profondeur, du fait du temps de transfert de chaleur dans le sol. Sur la couche profonde (figure 4.14.d), la température simulée coïncide avec les points d'observation. Les paramètres thermiques n'ont pas été étalonnés. Un affinage approfondi de ces paramètres devraient permettre d'améliorer davantage ces résultats. À noter que les différentes variables du modèle sont fortement corrélées puisque une nette amélioration de l'humidité du sol entraîne une meilleure représentation de la température du sol.

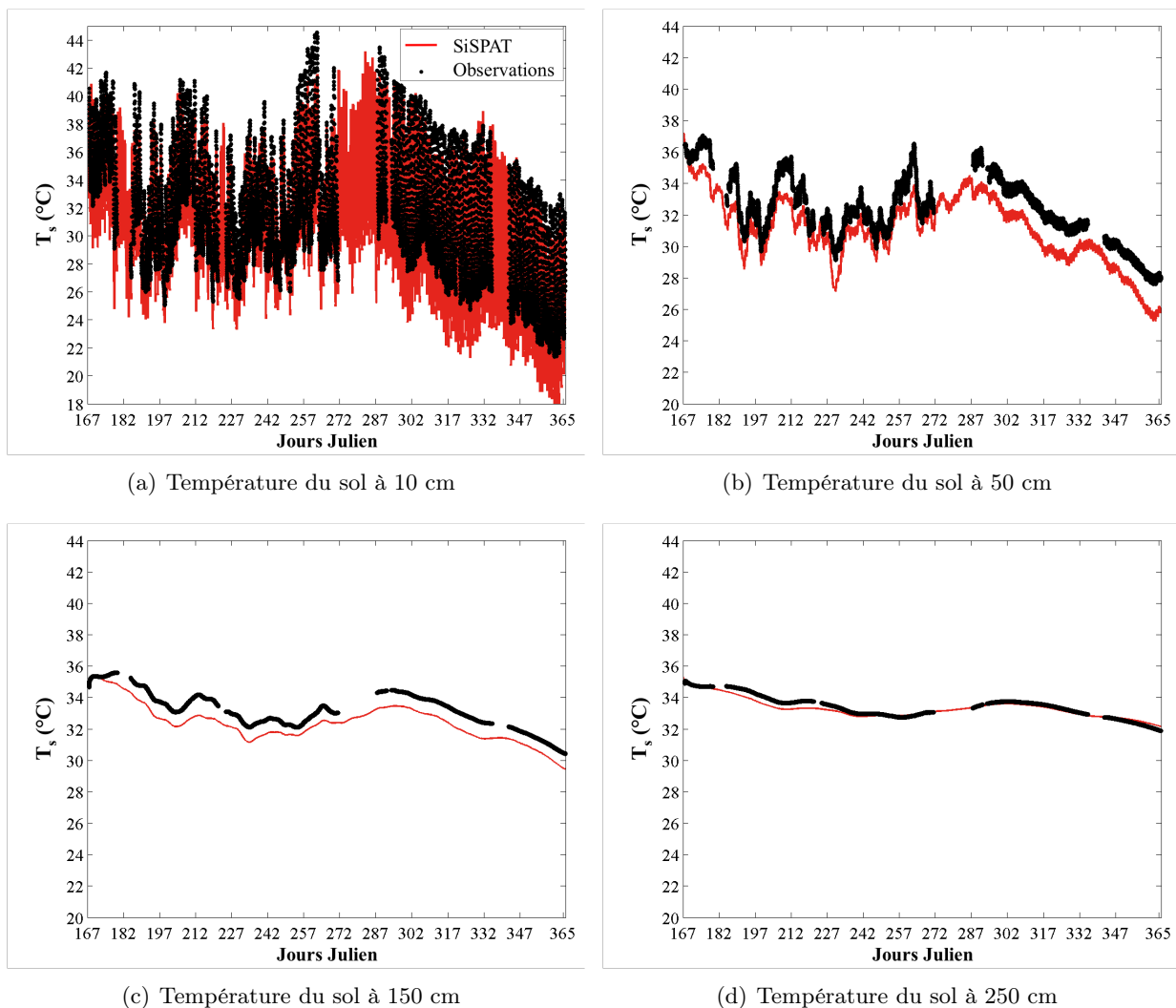


FIGURE 4.14 – Expérience E3 - Variations de la température du sol observée et simulée par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 (167) au 31/12/2005 (365)

Bilan d'énergie

Le rayonnement net R_N est très bien représenté. Les indicateurs d'erreur RMSE, Biais et Nash (tableau 4.5) révèlent de très bons résultats pour cette variable. Les scatterogrammes (figure 4.15) confirment ce bilan positif. On observe encore une forte dispersion en ce qui concerne le flux de chaleur dans le sol G simulé par rapport aux observations (figure 4.15.b). Comme explicité au paragraphe 4.1, ceci est dû à la différence de profondeur entre simulations et observations. Une correction de cet effet est actuellement en cours au laboratoire.

La représentation des flux de chaleur latente et de chaleur sensible est globalement satisfaisante. En revanche, après la saison des pluies, pendant la phase de sénescence de la végétation, le flux de chaleur latente simulé est quasiment nul tandis que les observations montrent une évapotranspiration persistante. Ceci a déjà été remarqué avec l'expérience E1. Les valeurs de LAI ont été ajustées pour atténuer la phase décroissante de la végétation et donc retarder l'arrêt de la transpiration des plantes, l'évaporation du sol étant très faible à cette période. Une étude plus approfondie sur les conditions de mesure de ce paramètre pourraient permettre d'améliorer encore la représentation des flux de chaleur latente et sensible.

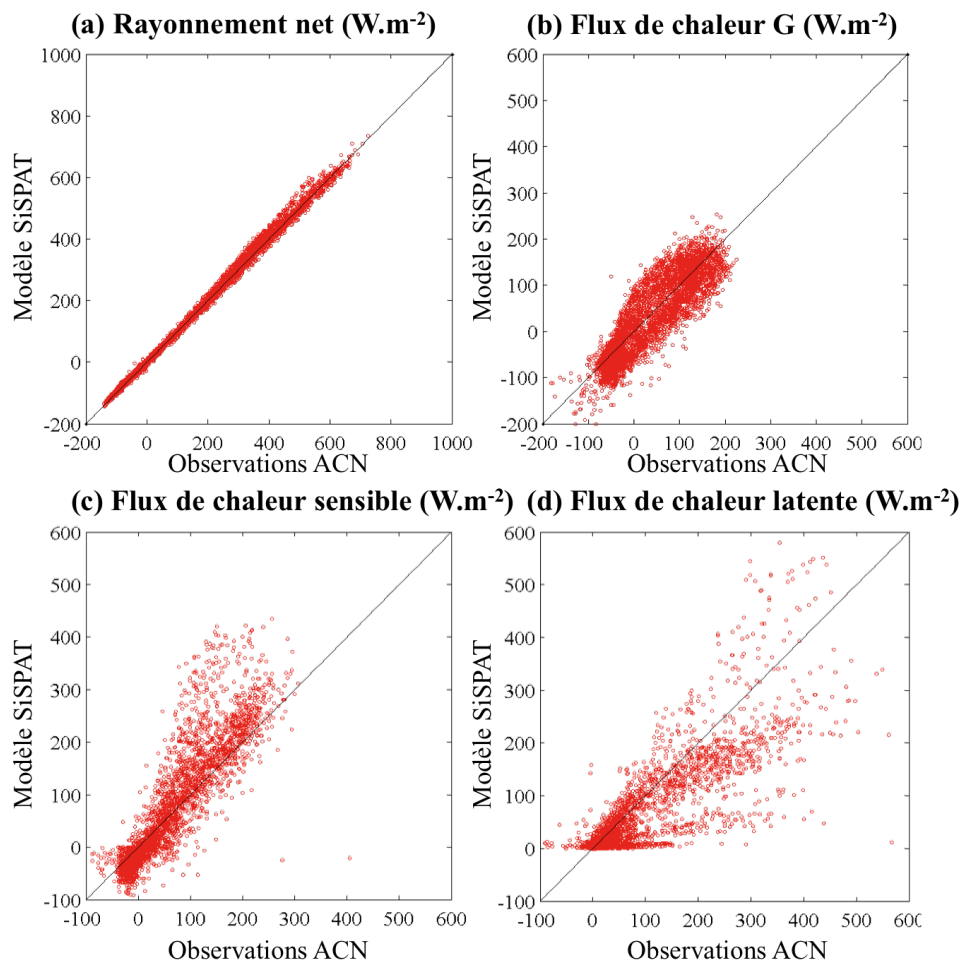


FIGURE 4.15 – Expérience E3 - Scatterogrammes entre valeurs observées et simulées par SiSPAT au pas de temps de 30 minutes sur l'année 2005 (16/06 au 31/12) des (a) rayonnement net, (b) flux de chaleur dans le sol, (c) flux de chaleur sensible et (d) flux de chaleur latente.

Albédo

La dynamique globale de l'albédo présente quelques accidents liés aux événements pluvieux. Celle-ci est globalement bien représentée en saison des pluies. Toutefois, cette variable reste légèrement surestimée à partir de la fin de la saison des pluies, lors de la disparition progressive de la végétation. Ceci est probablement lié aux mesures de LAI qui devront encore être ajustées.

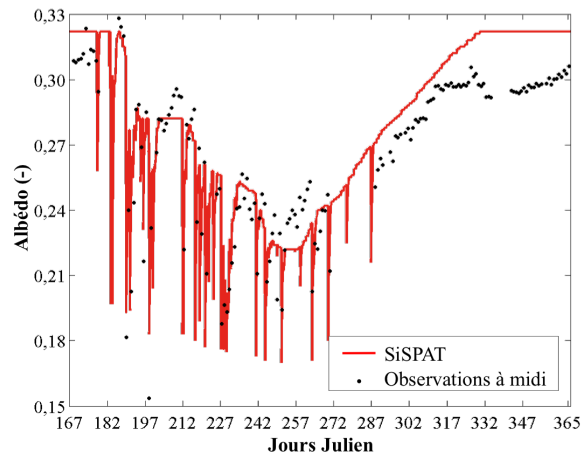


FIGURE 4.16 – Expérience E3 - Variations de l'albédo de la surface observé et simulé par SiSPAT sur la période du 16/06/2005 au 31/12/2005

4.3.4 Synthèse

Globalement, les résultats de cette troisième expérience de modélisation sont très satisfaisants et très prometteurs pour la suite de ce travail. En effet, sans connaissance *a priori* des propriétés hydrodynamiques du sol et à partir d'une méthode de calibration séquentielle, établie à partir des résultats des deux expériences précédentes, il a été possible d'étalonner un jeu de paramètres offrant des résultats très satisfaisants sur l'année 2005. Transposée sur les années 2006 et 2007 cette paramétrisation fournit également de très bons résultats permettant de valider ce travail de modélisation.

Il reste toutefois quelques améliorations à apporter qui restent du second ordre par rapport à la modélisation des transferts d'eau dans le sol. Il s'agit en particulier d'ajuster les mesures de LAI pour atténuer la phase de sénescence de la végétation et donc repousser la diminution de la transpiration des plantes à la suite de la saison des pluies. Les paramètres de végétation et les paramètres thermiques devront également faire l'objet d'une étude plus approfondie pour continuer d'affiner les résultats du modèle.

À première vue, les résultats de cette expérience semblent témoigner des fortes potentialités de SiSPAT à simuler correctement les échanges d'eau et d'énergie dans le sol, sans connaissance accrue des propriétés hydrodynamiques de celui-ci. Ceci sera discuté dans la partie suivante.

Chapitre 5

Discussion

Cette étude avait pour ambition principale d'étudier les capacités d'un modèle TSVA détaillé à simuler les échanges thermo-hydriques à l'interface SVA, sans connaissance *a priori* des propriétés hydrodynamiques des sols. Celles-ci sont essentielles à la description de ces échanges dans le fonctionnement du modèle. Sous de telles contraintes, il n'est donc en aucun cas évident que les spécificités du modèle SiSPAT, qui est l'un des outils de recherche de la communauté française les plus détaillés dans sa résolution des échanges d'eau dans le sol, soit toujours un type d'approche plébiscité pour étudier le comportement hydrologique dans le contexte sahélien présenté en introduction. Les enjeux de ce travail se situent donc dans la conduite de méthodologies permettant de caractériser, ou tout du moins estimer grossièrement, les propriétés hydrodynamiques des sols, puis d'en évaluer le bénéfice dans la modélisation des processus de surface au travers du modèle SiSPAT. Pour mener à bien ce travail trois types d'approche ont été mises en œuvre :

- Une transposition des paramétrisations proposées par Braud *et al.* (1997) (expérience E1), travaux datant de l'époque HAPEX-Sahel sur une parcelle de jachère et dans des conditions environnementales relativement similaires. Les résultats ont montré l'inefficacité d'une telle approche sur la simulation de l'ensemble des processus de surface.
- Une application de fonctions de pédotransferts (FPT) reposant essentiellement sur des mesures de texture du sol et de densité apparente sèche (expérience E2). Une étude bibliographique sur les différents types de FPT a permis d'en isoler 5 classiquement utilisées par ailleurs et adaptées au sol sableux de notre site d'étude. La variabilité induite par les différentes FPT combinée à l'incertitude des mesures de densité apparente sèche prise en compte a restitué une grande variabilité des paramètres hydrodynamiques. L'impact de la variabilité de ces paramètres a par la suite été testée dans la modélisation, notamment à travers la conduite d'une analyse de sensibilité sur la modélisation des échanges d'eau dans le sol à ces paramètres.
- Une procédure d'étalonnage des propriétés hydrodynamiques des sols établie sur des règles simples déduites de l'analyse de sensibilité. Cette méthode a permis de restituer un jeu de paramètres complet donnant de résultats cohérents et très encourageants sur l'ensemble des processus de surface simulés. Cet étalonnage, réalisé sur la première année des données (2005) a ensuite été appliqué directement sur 2 années de simulation (2006-2007) en guise de validation. Là encore, des résultats satisfaisants ont été obtenus, ce qui constitue une réelle avancée dans l'application de ce type de modèle dans le cadre de l'ORE AMMA Catch au Niger (ACN).

La suite de la discussion sera structurée de la manière suivante. Dans un premier temps, une réflexion sur la capacité de transposition des modèles d'un site d'application à un autre sera abordée. Dans un second temps, la discussion s'orientera sur la question centrale de ce travail relative à l'importance des propriétés hydrodynamiques des sols dans la modélisation. L'éventuel intérêt de mener des expérimentations supplémentaires dans le cadre de l'ORE ACN sera en outre discutée. Dans un troisième temps, les résultats obtenus à partir de l'expérience de modélisation E3 seront discutés plus longuement, notamment en regard des précédents résultats de modélisation TSVA obtenus sur la zone ACN. Cette partie permettra aussi d'aborder quelques points de discussion sur des aspects purement méthodologiques en lien avec les méthodes d'analyse de sensibilité et d'étalonnage utilisées dans ce travail, et d'autre part sur des choix de modélisation avec SiSPAT. Enfin, des perspectives de ce travail, à court et à moyen termes, seront présentées.

5.1 Apport des travaux réalisés par Braud *et al.* (1997) dans le travail

Pour son fonctionnement, SiSPAT repose sur la prescription d'un jeu conséquent de paramètres et de variables, dont le nombre dépend des options choisies. Bien que le modèle ait été utilisé dans une configuration allégée (pas de macropores, pas de phénomène d'hystérèse de la courbe de rétention, pas de raffinages de la rétention en régime sec, ...), les données disponibles dans la base de données de l'ORE ACN ne permettaient pas, tout du moins à l'heure actuelle, de renseigner le jeu complet de paramètres exigé par la modélisation. Bien plus, dans un nouveau contexte d'application tel que celui réalisé dans ce travail, il semble bien évidemment judicieux de repartir d'un travail de modélisation antérieur, qui plus est s'il est réalisé dans des conditions environnementales (végétation et climat) relativement similaires. Les travaux de Braud *et al.* (1997) ont donc représenté dans la réalisation de ce travail une source importante d'informations (maillage, propriétés thermiques et hydriques des sols, régulation stomatique des arbustes, profil racinaire, etc.). Les résultats ont cependant montré qu'une simple transposition des paramétrisations proposées par Braud *et al.* (1997) aboutissait à une mauvaise estimation de l'ensemble des processus de surface simulés. Ceci peut s'expliquer de différentes manières, même si la principale concerne des différences de comportement hydrologique entre les deux cas d'étude, notamment au travers la présence d'une croûte de surface qui influe directement sur l'infiltration de l'eau et le ruissellement de surface. Ainsi, Braud *et al.* (1997) considèrent qu'il n'y a aucun ruissellement de surface alors que dans notre cas d'étude il représente entre 20 et 30% de l'eau incidente (Ramier *et al.*, 2009). Une telle différence de comportement hydrologique se traduit dans la modélisation par des propriétés des sols très différentes, comme par exemple des conductivités hydrauliques à saturation qui ont dû être diminuées d'un facteur 10 dans notre étude.

Une seconde source d'incertitude provient du fait que la transposition d'un étalonnage d'un cas de figure à un autre reste une opération délicate et non triviale. L'étalonnage d'un modèle est une étape subjective car généralement soumise au libre arbitre et au savoir-faire du modélisateur, et qui dépend clairement de la prépondérance des processus de surface. Par exemple, les travaux de Braud *et al.* (1997) ont été menés sur une période de 54 jours en saison des pluies, dont seulement 14 jours retenus pour la phase d'étalonnage. Dans ce travail, nous avons étalonné le modèle sur une période de plus de 200 jours, englobant une saison des pluies quasiment complète et une longue phase d'assèchement du sol. Les processus y sont donc représentés avec une prépondérance pouvant être différente, ce qui peut alors orienter différemment la manière d'étalonner le modèle. Toutefois, il est quand même important de souligner que les travaux de Braud *et al.* (1997) ont permis de documenter certains paramètres clés de la végétation, sans avoir à les étalonner par la suite. C'est notamment le cas des paramètres contrôlant la régulation stomatique et les transferts d'eau dans la plante. Seul le profil racinaire a été légèrement optimisé afin de raffiner encore mieux la simulation de l'évapotranspiration.

5.2 Caractérisation *a posteriori* des propriétés hydrodynamiques du sol et impact sur la simulation détaillée des TSVA

L'expérience de modélisation E2 a constitué un moyen intéressant de retrouver des informations sur des propriétés hydrodynamiques des sols à partir de l'analyse granulométrique des sols, représentant une des seules caractérisations des sols à notre disposition. L'intérêt de l'utilisation de fonctions de pédotransfert (FPT) semblait donc évident. Il existe une multitude de FPT, de différents types. Une analyse bibliographique a permis d'en sélectionner cinq *a priori* bien adaptées aux sols sableux. Leur application a fourni des estimations pour l'ensemble des paramètres intervenant dans les modèles de rétention et de conductivité de Van Genuchten (1980) et Brooks & Corey (1964), respectivement. Une forte variabilité intra et inter FPT a été observée, notamment en lien avec la grande variabilité des densités sèches observées *in situ*. Aucune méthode n'a ainsi été capable de fournir un jeu de paramètres satisfaisant, et il n'a pas été possible de trancher sur une méthode éventuellement meilleure que les autres. Toutefois, une telle variabilité dans les paramètres estimés doit être mise en relation avec la variabilité spatio-temporelle qui est souvent observée *in situ* (et qui est généralement communément admise sur ces propriétés des sols).

Les analyses de sensibilité qui ont été menées ont permis d'étudier précisément le rôle de chacune de ces propriétés sur la simulation des échanges d'eau dans le sol, et par la même occasion de dégager des règles simples d'étalonnage (mises en œuvre dans l'expérience E3). Les analyses de sensibilité

ont révélé l'impact important de certains paramètres dans la simulation, condition indispensable pour parvenir à une bonne optimisation, comme par exemple la teneur en eau résiduelle ou la conductivité hydraulique à saturation. Bien plus, les paramètres étalonnés dans l'expérience E3 ont fournis pour la majorité d'entre elles, des valeurs inscrites dans les gammes d'incertitude dégagées par les FPT. Un tel résultat a le mérite de conclure sur la plausibilité des valeurs estimées. Toutefois, la conduite d'expérimentations complémentaires sur le bassin de Wankama constituerait un vrai plus quant à la validation des propriétés hydrodynamiques des sols. Elle permettrait de conclure sur le fait que SiSPAT semble capable de simuler correctement les échanges thermo-hydriques du sol et les composantes du bilan d'énergie sans connaissance *a priori* des paramètres hydrodynamiques du sol.

5.3 Analyse des résultats de l'expérience de modélisation E3

Les résultats de modélisation obtenus après calibration et validation du modèle sont très satisfaisants. D'une part, ils restent cohérents vis-à-vis de l'ensemble des processus simulés, tels que les flux de surface, les teneurs en eau et températures à plusieurs profondeurs dans le sol et l'albédo du couvert. D'autre part, les scores obtenus par les estimateurs statistiques atteignent des niveaux de performance excellents en regard des travaux antérieurs menés préalablement sur la zone de Wankama à partir de différents modèles TSVA plus conceptuels, comme par exemple avec Sethys Savannah (Saux-Picart *et al.*, 2009; Feurer *et al.*, 2009) et ISBA (Demarty *et al.*, 2009). Ils permettent de conclure sur le bien fondé et les apports d'une approche de modélisation à base physique dans le contexte hydrologique sahélien.

Toutefois d'un point de vue méthodologique, certaines améliorations pourraient être envisagées. Premièrement, le maillage de la colonne de sol (Braud *et al.*, 1997) a été repris tel quel. Actuellement, l'horizon de surface (0-20 cm) représente aussi la croûte qui se développe en surface. A la surface du sol cette couche est beaucoup plus restreinte (1 à 2 cm au maximum). Une alternative aurait pu consister à associer cette couche de surface à un horizon supplémentaire dans la modélisation. Par ailleurs, l'impact du choix des conditions aux limites dans la modélisation n'a pas été encore évalué pleinement. Bien plus, les simulations ont été réalisées à partir d'une configuration minimale de SiSPAT. L'utilisation d'options complémentaires permettrait notamment d'analyser les transferts en régime sec et en phase vapeur, dont la prépondérance en climat semi aride a été montré par Boulet *et al.* (1997).

En ce qui concerne l'étalonnage du modèle, la méthode employée reste pour le moment très simple et pourrait incontestablement être améliorée, notamment par la mise en œuvre d'une méthode automatique de type multicritère comme celle proposée par Demarty *et al.* (2005). Toutefois, la conduite de méthodes plus sophistiquées requiert davantage de temps de simulations et il n'était pas envisageable de les mettre en œuvre dans le temps imparti pour ce travail. L'étalonnage du modèle pourrait en outre porter sur le raffinement de certains paramètres de végétation (résistance stomatique, résistance totale de la plante et profil racinaire) qui n'ont pas été réellement étudiés dans le cadre de ce travail. La capacité et la diffusivité thermique devraient également être affinées pour améliorer le biais observé entre les températures calculées par le modèle et mesurées.

5.4 Perspectives

A court terme, la mise en œuvre des améliorations proposées au point 5.3 serait judicieuse. La question de la prise en compte d'une croûte fine en surface dans le maillage semble la plus prépondérante. Des travaux complémentaires sur l'affinage de l'évolution temporelle de l'indice foliaire en période de sénescence de la végétation seraient aussi intéressants.

Une fois l'étalonnage du modèle affiné, le modèle pourrait être transposé sur une parcelle de mil du bassin de Wankama où les observations montrent des coefficients de ruissellement plus faibles que sur la jachère, car moins exposée à l'encroûtement des sols grâce au labourage avant le semis. En conséquence, davantage d'infiltration profonde est observée jusqu'à 2,5 m (données ACN). Le maillage devra être modifié en conséquence et les paramètres du sol adaptés. Si des mesures *in situ* nous permettent de valider le jeu de paramètres hydrodynamiques appliqués à la jachère, il sera possible de les renseigner *a priori* sur la parcelle de mil. Le problème actuel réside dans la caractérisation du profil racinaire.

A moyen terme, une utilisation d'une version de SiSPAT spatialisée à l'échelle du bassin versant de Wankama serait pertinente. La modélisation par une approche physique à l'échelle d'un bassin ty-

pique des zones endoréiques permettrait d'apporter des éléments intéressants aux questions citées en introduction sur le paradoxe sahélien et les zones de recharge de la nappe. La difficulté dans une telle application réside notamment dans le temps de calcul et une prescription spatialisée des paramètres de surface, d'autant que le modèle SiSPAT devrait être capable de fonctionner sur des zones très différentes : végétation naturelle, végétation agricole, ravine, zone d'épandage, mare, plateau. Dans cet objectif, la télédétection spatiale pourrait être pertinente. Une version couplée de SiSPAT à des modèles de transferts radiatifs (SiSPAT-RS, Demarty *et al.*, 2002) permet de simuler en plus des variables hydrologiques, certaines variables accessibles par télédétection satellitaire dans les domaines spectraux du visible et de l'infrarouge thermique. Des méthodes d'assimilation de données de télédétection pourraient ainsi être mises en œuvre dans le but de retrouver certaines propriétés d'entrée du modèle.

Conclusion

Ce travail a porté sur l'étude des potentialités d'un modèle détaillé de bilan d'énergie et d'eau entre le sol, la végétation et l'atmosphère. L'étude a été menée à l'échelle de la parcelle, à partir de la base de données de l'ORE AMMA-CATCH-Niger acquises sur une parcelle de jachère située sur le bassin endoréique de Wankama au Sud-Ouest du Niger. Le modèle SiSPAT utilisé pour ce travail présente la particularité de tenir compte de l'hétérogénéité verticale du sol dans sa résolution couplée des échanges thermo-hydriques dans le sol, ce qui lui confère la capacité de suivre l'évolution temporelle du profil vertical d'humidité dans le sol. Cette spécificité est bien adaptée au contexte d'étude du paradoxe hydrologique observé au Niger : les précipitations ont diminué mais la ressource en eau disponible a augmenté. Toutefois, étant donnés les contraintes climatiques sahéliennes et le nombre important de paramètres à renseigner pour le fonctionnement du modèle, et ce sans connaissance *a priori* des propriétés hydrodynamiques du sol, il n'était pas évident que le modèle SiSPAT détaillé puisse être utilisé pour étudier le comportement hydrologique de la parcelle.

L'étude des potentialités de ce modèle a été divisée en trois expériences de modélisation aboutissant progressivement à l'étalonnage puis la validation du modèle. Rappelons qu'une première expérience a consisté à transposer la paramétrisation proposée par Braud *et al.* (1997) sur une parcelle de jachère et dans des conditions environnementales relativement similaires. Les résultats ont montré l'inefficacité d'une telle approche sur la simulation de l'ensemble des processus biophysiques de surface. Une seconde expérience a porté spécifiquement sur l'application de fonctions de pédotransferts (FPT) permettant de retrouver les propriétés hydrodynamiques du sol à partir uniquement de mesures de texture du sol et de densité apparente sèche. Les résultats obtenus ont montré une forte variabilité des paramètres hydrodynamiques, issue à la fois des FPT elles-mêmes et de la variabilité des mesures de densité apparente sèche. L'impact de la variabilité de ces propriétés dans la modélisation des échanges hydriques dans le sol a été testé. Cette analyse de sensibilité qualitative a permis d'établir une méthode de calibration du modèle en hiérarchisant la prépondérance de chacun de ces paramètres. L'expérience de calibration (E3) sur l'année 2005 a permis d'établir un jeu de paramètres fournissant des résultats cohérents en regard des observations et très prometteurs pour la suite de ce travail. Cet étalonnage a ensuite été transposé sur les années 2006 et 2007 pour valider le modèle. Les résultats obtenus sur ces deux années contrastées d'un point de vue climatique, avec une année particulièrement sèche (2007) et une année plus humide (2006), sont également très satisfaisants.

L'ensemble de ces simulations témoigne des potentialités encourageantes du modèle à simuler les échanges thermo-hydriques du sol ainsi que les composantes du bilan énergétique à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. Malgré une méthode de calibration relativement simple et pouvant être améliorée, le modèle a été étalonné puis validé à partir de données *a priori* des propriétés hydrodynamiques du sol. Pour valider le jeu de paramètres relatifs à ces propriétés, il serait intéressant de mettre en place une expérimentation *in situ*. Si ce jeu de paramètres est confirmé par des mesures expérimentales, il sera alors possible d'appliquer ce modèle sur d'autres parcelles du bassin Wankama, sans connaissance accrue des propriétés du sol, offrant ainsi une ouverture vers la spatialisation de ce modèle à l'ensemble du bassin.

Bibliographie

- AMMA, 2006. Homepage. Disponible sur : <http://www.amma-international.org>.
- Arya, L. M., Paris, J. F., 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal* 45 (6), 1023–1030.
- Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H., Halilou, O., Seghieri, J., Guillemain, F., Oï, M., Gignoux, J., Timouk, F., 2009. 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., Seguis, 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., 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.
- Bouma, J., 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Advanced Soil Science* 9, 177–213.
- Braud, I., 2000. SiSPAT : a numerical model of water and energy fluxes in the soil-plant-atmosphere continuum, Version 3.0, SiSPAT User's Manual. LTHE. 107 pp.
- 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, 912–945.
- Braud, I., Chanzy, A., 2000. Soil properties, initial and boundary conditions for use within SVAT models in the framework of the intercomparison of SVAT models used in the Alpilles-ReSeDA project. Alpilles-ReSeDA database. 43 pp.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L., Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* 166 (3–4), 213–250.
- Braud, I., De Condappa, D., Soria, J. M., Haverkamp, R., Angulo-Jaramillo, R., Galle, S., Vauclin, M., 2005. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulic properties (the Beerkan method). *European Journal of Soil Science* 56 (3), 361–374.
- Brooks, R. H., Corey, A. T., 1964. *Hydraulic Properties of Porous Media*. Hydrology Papers no. 3. Colorado State University, Fort Collins, CO.
- Burdine, N. T., 1953. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *AIME Transactions* 198 (1), 71–78.
- 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.

- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J., Favreau, G., Boubkraoui, S., Boucher, M., Moussa, I. B., Chaffard, V., Hiernaux, P., Issoufou, H. B. A., Le Breton, E., Mamadou, I., Nazoumou, Y., Oi, 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.
- 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.
- Dahan Dalmedico, A., Guillemot, H., 2006. Changement climatique : Dynamiques scientifiques, expertise, enjeux géopolitiques. *Sociologie du travail* 48, 412–432.
- Dantas-Antonino, A. C., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Thèse de doctorat, Université de Joseph Fourier, Grenoble, France. 195 pp.
- Demarty, J., 2001. Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpillles 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, 3rd International AMMA Conference. Ouagadougou, Burkina Faso (poster).
- 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.
- 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.
- D'Herbès, J. M., Valentin, C., 1997. Land surface conditions of the Niamey region : ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology* 188–189, 18–42.
- Dolman, A. J., Gash, J. H. C., Goutorbe, J. P., Kerr, Y., Lebel, T., Prince, S. D., Stricker, J. N. M., 1997. The role of the land surface in Sahelian climate : HAPEX-Sahel results and future research needs. *Journal of Hydrology* 188, 1067–1079.
- 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., 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.
- Feurer, D., Cappelaere, B., Demarty, J., Ottlé, C., Vischel, 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, 3rd International AMMA Conference. Ouagadougou, Burkina Faso (poster).
- Fuentes, C., Haverkamp, R., Parlange, J. Y., 1992. Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *Journal of hydrology* 134 (1–4), 117–142.

- GIEC, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat. GIEC, Genève, Suisse. 103 pp.
- 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.
- Gupta, S. C., Larson, W. E., 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research* 15 (6), 1633-1635.
- Hall, D. G. M., Reeve, M. J., Thomasson, A. J., Wright, V. F., 1977. Water retention, porosity and density of field soils. *Technical Monograph* 9, 6-11.
- 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, 536-562.
- Haverkamp, R., Zammit, C., Boubkraoui, F., Rajkai, K., Arrue, J. L., 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, CNRS, INPG, OSTOM, UJF, BP, Grenoble, France.
- 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.
- Lacaze, X., 2003. Modélisation du bilan hydrique sur une zone de forte infiltration. Mémoire de D.E.A., ENGREF, Laboratoire HSM, France.
- 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., Seguis, L., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa : An overview. *Journal of Hydrology* 375 (1-2), 3-13.
- 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.
- Loireau, M., 1998. Espace, Ressources, Usages : Interactions milieux et sociétés dans le Sahel nigérien. Thèse de doctorat, Université Paul Valéry, Montpellier III. 411 pp.
- 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.
- Minasny, B., McBratney, A. B., Bristow, K. L., 1999. Comparison of different approaches to the development of pedotransfer functions for water-retention curves. *Geoderma* 93 (3-4), 225-253.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* 12 (3), 513-522.
- Olioso, A., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France. 188 pp.

- Passerat de Silans, A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison : modèles-expérience. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, France. 205 pp.
- Petersen, G. W., Cunningham, R. L., Matelski, R. P., 1968. Moisture characteristics of Pennsylvania soils : I. Moisture retention as related to texture. *Soil Science Society of America Journal* 32 (2), 271–275.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B., Séguis, 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.
- Polcher, J., 1995. Sensitivity of tropical convection to land surface processes. *Journal of the Atmospheric Sciences* 52 (17), 3143–3161.
- 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.
- 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.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In : Jones, E., Ward, T. J. (Eds.). *Watershed Management Eighties. Proceedings of Symposium ASCE*, Denver, CO, 293–299.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., Saxton, K. E., 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* 25 (5), 1316–1320.
- Redelsperger, J. L., Diedhiou, A., Flamant, C., Janicot, S., Lafore, J. P., Lebel, T., Polcher, J., Caniaux, G., Rosnay, P., Desbois, M., Eymard, L., Fontaine, B., Geneau, I., Protat, A., Roux, F., Sultan, B., Van Den Akker, E., 2006. AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La météorologie* 54, 22–32.
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Decharme, B., André, C., Zribi, M., Perrier, A., Coudert, B., Boulain, N., Cappelaere, B., Descroix, L., 2009. 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.
- Scheinost, A. C., Sinowski, W., Auerswald, K., 1997. Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, i. developing a new pedotransfer function. *Geoderma* 78 (3–4), 129–143.
- Séguis, 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.
- Tietje, O., Tapkenhinrichs, M., 1993. Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Science Society of America Journal* 57 (4), 1088–1095.
- 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.
- 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, 203–223.
- 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), 389–403.
- Vischel, T., 2006. Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens : modélisation, simulation et désagrégation. Thèse de doctorat, Institut Polytechnique de Grenoble, France. 289 pp.

-
- 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.
- Wösten, J. H. M., Van Genuchten, M. T., 1988. Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Science Society of America Journal* 52 (6), 1762–1770.
- 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.

Annexes

ANNEXE 1 : Fichier de paramètres de l'expérience de modélisation E1 – 2005

GENERALITES

Parcelle simulée (1 = Mil / 2 = Jachère / 3 = Veg degradee)

2

Distinction Vegetation (1) / Sol nu (0)

1

NOMS DES FICHIERS D ENTRES ET DE SORTIES

1) - Nom du fichier sortie des resultats sol : (60 caractères obligatoirement)

.././././Simulation/Resultats/2005/J/sol_J_2005_S0_v7.txt

2) - Nom du fichier sortie flux : (60 caractères obligatoirement)

.././././Simulation/Resultats/2005/J/atm_J_2005_S0_v7.out

3) - Nom du fichier controle des variables : (60 caractères obligatoirement)

.././././Simulation/Resultats/2005/J/fin_J_2005_S0_v7.out

4) - Nom du fichier de sorties des flux horaires : (60 caractères obligatoirement)

.././././Simulation/Resultats/2005/J/flx_J_2005_S0_v7.out

5) - Nom du fichier d entree des conditions initiales (36 caracteres obligatoirement)

.././././Data/CI/ci_J_2005_v9.dat

6) - Nom du fichier d entree des donnees climatiques (36 caracteres obligatoirement)

.././././Data/FO/fo_J_2005_v1.dat

7) - Nom du fichier de donnees d humidite imposees au fond :

.././././Source/SVAT/SiSPAT/version_jerome_INRA/FileSispat/hfond.txt

8) - Nom du fichier de donnees de temperatures imposees au fond (non actif)

.././././Source/SVAT/SiSPAT/version_jerome_INRA/FileSispat/tfond.txt

9) - Nom du fichier de donnees de profils spectraux de reflectance du sol et veg (version SAIL)

.././././Source/SVAT/SiSPAT/version_jerome_INRA/FileSispat/inalb_Alp_sensib.txt

10) - Nom du fichier de donnees de densites spectrales de rayonnement diffus et direct (version SAIL)

.././././Source/SVAT/SiSPAT/version_jerome_INRA/FileSispat/prop_moy_sensib.txt

11) - Nom du fichier de donnees du filtre SKYE (version SAIL)

.././././Source/SVAT/SiSPAT/version_jerome_INRA/FileSispat/skye_ok_sensib.txt

DONNEES RELATIVES AU SOL

Nombre d Horizons:

4

Nombre de noeuds pour chaque Horizon:

21 22 18 15

Nombre total de noeuds:

76

Epaisseur des profondeurs entre noeuds (m) :

1.0e-03 1.0e-03 2.0e-03 4.0e-03 7.0e-03 1.0e-02 1.5e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03

1.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02

6.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02

4.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 2.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 5.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 2.0e-02 4.0e-02 5.0e-02 8.0e-02 1.5e-01 1.5e-01 2.0e-01 3.0e-01 2.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02

Profondeur des fissures zfiss (m) (zfiss=0. si pas de fissures)

0.

Portion du flux à la surface fiss qui est infiltré le long des fissures

0.

Type de courbe h(theta) : imod=0 VG Burd, =1 Brooks Corey, =2 VG Burd +sec, =3 VG Mualem:

0 0 0 0

Si Brooks Corey : icurve=0 => Main Wetting Curve, =1 => Main drying Curve:

0 0 0 0

Type K(theta) : ikh=0 Brooks Corey, =1 Van Gen, =2 Macropore

0 0 0 0

Porosite:

0.354 0.384 0.384 0.269

Parametre hg de Van Genuchten (m) ou hae de BC:

-0.308 -0.101 -0.101 -0.06

Parametre q de VG ou lambda de BC:
 3.527 2.567 2.567 2.553
 Teneur en eau a saturation (m3/m3):
 0.28 0.333 0.333 0.255
 Paramètre q2 de Van Genuchten en sec
 2.1138 2.1287 2.186 2.186
 Paramètre hg2 de VG en sec
 -84.5 -86.4 -125.7 -125.7
 Valeur de pression ou on impose la continuité des courbes de VG
 -100. -100. -100. -100.
 Valeur de pression ou on impose theta=0
 -60000. -60000. -60000. -60000.
 Point de fletrissement=theta(-150m) (doit etre plus grand que wk) (m3/m3):
 0.0298 0.0298 0.0298 0.0298
 Valeur hlim separant un morceau K(h) gardner d'un morceau K(theta) BC (M):
 0. 0. 0. 0.
 Ksat1 du morceau BC ou de VG (m/s):
 5.4e-5 3.5e-5 3.5e-5 1.0e-5
 Teneur en eau pour les macropores : (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)
 0.013 0.013 0.0 0.0
 Ksmat pour les macropores (m/s): (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)
 5.0e-7 1.8e-7 5e-8 5e-8
 Beta du morceau BC:
 4.3 6.09 6.09 6.00
 Valeur hlim2 separant 2 morceaux Gardner (m): (mettre a 0)
 0. 0. 0. 0.
 Ksat2 du premier morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
 0. 0. 0. 0.
 Alpha du premier morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
 0. 0. 0. 0.
 Ksat3 du deuxieme morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
 0. 0. 0. 0.
 Alpha du deuxieme morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
 0. 0. 0. 0.
 Teneur en eau residuelle (m3/m3):
 0.026 0.026 0.026 0.026
 Teneur en eau wk a partir de laquelle la phase continue est l'air (m3/m3): (DV Model)
 0.015 0.015 0.015 0.015
 Teneur en quartz: (De Vries Model)
 0.80 0.85 0.85 0.85
 Teneur en autres mineraux: (De Vries Model)
 0.20 0.15 0.15 0.15
 Teneur en matiere organique: (De Vries Model)
 0. 0. 0. 0.
 Capacite thermique volumique seche(J/m3/K):
 1.29e6 1.23e6 1.23e6 1.43e6
 Parametre de calibration de la conductivite thermique (1 si pas de calibr)
 1. 1. 1. 1.
 Code choix icht : =0 De Vries, =1 constante, =2 si modele JPL, =3 Van de Griend/O Neill
 0 0 0 0
 Conductivite thermique (cas ou on veut la supposer constante ie icht=1) (W/m/K)
 0 0 0 0
 Coefficients AJ,BJ,CJ,DJ,EJ du modèle JPL si icht=2
 0.734d0 0.303d0 34.54d0 3.82d0 0.492d0 0.492d0
 Temperature de reference pour les courbes h(theta) (K): (ne sert pas)
 298.15
 Coefficient vch>0 de la dependance de h avec la temperature (K-1): (ne sert pas)
 0.
 Fraction de sable et d argile (si Modele microne)
 0.15 0.35
 Densité seche volumique moyenne (g.cm-3) (si Modele microonde)
 1.45

DONNEES RELATIVES A LA VEGETATION

Nombre de jours ou on a des valeurs de donnees vegetation:

365

Fichier lai/vegetation : (0=pas de fichier,1=LAI simple, 2=LAI plani et vert, 3=LAI plani et jaune)

3

Nom du fichier (66 caracteres obligatoirement)

/home/cecile/Scientifique/Master_Cecile/Data/LAI/lai_J_2005_v2.dat

Potentiel foliaire critique (m):

-140.

Resistance stomatique minimale (s/m):

80.0

Resistance stomatique maximale (s/m):

5000.

Resistance totale de la plante (s/m racine):

6.5e12

Parametre g de la fonction de stress e D (Pa-1):

2.5e-4

DONNEES RELATIVES AUX PROFIL RACINAIRE

Nombre de jour ou on a des mesures de profil racinaire

2

Jour. zri. zrm1. zrm2. zrpm. zrt (m). pmr FDRmax

1 0.02 0.03 0.10 0.45 3.50 0.07 17900

365 0.02 0.03 0.10 0.45 3.50 0.07 17900

DONNEES CLIMATIQUES ET AERODYNAMIQUES

Nombre total d'observations du fichier climatique:

9552

Pas de temps des donnees climatiques (s):

1800.

Drapeau de niveau de mesures de reference : 0=constant, 1=variable (cf.fichier meteo)

1

Hauteur de mesure de la temperature (m) dans le cas precedent constant (=0)

2.88

Hauteur de mesure du vent (m) dans le cas precedent constant (=0) sinon ne sert pas

2.88

Hauteur de deplacement (m) (peut etre calculee dans xinterpveg):

0.

Longueur de rugosite zom (m)(peut etre calculee dans xinterpveg):

.001

Choix longueur de rugosite chaleur izoh=0 zoh=zom/rapzoh izoh=1 zoh=f(u*)

0

Rapport zom/zoh

1.

Choix du type de resistance iresaero=0 si taconet el al.. iresaero=1 si Shuttleworth and Wallace

1

Choix du TR dans le VIS-IR : 0=Bernard, 1=SAIL, 2=SAIL_2M

0

Choix de modelisation du TR dans le thermique : 0=Beer

0

Nom du fichier d entree des observations IRT (cas Beerponctuel)

.././././Data/Mais2001/Teledetec/TbirtSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb IRT modelisees (cas Beerponctuel)

.././././Simulation/Test/Tbirt.dat

Choix de modelisation du TR dans les microndes passives : 0=rien, 1=tauomega

0

Nom du fichier d entree des observations Passives (si tauomega est active)

.././././Data/Mais2001/Teledetec/TbpasSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb Passives modelisees (si tauomega est active)

.././././Simulation/Test/Tbpas.dat

Valeur de hsol (si tauomega est active)

0.25

Valeur de tauh (si tauomega est active)

0.25

PROPRIETES OPTIQUES VEGETATION ET SOL

Albedo vegetation

.23

Emissivite vegetation:

.96

Choix de modelisation de l albedo sol nu (0=cst, 1=fct humid+haut solaire)

1

Albedo sol nu (si constant)

.33

Coef albedo sol nu fonct de l'humid (alphamax, alphamin,tetamax,tetamin)

0.33 0.18 0.16 0.03

Choix de modelisation de l emissivite sol nu: 0=cst, 1 fct humid

0

Emissivite du sol nu pour le cas constant

.97

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le vis/pir

0.5

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le thermique

0.825

BOUCLES TEMPORELLES/DIVERS INFOS

Pas de temps initial (s):

5.

Pas de temps minimum quand il pleut (s):

2.

Pas de temps minimum quand il ne pleut pas (s):

5.

Pas de temps maximum quand il pleut (s):

10.

Pas de temps maximum quand il ne pleut pas (s):

30.

Pas de temps des sorties sol (s):

1800.

Pas de temps des sorties atmospheriques (s):

1800.

Nombre de noeuds utilises pour le calcul de l'humidite moyenne sur 0-10 cm par ex.:

13 21 25 33 43 51 61 61

Profondeur de la couche ou on calcule cette moyenne: (ne sert pas)

0.09959 0.01504 0.02459 0.03354 0.05104

Nombre de series de temperatures sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Nombre de series de teneur en eau sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Annee Mois Jour de debut de simulation:

2005 06 16

Jour Heure Minute de debut de simulation:

167 0 0

Jour Heure Minute de debut de simulation:

365 23 30

Longitude:

2.63

Latitude:

13.65

ANNEXE 2 : Fichier de paramètres de l'expérience de modélisation E3 – 2005

GENERALITES

Parcelle simulee (1 = Mil / 2 = Jachère / 3 = Vegetation degradee)

2

Distinction Vegetation (1) / Sol nu (0)

1

DONNEES RELATIVES AU SOL

Nombre d Horizons:

4

Nombre de noeuds pour chaque Horizon:

21 22 18 15

Nombre total de noeuds:

76

Epaisseur des profondeurs entre noeuds (m) :

1.0e-03 1.0e-03 2.0e-03 4.0e-03 7.0e-03 1.0e-02 1.5e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03

1.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02

6.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02

4.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 2.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 5.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 2.0e-02 4.0e-02 5.0e-02 8.0e-02 1.5e-01 1.5e-01 2.0e-01 3.0e-01 2.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02

Profondeur des fissures zfiss (m) (zfiss=0. si pas de fissures)

0.

Portion du flux à la surface fiss qui est infiltré le long des fissures

0.

Type de courbe h(theta) : imod=0 VG Burd, =1 Brooks Corey, =2 VG Burd +sec, =3 VG Mualem:

0 0 0 0

Si Brooks Corey : icurve=0 => Main Wetting Curve, =1 => Main drying Curve:

0 0 0 0

Type K(theta) : ikh=0 Brooks Corey, =1 Van Gen, =2 Macropore

0 0 0 0

Porosite:

0.354 0.384 0.384 0.269

Parametre hg de Van Genuchten (m) ou hae de BC:

-1.20 -0.50 -0.30 -0.30

Parametre q de VG ou lambda de BC:

2.80 2.70 2.50 2.40

Teneur en eau a saturation (m3/m3):

0.24 0.24 0.24 0.24

Paramètre q2 de Van Genuchten en sec

2.1138 2.1287 2.186 2.186

Paramètre hg2 de VG en sec

-84.5 -86.4 -125.7 -125.7

Valeur de pression ou on impose la continuité des courbes de VG

-100. -100. -100. -100.

Valeur de pression ou on impose theta=0

-60000. -60000. -60000. -60000.

Point de fletrissement=theta(-150m) (doit etre plus grand que wk) (m3/m3):

0.020 0.04 0.04 0.04

Valeur hlim separant un morceau K(h) gardner d'un morceau K(theta) BC (M):

0. 0. 0. 0.

Ksat1 du morceau BC ou de VG (m/s):

7.0e-7 2.5e-6 2.0e-6 1.0e-6

Teneur en eau pour les macropores : (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

0.013 0.013 0.0 0.0

Ksmat pour les macropores (m/s): (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

5.0e-7 1.8e-7 5e-8 5e-8

Beta du morceau BC:

7.0 6.5 6.1 6.0

Valeur hlim2 separant 2 morceaux Gardner (m): (mettre a 0)

0. 0. 0. 0.

Ksat2 du premier morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du premier morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Ksat3 du deuxieme morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du deuxieme morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Teneur en eau residuelle (m3/m3):
0.015 0.038 0.033 0.032
Teneur en eau wk a partir de laquelle la phase continue est l'air (m3/m3): (DV Model)
0.015 0.015 0.015 0.015
Teneur en quartz: (De Vries Model)
0.80 0.85 0.85 0.85
Teneur en autres mineraux: (De Vries Model)
0.18 0.13 0.13 0.13
Teneur en matiere organique: (De Vries Model)
0.02 0.02 0.02 0.02
Capacite thermique volumique seche(J/m3/K):
1.20e6 1.20e6 1.20e6 1.20e6
Parametre de calibration de la conductivite thermique (1 si pas de calibr)
1. 1. 1. 1.
Code choix icht : =0 De Vries, =1 constante, =2 si modele JPL, =3 Van de Griend/O Neill
0 0 0 0
Conductivite thermique (cas ou on veut la supposer constante ie icht=1) (W/m/K)
0 0 0 0
Coefficients AJ,BJ,CJ,DJ,EJ du modèle JPL si icht=2
0.734d0 0.303d0 34.54d0 3.82d0 0.492d0 0.492d0
Temperature de reference pour les courbes h(theta) (K): (ne sert pas)
298.15
Coefficient vch>0 de la dependance de h avec la temperature (K-1): (ne sert pas)
0.
Fraction de sable et d argile (si Modele microne)
0.15 0.35
Densité seche volumique moyenne (g.cm-3) (si Modele microonde)
1.45

DONNEES RELATIVES A LA VEGETATION

Nombre de jours ou on a des valeurs de donnees vegetation:

365

Fichier lai/vegetation : (0=pas de fichier,1=LAI simple, 2=LAI plani et vert, 3=LAI plani et jaune)

3

Nom du fichier (66 caracteres obligatoirement)

.././././Data/LAI/lai_J_2005_v2.dat

Potentiel foliaire critique (m):

-140.

Resistance stomatique minimale (s/m):

80.0

Resistance stomatique maximale (s/m):

5000.

Resistance totale de la plante (s/m racine):

6.5e12

Parametre g de la fonction de stress e D (Pa-1):

2.5e-4

DONNEES RELATIVES AUX PROFIL RACINAIRE

Nombre de jour ou on a des mesures de profil racinaire

2

Jour. zri. zrm1. zrm2. zrpm. zrt (m). pmr FDRmax

1 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

365 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

DONNEES CLIMATIQUES ET AERODYNAMIQUES

Nombre total d'observations du fichier climatique:

9552

Pas de temps des donnees climatiques (s):

1800.

Drapeau de niveau de mesures de reference : 0=constant, 1=variable (cf.fichier meteo)

1

Hauteur de mesure de la temperature (m) dans le cas precedent constant (=0)

2.88

Hauteur de mesure du vent (m) dans le cas precedent constant (=0) sinon ne sert pas

2.88

Hauteur de deplacement (m) (peut etre calculee dans xinterpveg):

0.

Longueur de rugosite zom (m)(peut etre calculee dans xinterpveg):

.001

Choix longueur de rugosite chaleur izoh=0 zoh=zom/rapzoh izoh=1 zoh=f(u*)

0

Rapport zom/zoh

1.

Choix du type de resistance iresaero=0 si taconet el al.. iresaero=1 si Shuttleworth and Wallace

1

Choix du TR dans le VIS-IR : 0=Bernard, 1=SAIL, 2=SAIL_2M

0

Choix de modelisation du TR dans le thermique : 0=Beer

0

Nom du fichier d entree des observations IRT (cas Beerponctuel)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbirtSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb IRT modelisees (cas Beerponctuel)

../../../../Simulation/Test/Tbirt.dat

Choix de modelisation du TR dans les microndes passives : 0=rien, 1=tauomega

0

Nom du fichier d entree des observations Passives (si tauomega est active)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbpasSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb Passives modelisees (si tauomega est active)

../../../../Simulation/Test/Tbpas.dat

Valeur de hsol (si tauomega est active)

0.25

Valeur de tauh (si tauomega est active)

0.25

PROPRIETES OPTIQUES VEGETATION ET SOL

Albedo vegetation

.24

Emissivite vegetation:

.98

Choix de modelisation de l albedo sol nu (0=cst, 1=fct humid+haut solaire)

1

Albedo sol nu (si constant)

.30

Coef albedo sol nu fonct de l'humid (alphamax, alphamin,tetamax,tetamin)

0.33 0.20 0.18 0.04

Choix de modelisation de l emissivite sol nu: 0=cst, 1 fct humid

0

Emissivite du sol nu pour le cas constant

.965

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le vis/pir

0.4

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le thermique

0.825

BOUCLES TEMPORELLES/DIVERS INFOS

Pas de temps initial (s):

5.

Pas de temps minimum quand il pleut (s):

2.

Pas de temps minimum quand il ne pleut pas (s):

5.

Pas de temps maximum quand il pleut (s):

10.

Pas de temps maximum quand il ne pleut pas (s):

30.

Pas de temps des sorties sol (s):

1800.

Pas de temps des sorties atmospheriques (s):

1800.

Nombre de noeuds utilises pour le calcul de l'humidite moyenne sur 0-10 cm par ex.:

8 13 18 25 33 43 51 61

Profondeur de la couche ou on calcule cette moyenne: (ne sert pas)

0.09959 0.01504 0.02459 0.03354 0.05104

Nombre de series de temperatures sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Nombre de series de teneur en eau sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Annee Mois Jour de debut de simulation:

2005 06 16

Jour Heure Minute de debut de simulation:

167 0 0

Jour Heure Minute de debut de simulation:

365 23 30

Longitude:

2.63

Latitude:

13.65

ANNEXE 3 : Fichier de paramètres de l'expérience de modélisation E3 – 2006

GENERALITES

Parcelle simulee (1 = Mil / 2 = Jachère / 3 = Vegetation degradee)

2

Distinction Vegetation (1) / Sol nu (0)

1

DONNEES RELATIVES AU SOL

Nombre d Horizons:

4

Nombre de noeuds pour chaque Horizon:

21 22 18 15

Nombre total de noeuds:

76

Epaisseur des profondeurs entre noeuds (m) :

1.0e-03 1.0e-03 2.0e-03 4.0e-03 7.0e-03 1.0e-02 1.5e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03

1.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02

6.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02

4.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 2.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 5.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 2.0e-02 4.0e-02 5.0e-02 8.0e-02 1.5e-01 1.5e-01 2.0e-01 3.0e-01 2.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02

Profondeur des fissures zfiss (m) (zfiss=0. si pas de fissures)

0.

Portion du flux à la surface fiss qui est infiltré le long des fissures

0.

Type de courbe h(theta) : imod=0 VG Burd, =1 Brooks Corey, =2 VG Burd +sec, =3 VG Mualem:

0 0 0 0

Si Brooks Corey : icurve=0 => Main Wetting Curve, =1 => Main drying Curve:

0 0 0 0

Type K(theta) : ikh=0 Brooks Corey, =1 Van Gen, =2 Macropore

0 0 0 0

Porosite:

0.354 0.384 0.384 0.269

Parametre hg de Van Genuchten (m) ou hae de BC:

-1.20 -0.50 -0.30 -0.30

Parametre q de VG ou lambda de BC:

2.80 2.70 2.50 2.40

Teneur en eau a saturation (m3/m3):

0.24 0.24 0.24 0.24

Paramètre q2 de Van Genuchten en sec

2.1138 2.1287 2.186 2.186

Paramètre hg2 de VG en sec

-84.5 -86.4 -125.7 -125.7

Valeur de pression ou on impose la continuité des courbes de VG

-100. -100. -100. -100.

Valeur de pression ou on impose theta=0

-60000. -60000. -60000. -60000.

Point de fletrissement=theta(-150m) (doit etre plus grand que wk) (m3/m3):

0.020 0.04 0.04 0.04

Valeur hlim separant un morceau K(h) gardner d'un morceau K(theta) BC (M):

0. 0. 0. 0.

Ksat1 du morceau BC ou de VG (m/s):

7.0e-7 2.5e-6 2.0e-6 1.0e-6

Teneur en eau pour les macropores : (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

0.013 0.013 0.0 0.0

Ksmat pour les macropores (m/s): (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

5.0e-7 1.8e-7 5e-8 5e-8

Beta du morceau BC:

7.0 6.5 6.1 6.0

Valeur hlim2 separant 2 morceaux Gardner (m): (mettre a 0)

0. 0. 0. 0.

Ksat2 du premier morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du premier morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Ksat3 du deuxieme morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du deuxieme morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Teneur en eau residuelle (m3/m3):
0.015 0.038 0.033 0.032
Teneur en eau wk a partir de laquelle la phase continue est l'air (m3/m3): (DV Model)
0.015 0.015 0.015 0.015
Teneur en quartz: (De Vries Model)
0.80 0.85 0.85 0.85
Teneur en autres mineraux: (De Vries Model)
0.18 0.13 0.13 0.13
Teneur en matiere organique: (De Vries Model)
0.02 0.02 0.02 0.02
Capacite thermique volumique seche(J/m3/K):
1.20e6 1.20e6 1.20e6 1.20e6
Parametre de calibration de la conductivite thermique (1 si pas de calibr)
1. 1. 1. 1.
Code choix icht : =0 De Vries, =1 constante, =2 si modele JPL, =3 Van de Griend/O Neill
0 0 0 0
Conductivite thermique (cas ou on veut la supposer constante ie icht=1) (W/m/K)
0 0 0 0
Coefficients AJ,BJ,CJ,DJ,EJ du modèle JPL si icht=2
0.734d0 0.303d0 34.54d0 3.82d0 0.492d0 0.492d0
Temperature de reference pour les courbes h(theta) (K): (ne sert pas)
298.15
Coefficient vch>0 de la dependance de h avec la temperature (K-1): (ne sert pas)
0.
Fraction de sable et d argile (si Modele microne)
0.15 0.35
Densité seche volumique moyenne (g.cm-3) (si Modele microonde)
1.45

DONNEES RELATIVES A LA VEGETATION

Nombre de jours ou on a des valeurs de donnees vegetation:

365

Fichier lai/vegetation : (0=pas de fichier,1=LAI simple, 2=LAI plani et vert, 3=LAI plani et jaune)

3

Nom du fichier (66 caracteres obligatoirement)

../..../Data/LAI/lai_J_2006_v2.dat

Potentiel foliaire critique (m):

-140.

Resistance stomatique minimale (s/m):

80.0

Resistance stomatique maximale (s/m):

5000.

Resistance totale de la plante (s/m racine):

6.5e12

Parametre g de la fonction de stress e D (Pa-1):

2.5e-4

DONNEES RELATIVES AUX PROFIL RACINAIRE

Nombre de jour ou on a des mesures de profil racinaire

2

Jour. zri. zrm1. zrm2. zrpm. zrt (m). pmr FDRmax

1 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

365 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

DONNEES CLIMATIQUES ET AERODYNAMIQUES

Nombre total d'observations du fichier climatique:

17520

Pas de temps des donnees climatiques (s):

1800.

Drapeau de niveau de mesures de reference : 0=constant, 1=variable (cf.fichier meteo)

1

Hauteur de mesure de la temperature (m) dans le cas precedent constant (=0)

2.88

Hauteur de mesure du vent (m) dans le cas precedent constant (=0) sinon ne sert pas

2.88

Hauteur de deplacement (m) (peut etre calculee dans xinterpveg):

0.

Longueur de rugosite zom (m)(peut etre calculee dans xinterpveg):

.001

Choix longueur de rugosite chaleur izoh=0 zoh=zom/rapzoh izoh=1 zoh=f(u*)

0

Rapport zom/zoh

1.

Choix du type de resistance ireaero=0 si taconet el al.. ireaero=1 si Shuttleworth and Wallace

1

Choix du TR dans le VIS-IR : 0=Bernard, 1=SAIL, 2=SAIL_2M

0

Choix de modelisation du TR dans le thermique : 0=Beer

0

Nom du fichier d entree des observations IRT (cas Beerponctuel)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbirtSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb IRT modelisees (cas Beerponctuel)

../../../../Simulation/Test/Tbirt.dat

Choix de modelisation du TR dans les microndes passives : 0=rien, 1=tauomega

0

Nom du fichier d entree des observations Passives (si tauomega est active)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbpasSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb Passives modelisees (si tauomega est active)

../../../../Simulation/Test/Tbpas.dat

Valeur de hsol (si tauomega est active)

0.25

Valeur de tauh (si tauomega est active)

0.25

PROPRIETES OPTIQUES VEGETATION ET SOL

Albedo vegetation

.24

Emissivite vegetation:

.98

Choix de modelisation de l albedo sol nu (0=cst, 1=fct humid+haut solaire)

1

Albedo sol nu (si constant)

.30

Coef albedo sol nu fonct de l'humid (alphamax, alphamin,tetamax,tetamin)

0.33 0.20 0.18 0.04

Choix de modelisation de l emissivite sol nu: 0=cst, 1 fct humid

0

Emissivite du sol nu pour le cas constant

.965

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le vis/pir

0.4

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le thermique

0.825

BOUCLES TEMPORELLES/DIVERS INFOS

Pas de temps initial (s):

5.

Pas de temps minimum quand il pleut (s):

2.

Pas de temps minimum quand il ne pleut pas (s):

5.

Pas de temps maximum quand il pleut (s):

10.

Pas de temps maximum quand il ne pleut pas (s):

30.

Pas de temps des sorties sol (s):

1800.

Pas de temps des sorties atmospheriques (s):

1800.

Nombre de noeuds utilises pour le calcul de l'humidite moyenne sur 0-10 cm par ex.:

8 13 18 25 33 43 51 61

Profondeur de la couche ou on calcule cette moyenne: (ne sert pas)

0.09959 0.01504 0.02459 0.03354 0.05104

Nombre de series de temperatures sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Nombre de series de teneur en eau sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Annee Mois Jour de debut de simulation:

2006 01 01

Jour Heure Minute de debut de simulation:

1 0 0

Jour Heure Minute de debut de simulation:

365 23 30

Longitude:

2.63

Latitude:

13.65

ANNEXE 4 : Fichier de paramètres de l'expérience de modélisation E3 – 2007

GENERALITES

Parcelle simulee (1 = Mil / 2 = Jachère / 3 = Vegetation degradee)

2

Distinction Vegetation (1) / Sol nu (0)

1

DONNEES RELATIVES AU SOL

Nombre d Horizons:

4

Nombre de noeuds pour chaque Horizon:

21 22 18 15

Nombre total de noeuds:

76

Epaisseur des profondeurs entre noeuds (m) :

1.0e-03 1.0e-03 2.0e-03 4.0e-03 7.0e-03 1.0e-02 1.5e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03 5.0e-03

1.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02

6.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 1.0e-01 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 3.0e-02 6.0e-02 6.0e-02 3.0e-02 1.0e-02 1.0e-02

4.0e-02 1.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 2.0e-01 1.0e-01 5.0e-02 5.0e-02 1.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 5.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02 1.0e-02 2.0e-02 4.0e-02 5.0e-02 8.0e-02 1.5e-01 1.5e-01 2.0e-01 3.0e-01 2.0e-01 1.5e-01 8.0e-02 4.0e-02

2.0e-02 1.0e-02

Profondeur des fissures zfiss (m) (zfiss=0. si pas de fissures)

0.

Portion du flux à la surface fiss qui est infiltré le long des fissures

0.

Type de courbe h(theta) : imod=0 VG Burd, =1 Brooks Corey, =2 VG Burd +sec, =3 VG Mualem:

0 0 0 0

Si Brooks Corey : icurve=0 => Main Wetting Curve, =1 => Main drying Curve:

0 0 0 0

Type K(theta) : ikh=0 Brooks Corey, =1 Van Gen, =2 Macropore

0 0 0 0

Porosite:

0.354 0.384 0.384 0.269

Parametre hg de Van Genuchten (m) ou hae de BC:

-1.20 -0.50 -0.30 -0.30

Parametre q de VG ou lambda de BC:

2.80 2.70 2.50 2.40

Teneur en eau a saturation (m3/m3):

0.24 0.24 0.24 0.24

Paramètre q2 de Van Genuchten en sec

2.1138 2.1287 2.186 2.186

Paramètre hg2 de VG en sec

-84.5 -86.4 -125.7 -125.7

Valeur de pression ou on impose la continuité des courbes de VG

-100. -100. -100. -100.

Valeur de pression ou on impose theta=0

-60000. -60000. -60000. -60000.

Point de fletrissement=theta(-150m) (doit etre plus grand que wk) (m3/m3):

0.020 0.04 0.04 0.04

Valeur hlim separant un morceau K(h) gardner d'un morceau K(theta) BC (M):

0. 0. 0. 0.

Ksat1 du morceau BC ou de VG (m/s):

7.0e-7 2.5e-6 2.0e-6 1.0e-6

Teneur en eau pour les macropores : (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

0.013 0.013 0.0 0.0

Ksmat pour les macropores (m/s): (BC uniquement et Cas Reseda sinon mettre 0)

5.0e-7 1.8e-7 5e-8 5e-8

Beta du morceau BC:

7.0 6.5 6.1 6.0

Valeur hlim2 separant 2 morceaux Gardner (m): (mettre a 0)

0. 0. 0. 0.

Ksat2 du premier morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du premier morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Ksat3 du deuxieme morceau Gardner (m/s): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Alpha du deuxieme morceau Gardner(1/m): (mettre a 0)
0. 0. 0. 0.
Teneur en eau residuelle (m3/m3):
0.015 0.038 0.033 0.032
Teneur en eau wk a partir de laquelle la phase continue est l'air (m3/m3): (DV Model)
0.015 0.015 0.015 0.015
Teneur en quartz: (De Vries Model)
0.80 0.85 0.85 0.85
Teneur en autres mineraux: (De Vries Model)
0.18 0.13 0.13 0.13
Teneur en matiere organique: (De Vries Model)
0.02 0.02 0.02 0.02
Capacite thermique volumique seche(J/m3/K):
1.20e6 1.20e6 1.20e6 1.20e6
Parametre de calibration de la conductivite thermique (1 si pas de calibr)
1. 1. 1. 1.
Code choix icht : =0 De Vries, =1 constante, =2 si modele JPL, =3 Van de Griend/O Neill
0 0 0 0
Conductivite thermique (cas ou on veut la supposer constante ie icht=1) (W/m/K)
0 0 0 0
Coefficients AJ,BJ,CJ,DJ,EJ du modèle JPL si icht=2
0.734d0 0.303d0 34.54d0 3.82d0 0.492d0 0.492d0
Temperature de reference pour les courbes h(theta) (K): (ne sert pas)
298.15
Coefficient vch>0 de la dependance de h avec la temperature (K-1): (ne sert pas)
0.
Fraction de sable et d argile (si Modele microne)
0.15 0.35
Densité seche volumique moyenne (g.cm-3) (si Modele microonde)
1.45

DONNEES RELATIVES A LA VEGETATION

Nombre de jours ou on a des valeurs de donnees vegetation:

365

Fichier lai/vegetation : (0=pas de fichier,1=LAI simple, 2=LAI plani et vert, 3=LAI plani et jaune)

3

Nom du fichier (66 caracteres obligatoirement)

../..../Data/LAI/lai_J_2007_v2.dat

Potentiel foliaire critique (m):

-140.

Resistance stomatique minimale (s/m):

80.0

Resistance stomatique maximale (s/m):

5000.

Resistance totale de la plante (s/m racine):

6.5e12

Parametre g de la fonction de stress e D (Pa-1):

2.5e-4

DONNEES RELATIVES AUX PROFIL RACINAIRE

Nombre de jour ou on a des mesures de profil racinaire

2

Jour. zri. zrm1. zrm2. zrpm. zrt (m). pmr FDRmax

1 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

365 0.02 0.03 0.10 0.85 3.50 0.07 22900

DONNEES CLIMATIQUES ET AERODYNAMIQUES

Nombre total d'observations du fichier climatique:

17520

Pas de temps des donnees climatiques (s):

1800.

Drapeau de niveau de mesures de reference : 0=constant, 1=variable (cf.fichier meteo)

1

Hauteur de mesure de la temperature (m) dans le cas precedent constant (=0)

2.88

Hauteur de mesure du vent (m) dans le cas precedent constant (=0) sinon ne sert pas

2.88

Hauteur de deplacement (m) (peut etre calculee dans xinterpveg):

0.

Longueur de rugosite zom (m)(peut etre calculee dans xinterpveg):

.001

Choix longueur de rugosite chaleur izoh=0 zoh=zom/rapzoh izoh=1 zoh=f(u*)

0

Rapport zom/zoh

1.

Choix du type de resistance ireaero=0 si taconet el al.. ireaero=1 si Shuttleworth and Wallace

1

Choix du TR dans le VIS-IR : 0=Bernard, 1=SAIL, 2=SAIL_2M

0

Choix de modelisation du TR dans le thermique : 0=Beer

0

Nom du fichier d entree des observations IRT (cas Beerponctuel)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbirtSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb IRT modelisees (cas Beerponctuel)

../../../../Simulation/Test/Tbirt.dat

Choix de modelisation du TR dans les microndes passives : 0=rien, 1=tauomega

0

Nom du fichier d entree des observations Passives (si tauomega est active)

../../../../Data/Mais2001/Teledetec/TbpasSEG01.dat

Nom du fichier de sortie des Tb Passives modelisees (si tauomega est active)

../../../../Simulation/Test/Tbpas.dat

Valeur de hsol (si tauomega est active)

0.25

Valeur de tauh (si tauomega est active)

0.25

PROPRIETES OPTIQUES VEGETATION ET SOL

Albedo vegetation

.24

Emissivite vegetation:

.98

Choix de modelisation de l albedo sol nu (0=cst, 1=fct humid+haut solaire)

1

Albedo sol nu (si constant)

.30

Coef albedo sol nu fonct de l'humid (alphamax, alphamin,tetamax,tetamin)

0.33 0.20 0.18 0.04

Choix de modelisation de l emissivite sol nu: 0=cst, 1 fct humid

0

Emissivite du sol nu pour le cas constant

.965

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le vis/pir

0.4

Coefficient d attenuation de la loi de BL dans le thermique

0.825

BOUCLES TEMPORELLES/DIVERS INFOS

Pas de temps initial (s):

5.

Pas de temps minimum quand il pleut (s):

2.

Pas de temps minimum quand il ne pleut pas (s):

5.

Pas de temps maximum quand il pleut (s):

10.

Pas de temps maximum quand il ne pleut pas (s):

30.

Pas de temps des sorties sol (s):

1800.

Pas de temps des sorties atmospheriques (s):

1800.

Nombre de noeuds utilises pour le calcul de l'humidite moyenne sur 0-10 cm par ex.:

8 13 18 25 33 43 51 61

Profondeur de la couche ou on calcule cette moyenne: (ne sert pas)

0.09959 0.01504 0.02459 0.03354 0.05104

Nombre de series de temperatures sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Nombre de series de teneur en eau sol en sortie (9 maxi)

8

Numeros des noeuds correspondants

1 13 28 37 48 53 61 76

Annee Mois Jour de debut de simulation:

2007 01 01

Jour Heure Minute de debut de simulation:

1 0 0

Jour Heure Minute de debut de simulation:

365 23 30

Longitude:

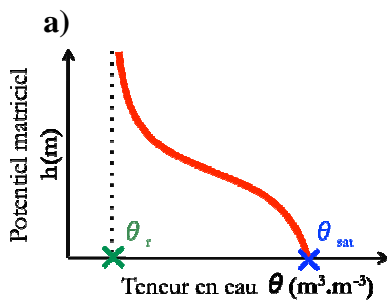
2.63

Latitude:

13.65

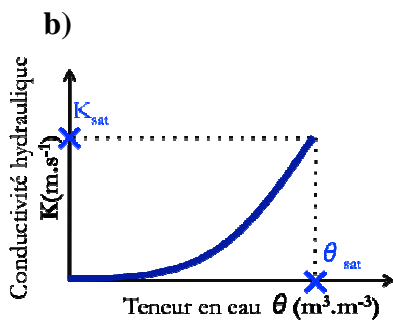
ANNEXE 5 : Fonctions de pédotransfert

Courbes paramétriques :



Courbe de rétention en eau

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_{sat} - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{h}{h_g}\right)^n\right]^m} \quad (1) \quad (\text{Van Genuchten, 1980})$$



Courbe de conductivité hydraulique

$$K(\theta) = K_{sat} \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^\beta \quad (2) \quad (\text{Brooks \& Corey, 1964})$$

Paramètres hydrodynamiques :

θ_{sat}	teneur en eau à saturation	$[m^3/m^3]$
θ_r	teneur en eau résiduelle	$[m^3/m^3]$
h_g	paramètre d'échelle	$[m]$
n	paramètre de forme	$[-]$
m	paramètre de forme	$[-]$
K_{sat}	conductivité hydraulique à saturation	$[m.s^{-1}]$
β	paramètre de forme	$[-]$

n et m sont reliés de la façon suivante : $n = \frac{2}{1-m}$ (3) (Burdine, 1953)

$$n = \frac{1}{1-m} \quad (4) \quad (\text{Mualem, 1976})$$

Lorsque n et m sont reliés par l'équation de Burdine, (2), nous noterons n_B et m_B .

Lorsque n et m sont reliés par l'équation de Mualem (3), nous noterons n_M et m_M .

Variables utilisées :

S	teneur en sable	[%]
C	teneur en argile	[%]
Si (=100-S-C)	teneur en limon	[%]
CSi (=C+Si)	teneur en (argile + limon)	[%]
fS	teneur en particules fines de sable	[%]
D	densité apparente sèche	[g/cm ³]
por (=1-D/2.65)	porosité	[m ³ /m ³]
OM	teneur en matière organique	[%]
Ca	teneur en carbone	[%]
M50	taille médiane des particules de sable	[μm]
topsoil	variable booléenne caractérisant la partie supérieure du sol	[-]
subsoil	variable booléenne caractérisant la partie inférieure du sol	[-]

Fonctions de pédotransfert :

◆ Puckett *et al.* (1985)

h [kPa]	a	b	c	d*10³	-e*10³	f*10³	g
0	0,264	1,600	-0,706	0	0	0	0
-1	0,318	1,690	-0,834	0	0	0	0
-5	0	0	0	1,930	3,570	1,820	0,410
-10	0	0	0	0,712	3,830	2,430	0,415
-30	0	0	0	0,059	3,480	3,210	0,365
-60	0	0	0	0,003	3,190	3,510	0,330
-100	0	0	0	0,019	3,020	3,620	0,310
-500	0	0	0	0,140	2,620	3,750	0,265
-1000	0	0	0	0,197	2,440	3,780	0,264
-1500	0	0	0	0,254	2,390	3,800	0,239

$$\theta(h) = a \cdot D + b \cdot \text{por} + c + d \cdot fS + e \cdot S + f \cdot C + g$$

Cette fonction permet de tracer la courbe de rétention d'eau $\theta(h)$. Les paramètres du modèle de Van Genuchten (1980) sont alors déterminés par un ajustement numérique du modèle à cette courbe.

◆ Rawls & Brakensiek (1985)

$$\theta_{\text{sat}} = \text{por} \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$$

$$\theta_r = -0,01824820 + 0,00087269 \cdot S + 0,00513488 \cdot C + 0,02939286 \cdot \text{por} + -0,00015395 \cdot C \cdot C$$

$$+ -0,00108270 \cdot S \cdot \text{por} + 0,00030703 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} + -0,00235840 \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$+ -0,00018233 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$\kappa = -8,96847000 + -0,02821200 \cdot C + 19,52348000 \cdot \text{por} + 0,00018107 \cdot S \cdot S + -0,00941250 \cdot C \cdot C$$

$$+ -8,39521500 \cdot \text{por} \cdot \text{por} + 0,07771800 \cdot S \cdot \text{por} + 0,00001730 \cdot S \cdot S \cdot C + 0,02733000 \cdot C \cdot C \cdot \text{por}$$

$$+ 0,00143400 \cdot S \cdot S \cdot \text{por} + -0,00000350 \cdot S \cdot C \cdot C + -0,00298000 \cdot S \cdot S \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$+ -0,01949200 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$\alpha = 5,33967380 + 0,18450380 \cdot C + -2,48394546 \cdot \text{por} + -0,00213853 \cdot C \cdot C + -0,04356349 \cdot S \cdot \text{por}$$

$$+ -0,61745089 \cdot C \cdot \text{por} + -0,00001282 \cdot S \cdot S \cdot C + 0,00895359 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} + -0,00072472 \cdot S \cdot S \cdot \text{por}$$

$$+ 0,00000540 \cdot S \cdot C \cdot C + 0,50028060 \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por} + 0,00143598 \cdot S \cdot S \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$+ -0,00855375 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$\eta = -0,78428310 + 0,01775440 \cdot S + -1,06249800 \cdot \text{por} + -0,00005304 \cdot S \cdot S + -0,00273493 \cdot C \cdot C$$

$$+ 1,11134946 \cdot \text{por} \cdot \text{por} + -0,03088295 \cdot S \cdot \text{por} + -0,00000235 \cdot S \cdot S \cdot C + 0,00798746 \cdot C \cdot C \cdot \text{por}$$

$$+ -0,00674491 \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por} + 0,00026587 \cdot S \cdot S \cdot \text{por} \cdot \text{por} + -0,00610522 \cdot C \cdot C \cdot \text{por} \cdot \text{por}$$

$$K_{\text{sat}} = e^k / (100 * 3600 * 24) \quad [\text{m.s}^{-1}]$$

$$n = 1 + e^\eta$$

$$m_B = 1 - 1/n_B \text{ (Mualem)}$$

$$h_g = -1 / (e^{-\alpha} * 100) \quad [\text{m}]$$

◆ **Vereecken *et al.* (1989)**

$$\theta_{\text{sat}} = 0,81 - 0,283 * D + 0,001 * C \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$$

$$\theta_r = 0,015 + 0,005 * C + 0,014 * Ca \quad [\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}]$$

$$\alpha = -2,486 + 0,025 * S - 0,351 * Ca - 2,617 * D - 0,023 * C$$

$$\eta = 0,053 - 0,009 * S - 0,013 * C + 0,00015 * S^2$$

$$h_g = -1 / (e^{\alpha} * 100) \quad [\text{m}]$$

$$n_B = 10^\eta$$

$$m_B = 1 - 2/n_B \text{ (Burdine)}$$

◆ **Wösten *et al.* (1995)**

$$\kappa = 9,5 - 1,471 * D^2 - 0,688 * OM + 0,0369 * OM^2 - 0,332 * \ln(CSi)$$

$$\alpha = 146,9 - 0,0832 * OM - 0,395 * \text{topsoil} - 102,1 * D + 22,61 * D^2 - 70,6 * D^{-1} - 1,872 * CSi^{-1} -$$

$$0,3931 * \ln(CSi)$$

$$\eta = 1092 + 0,0957 * CSi + 1,336 * M50 - 13229 * M50^{-1} - 0,001203 * M50^2 - 234,6 * \ln(M50) - 2,67 * D^{-1} -$$

$$0,115 * OM^{-1} - 0,4129 * \ln(OM) - 0,0721 * D * CSi$$

$$\theta_{\text{sat}} = -13,6 - 0,01533 * CSi + 0,0000836 * CSi^2 - 0,0973 * CSi^{-1} + 0,708 * D^{-1} - 0,00703 * M50 + 225,3 * M50^{-1}$$

$$+ 2,614 * \ln(M50) + 0,0084 * OM^{-1} + 0,02256 * \ln(OM) + 0,00718 * D * CSi$$

$$[\text{m}^3, \text{m}^{-3}]$$

$$\theta_r = 0,01 \quad [\text{m}^3, \text{m}^{-3}]$$

$$K_{\text{sat}} = e^k / (100 * 3600 * 24) \quad [\text{m.s}^{-1}]$$

$$h_g = -1 / (e^{\alpha} * 100) \quad [\text{m}]$$

$$n_M = \exp(\eta) + 1$$

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

◆ **Haverkamp *et al.* (1997)**

$$A = (\log(C/CSi)) / (\log(2/50))$$

$$M = A / (2 + A)$$

$$m_B = M^{4/3}$$

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

$$\theta_{\text{sat}} = 2^{(m-M)} * \text{por}$$

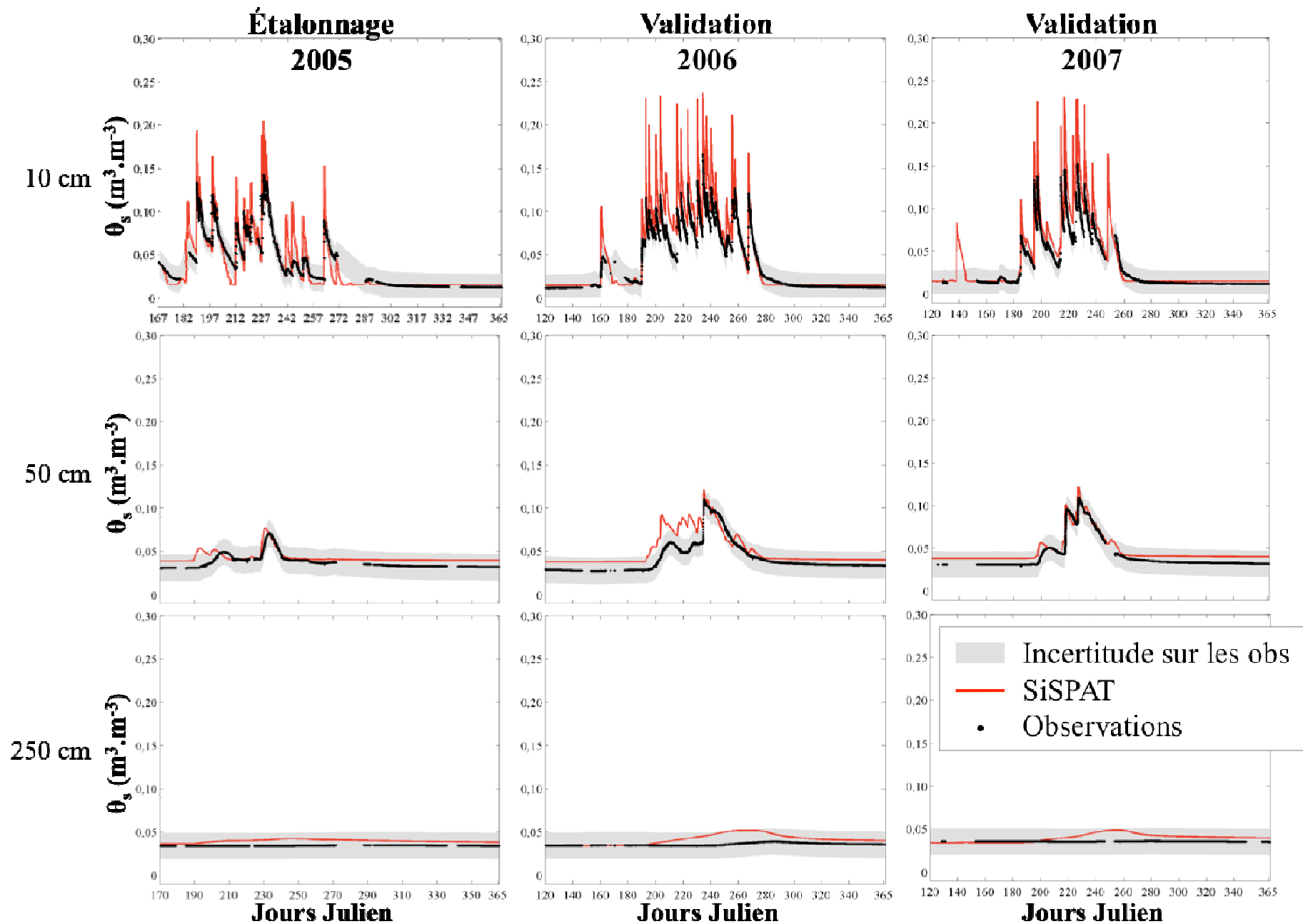
Autres relations utilisées :

$$m_B = m_M / (2 - m_M) \quad \text{(Zammit, 1999)}$$

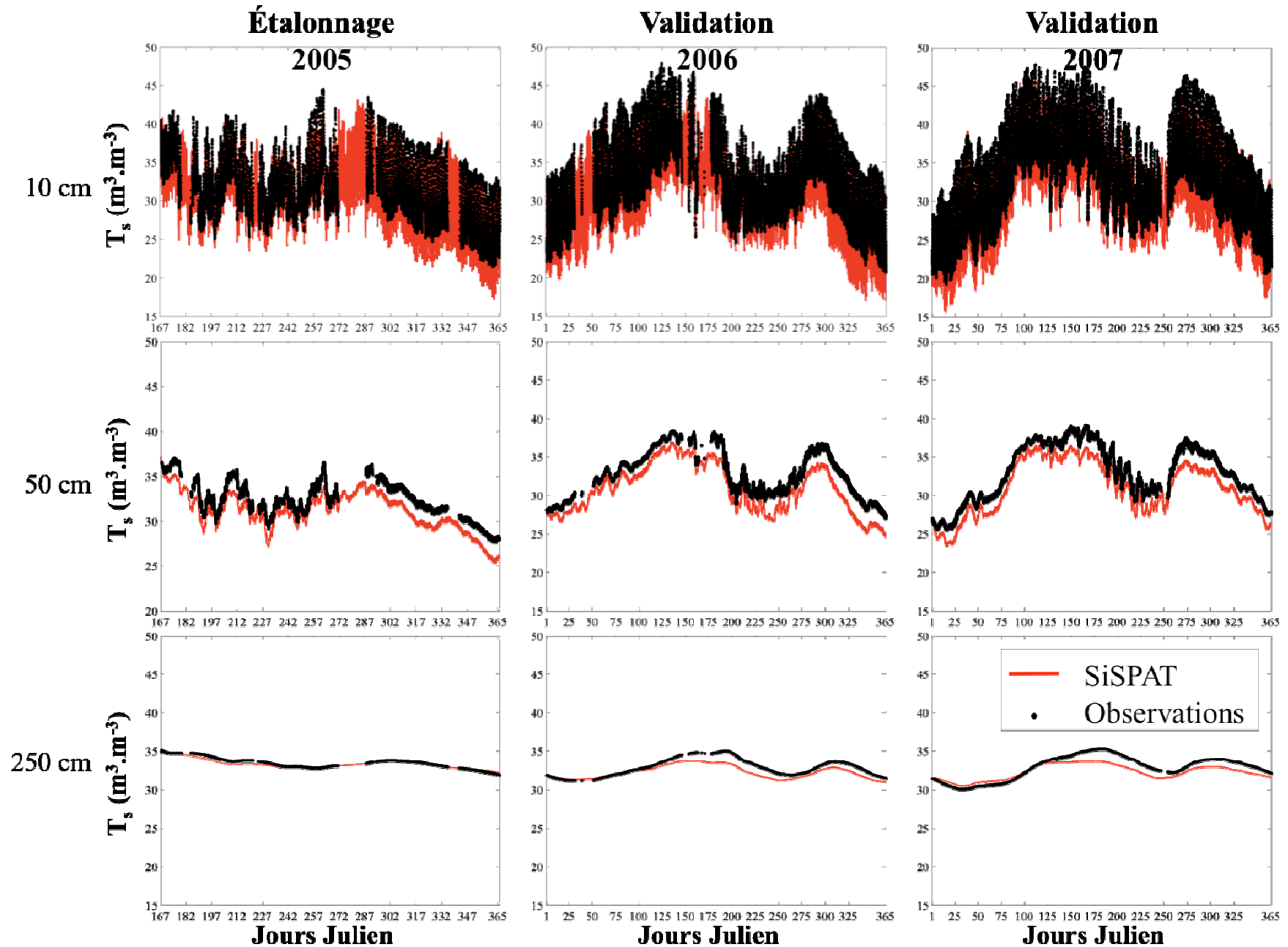
$$n_B = 2 / (1 - m_B) \quad \text{(Burdine, 1953)}$$

$$\beta = 2 / (m_B * n_B) + 2 + 1 \quad \text{(Haverkamp *et al.*, 1997 ; Burdine, 1953)}$$

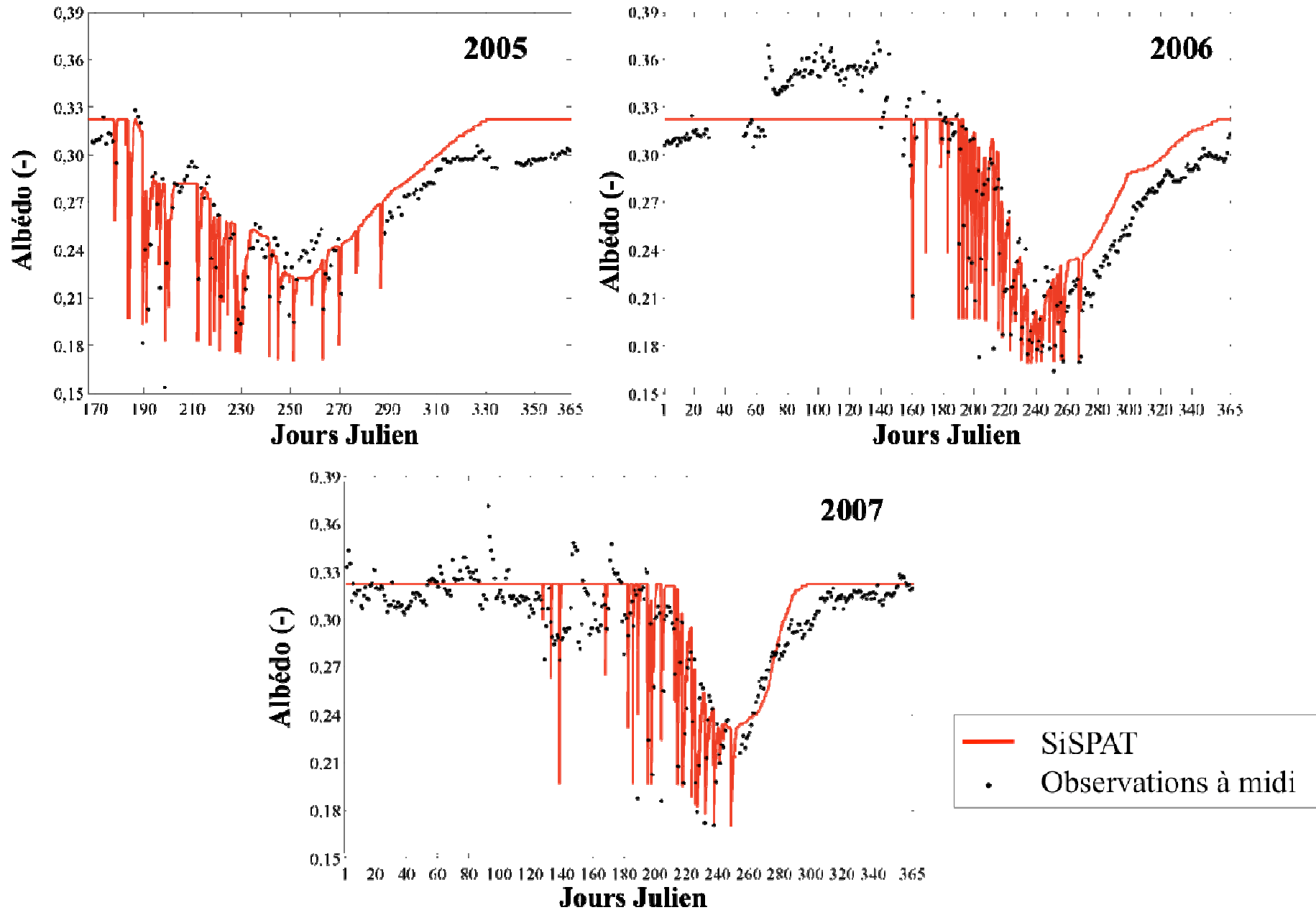
ANNEXE 6 : Expérience E3 – Variations de l'humidité du sol observée et simulée par SiSPAT (2005, 2006 et 2007)



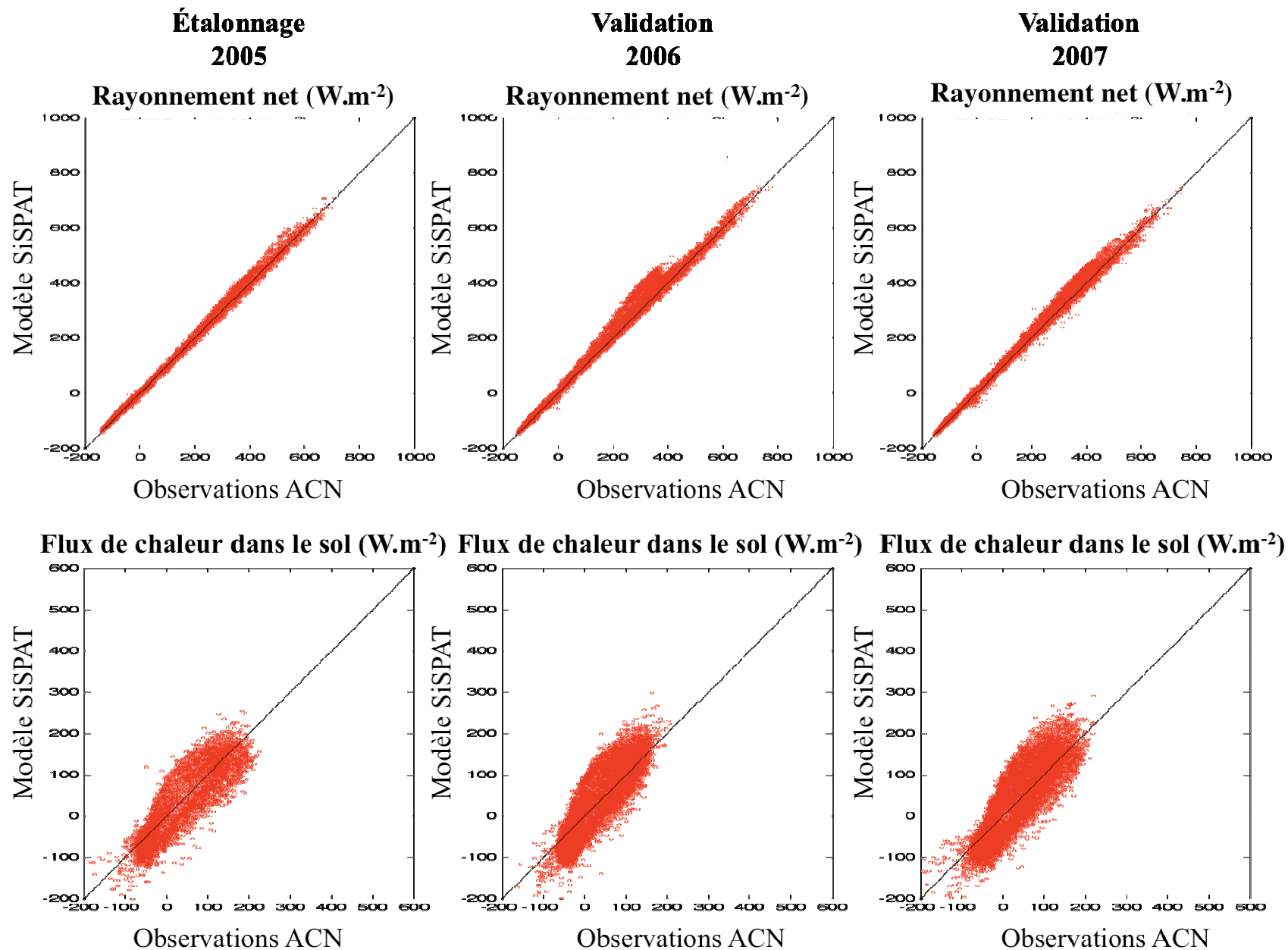
ANNEXE 7 : Expérience E3 – Variations de la température du sol observée et simulée par SiSPAT (2005, 2006 et 2007)



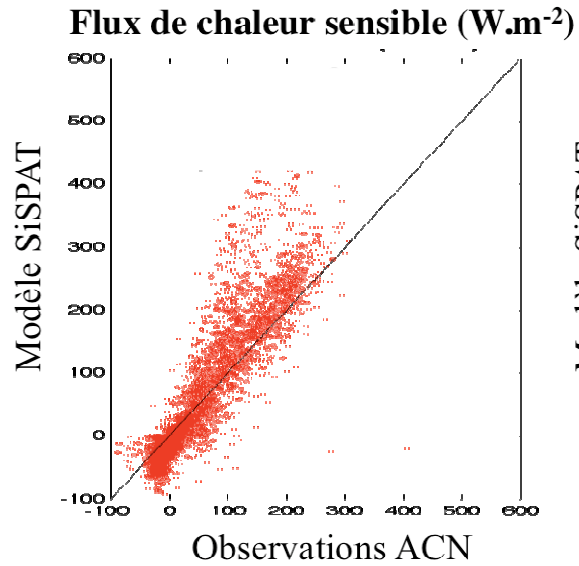
ANNEXE 8 : Expérience E3 – Variations de l'albédo de la surface observé et simulé par SiSPAT (2005, 2006 et 2007)



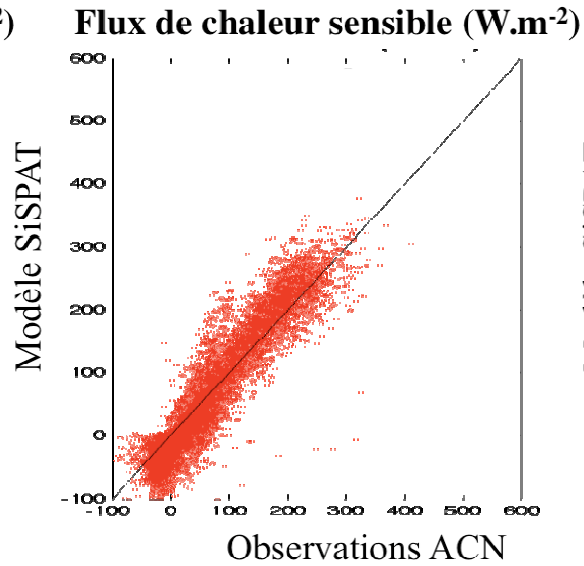
ANNEXE 9 : Expérience E3 – Bilan d'énergie – Scatterogrammes entre valeurs observées et simulées par SiSPAT au pas de temps de 30 minutes (2005,2006 et 2007)



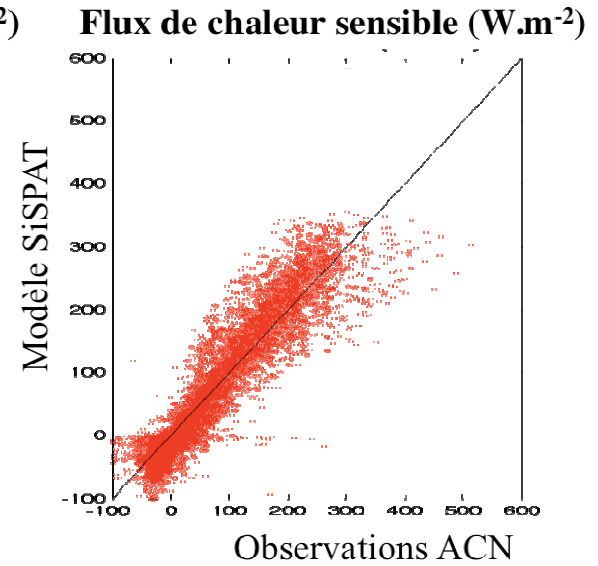
**Étalonnage
2005**



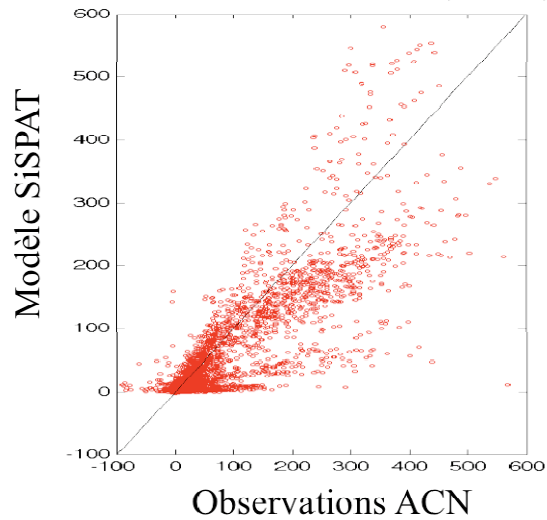
**Validation
2006**



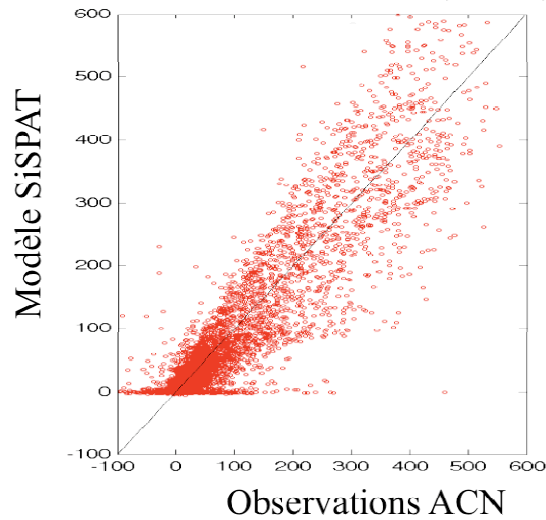
**Validation
2007**



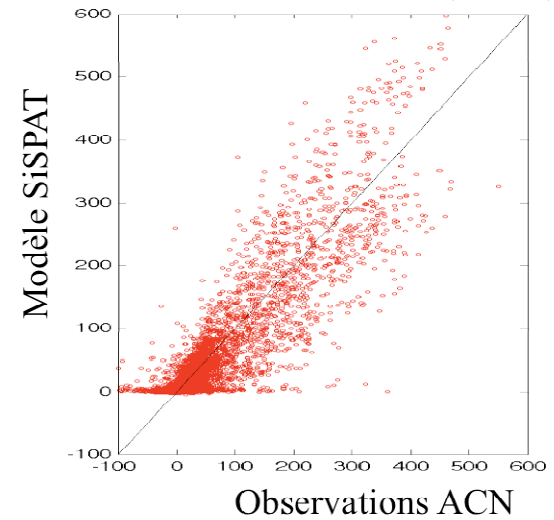
Flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)



Flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)



Flux de chaleur latente ($W.m^{-2}$)



Résumé

Le programme de recherche AMMA-CATCH-Niger a permis de mener une campagne expérimentale importante sur les cycles de l'eau et de l'énergie ainsi que sur le fonctionnement de la végétation dans la région sahélienne de Niamey, au Niger. Les études réalisées ont mis en évidence un paradoxe dans le cycle hydrologique : les précipitations diminuent mais la ressource en eau disponible augmente. Le changement d'occupation du sol, caractérisé par le recul progressif de la végétation naturelle au profit des cultures, a un impact plus fort sur la disponibilité de la ressource en eau que le déficit pluviométrique observé en Afrique de l'Ouest depuis les années 1970. Cette observation traduit l'importance du rôle de la surface dans le cycle hydrologique, d'où l'intérêt d'étudier les processus physiques intervenant dans les transferts d'énergie et d'eau entre le sol, la plante et l'atmosphère. Ceux-ci sont généralement étudiés à partir de modèles numériques mécanistes verticaux de type TSVA (Transferts Sol-Végétation-Atmosphère), tels que SiSPAT (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model).

L'objectif de ce travail est d'étudier les potentialités de ce modèle à simuler les échanges d'énergie et d'eau à l'interface sol-végétation-atmosphère sur une parcelle de jachère arbustive située sur le bassin endoréique de Wankama au Sud-Ouest Niger, sans connaissance très précise des propriétés hydrodynamiques du sol. Détaillé dans sa résolution des transferts couplés d'eau et d'énergie dans le sol et basé sur des processus biophysiques complexes, ce modèle, comme la plupart des modèles TSVA, requiert en entrée le renseignement d'un nombre important de paramètres et de variables dont la détermination expérimentale est difficile. La modélisation des transferts d'eau et d'énergie pose donc le problème du nombre limité d'informations disponibles sur les paramètres. En particulier, les propriétés hydrodynamiques du sol ne sont pas connues *a priori*. Première modélisation TSVA sur une période longue (3 ans) pour ce site, cette étude a été divisée en trois expériences de simulation. Une première expérience a consisté à transposer à la parcelle étudiée les paramètres obtenus sur un site similaire avec le même modèle (Braud *et al.*, 1997). Les écarts aux observations montrent l'inadéquation des valeurs de certains paramètres, en particulier pour les propriétés hydrodynamiques du sol. Une seconde expérience a porté sur une analyse de sensibilité de la teneur en eau du sol simulée à ces paramètres, mettant en évidence leur influence respective sur cette variable. Il a alors été possible d'étalonner le modèle dans une troisième expérience, en déterminant manuellement un jeu de paramètres par calage sur l'année 2005, puis en le validant sur les années 2006 et 2007. Les résultats de cette dernière expérience sont très satisfaisants et encourageants pour la suite de ce travail. Ils permettent de définir de nouvelles expérimentations pour améliorer la caractérisation des paramètres du sol et lever les questionnements quant à l'équifinalité du modèle.

Mots-clefs : AMMA-CATCH Niger - Wankama - Jachère - Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) - Modèle SiSPAT - Paramètres hydrodynamiques du sol - Fonctions de pédotransfert