



HAL
open science

Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol

Simon Gascoin

► **To cite this version:**

Simon Gascoin. Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : . tel-00399672

HAL Id: tel-00399672

<https://theses.hal.science/tel-00399672>

Submitted on 28 Jun 2009

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

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



**THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité

Géosciences et Ressources Naturelles
Ecole doctorale 398

Présentée par

M. Simon GASCOIN

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale : importance des aquifères et des premiers centimètres du sol

soutenue le 12 mars 2009

devant le jury composé de :

Mme. Katia Laval : Présidente du jury

Mme. Isabelle Braud et M. Thierry Lebel : Rapporteurs

M. Aaron Boone : Examineur

Mme. Agnès Ducharne et M. Pierre Ribstein : Directeurs de thèse

Etude des paramétrisations hydrologiques d'un modèle de surface continentale

Importance des aquifères et des premiers centimètres du sol

Simon Gascoin

Thèse de doctorat présentée à l'Université Pierre et Marie Curie
Ecole Doctorale 398 – Géosciences et Ressources Naturelles

**Etude des paramétrisations hydrologiques
d'un modèle de surface continentale :**

Importance des aquifères et des premiers centimètres du sol

Simon Gascoin

Les modèles de surface continentale (*Land Surface Models*, LSM) ont été développés pour calculer les bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents dans les modèles de climat, ou modèles de circulation générale. Depuis le simple « *bucket* » de Manabe (1969), la représentation des processus hydrologiques dans les LSM n'a cessé d'évoluer, si bien que les LSM de dernière génération sont employés comme des modèles hydrologiques à part entière. Le travail effectué au cours de cette thèse vise à évaluer les paramétrisations hydrologiques d'un LSM de ce type, le *Catchment* LSM (CLSM), qui utilise l'information topographique pour calculer le ruissellement de surface et le flux souterrain, ainsi que la variabilité sous-maille de l'humidité du sol. Pour cela, nous présentons trois applications de CLSM :

- une application au bassin de la Somme (France) qui a permis d'améliorer la prise en compte des écoulements souterrains,
- une application à la moraine du Glacier Zongo (Bolivie) pour analyser la relation entre l'albedo et l'humidité du sol nu,
- une application dans le cadre du projet ALMIP (Afrique de l'Ouest) pour l'intercomparaison régionale de LSM.

La diversité de ces contextes jette un éclairage varié sur les forces et les faiblesses de CLSM, et offre la possibilité de mieux appréhender les interactions complexes qui gouvernent les échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents. On montre l'importance de considérer l'intégralité du domaine souterrain, depuis les premiers centimètres du sol jusqu'aux aquifères.

Remerciements

Je remercie Agnès Ducharne et Pierre Ribstein pour m'avoir accompagné, quarante et un mois durant, sur le chemin (sinueux) qui mène du statut d'étudiant à celui de chercheur. J'ai eu le privilège de travailler quotidiennement avec Agnès, qui m'a tant aidé, tout en me laissant la liberté d'explorer mes idées. Quant à Pierre, autrefois Monsieur Ribstein, désormais M^ossieu le Directeur, je lui adresse toute ma gratitude pour son soutien et son écoute. Je n'ai jamais compris comment il faisait, concrètement, pour être aussi disponible.

J'adresse mes remerciements les plus sincères aux rapporteurs de ce manuscrit, Isabelle Braud et Thierry Lebel, pour leurs corrections et commentaires, qui m'ont conduit à affirmer la cohérence de mon travail et sa problématique générale lors de la soutenance. Merci également à Katia Laval pour avoir accepté de présider – et d'animer – le jury de thèse.

Je n'oublie pas tous ceux que j'ai eu la chance de rencontrer au cours de ma thèse, et qui m'ont donné un conseil ou un coup de main, ici ou là, à Paris, à La Paz, à Grenoble : Patrick Wagnon, Edouard Perroy, Yves Lejeune, Florence Habets, Georges-Marie Saulnier, Patricia de Rosnay, Aaron Boone, sont des personnes avec qui j'espère avoir l'occasion de travailler de nouveau. Merci aussi à Marion Carli pour avoir si bien défriché le terrain picard au cours de son stage de master.

Je serais bien ingrat de ne pas remercier également tous les hydro-géo-logues, bio-géo-chimistes, géo-physiciens, modélisateurs ou expérimentateurs, chercheurs ou administrateurs, professeurs ou bricoleurs – que sais-je encore – de l'UMR Sisyphe qui font de ce laboratoire un lieu vivant, riche et agréable. Ces derniers temps, je le trouvais si agréable, d'ailleurs, que je résistais difficilement à la tentation d'y retourner le dimanche. Venez à l'UMR Sisyphe un week-end et vous y verrez cette faune particulière, majoritairement constituée de doctorants, s'épanouir dans son milieu naturel. C'est avec une émotion particulière que je m'incline devant mes co-bureaux Christelle Courbet, Fatima Tamtam, François Moussu, et les anciennes, Aude Vincent et Véronique Durand.

Je m'autorise un cinquième paragraphe pour saluer ces amis qui m'ont écouté avec bienveillance lorsque j'essayais de leur expliquer mon sujet de thèse, avec une mention spéciale pour les collocs du passage Bourgoin, Ben, Maggy, Angelica et pour Pierre-Yves, à qui je ne peux rien souhaiter d'autre que d'avoir le bonheur d'écrire ces lignes.

La recherche et l'hydrologie sont loin d'être des coutumes dans la famille. Ce qui est de tradition en revanche, c'est de choisir sa voie et de s'y épanouir. Avec mon futur Bac+8, je ne pèse pas lourd devant les tonnes de sagesse de ma Mémé et de Louis, devant l'engagement de Michel, la bonté (c'est si peu dire) de ma chère mère et la malice de mon petit frère, qui m'a rappelé récemment les mots de Pierre Desproges : « il faut mettre un terme aux maîtres ».

Alors je me tais. De toute façon, ce que je veux dire à Virginie, cela va au-delà des mots.

La Serena, le 1er juin 2009.

Avant-propos

Ce manuscrit de thèse s'articule autour de trois articles publiés dans des revues scientifiques internationales et rédigés en anglais. Par souci de cohérence, les notations et abréviations sont données dans leur forme anglaise. Chaque article est précédé d'un résumé long en français et d'un résumé court en anglais.

Sommaire

1	Introduction	3
1.1	Les modèles de circulation générale	3
1.2	Les modèles de surface continentale	4
1.2.1	Les conditions aux limites de l’atmosphère	5
1.2.2	Les rétroactions entre la surface continentale et l’atmosphère	6
1.3	Les processus hydrologiques dans les LSM	10
1.3.1	Pourquoi représenter les processus hydrologiques dans un LSM ?	10
1.3.2	Evolution de la représentation de l’humidité du sol et du runoff	16
1.4	Présentation du modèle CLSM	23
1.4.1	Description de l’humidité du sol à l’équilibre	23
1.4.2	Les écarts à l’équilibre	26
1.4.3	Flux verticaux	29
1.4.4	Les fractions de surface	30
1.4.5	Ecoulements	32
1.4.6	Bilan d’énergie	33
1.4.7	Validation et applications	34
1.5	Problématique(s)	35
2	Adaptation de CLSM au bassin de la Somme	41
2.1	Introduction	48
2.2	The Somme River catchment	50
2.3	Model description	52
2.3.1	Soil moisture	53
2.3.2	Runoff formulation	55
2.3.3	Introducing a groundwater reservoir in the CLSM	56
2.4	Modelling results	58
2.4.1	Data	58
2.4.2	Calibration of the CLSM without LR	60

2.4.3	Calibration of the CLSM-LR	63
2.4.4	Energy budget	67
2.4.5	Sensitivity analysis	69
2.5	Conclusion	71
3	Relation albédo–humidité du sol sur la moraine du glacier Zongo	75
3.1	Contexte de l'étude	75
3.1.1	Le glacier du Zongo	75
3.1.2	Les surfaces non-englacées	77
3.1.3	D'une problématique à une autre	77
3.2	Albédo–humidité du sol : Etablissement d'une formule empirique	79
3.2.1	Introduction	81
3.2.2	Site description, data and method	83
3.2.3	Results and discussion	86
3.2.4	Conclusion	90
3.3	Albédo–humidité du sol : Implications pour la modélisation	91
3.3.1	Introduction	94
3.3.2	Site description	95
3.3.3	Model and data	97
3.3.4	Modeling strategy	104
3.3.5	Results	104
3.3.6	Conclusions	114
4	Modélisation des processus de surface en Afrique de l'Ouest	117
4.1	Introduction	118
4.1.1	La sécheresse sahélienne	118
4.1.2	Les processus hydrologiques	120
4.1.3	Présentation du projet ALMIP	121
4.2	Traitement des données et mise en place de CLSM	123
4.2.1	Masque continental	123
4.2.2	Forçages météorologiques	123
4.2.3	Sol	123
4.2.4	Végétation	126
4.2.5	Topographie	127
4.2.6	Adaptation des diagnostics de CLSM	128
4.3	Comparaison des résultats avec les autres LSM	129
4.4	Sensibilité à la paramétrisation de surface	135

4.4.1	Evaluation à l'échelle du domaine complet	135
4.4.2	Evaluation à l'échelle locale	135
4.4.3	Interprétation à l'échelle locale	137
5	Conclusion	141
A	The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project	147
	Bibliographie	207
	Table des figures	227
	Liste des tableaux	231
	Liste des symboles	236

*« Ces mille questions
Qui se ramifient
N'amènent, au fond,
Qu'ivresse et folie »*
— Arthur Rimbaud

Chapitre 1

Introduction

1.1 Les modèles de circulation générale

Récompensé en 2007 par le prix Nobel de la paix, le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a popularisé les modèles de circulation générale (GCM¹) comme des outils indispensables pour évaluer l'impact des activités humaines sur le climat. Comme tout modèle scientifique, un GCM est une représentation simplifiée d'un système naturel complexe, en l'occurrence le système climatique. Cette représentation est exprimée sous forme mathématique et traduite dans un langage numérique, permettant ainsi au modélisateur de tirer parti de la puissance de calcul des processeurs.

Depuis le premier modèle de Manabe *et al.* (1965)², jusqu'aux 23 GCM récemment utilisés pour le quatrième rapport d'évaluation du GIEC (IPCC, 2007), les GCM ont été développés dans différents centres de recherche et n'ont cessé d'évoluer. Ils reposent toutefois sur une structure analogue, qui s'organise autour des composantes de base du système climatique :

- un modèle de circulation générale atmosphérique,
- un modèle de circulation générale océanique,
- un modèle de surface continentale,
- un modèle de banquise.

¹Le sigle anglais GCM qui désigne à l'origine un modèle de circulation générale (*General Circulation Model*) est parfois employé pour désigner un modèle de climat planétaire (*Global Climate Model*).

²Le modèle de Manabe ne permettait pas encore de simuler le climat de la planète, car il ne couvrait qu'un sixième de la surface terrestre, du pôle Nord jusqu'à l'équateur, sur 120° de longitude.

Chacun de ces modèles comprend un système d'équations différentielles qui dérivent des lois de la physique. Ces équations sont résolues grâce à un découpage du temps (le pas de temps de calcul) et de l'espace en trois dimensions (le maillage). Le pas de temps est typiquement 20 ou 30 min. La résolution horizontale d'une maille atmosphérique est de l'ordre de 100 km pour les modèles les plus récents.

La combinaison de ces quatre composantes permet de construire un modèle du climat de la Terre dans lequel les influences de l'océan, des continents et de la banquise sur le compartiment atmosphérique ne sont pas imposées a priori. De surcroît, le couplage de ces modèles par l'intermédiaire de variables communes offre la possibilité de représenter les rétroactions entre les différents facteurs climatiques. Cette construction est nécessaire pour simuler le climat du futur ou du passé car elle permet de réduire les hypothèses sur les conditions aux limites du système atmosphérique. Les hypothèses sont repoussées au niveau des conditions limites du système climatique dans sa globalité et concernent essentiellement le forçage radiatif.

Par exemple, le modèle de circulation océanique génère les températures à la surface de l'océan qui exercent un forçage sur les champs atmosphériques. En retour, les variables atmosphériques comme les forces de friction à l'interface air-eau peuvent modifier les courants océaniques. En outre, le modèle de banquise est indispensable pour estimer le bilan radiatif planétaire, car l'étendue de la banquise module directement l'albédo terrestre et donc la quantité d'énergie absorbée par le système climatique. Réciproquement, le climat contrôle la fonte de la banquise par le biais des températures atmosphériques et océaniques.

Pour sa part, le modèle de surface continentale permet de représenter le rôle à la fois complexe et essentiel des terres émergées, qui couvrent 29 % de la surface terrestre³, dans la dynamique du climat. Il sert à quantifier la transformation de l'énergie radiative en flux de chaleur sensible et latente à l'interface continent/atmosphère, ainsi qu'à simuler le retour de l'eau douce continentale vers les océans.

1.2 Les modèles de surface continentale

Les modèles ou schémas de surface continentale (LSM pour *Land Surface Model* ou LSS pour *Land Surface Scheme*) sont donc conçus pour représenter, dans un GCM, les

³La notion de terre émergée est prise ici au sens large, en incluant le Groenland et de l'Antarctique dont les socles rocheux sont en partie situés sous le niveau de la mer.

conditions aux limites de l'atmosphère au niveau des continents, mais également pour permettre des rétroactions entre la surface terrestre et l'atmosphère.

1.2.1 Les conditions aux limites de l'atmosphère

A chaque pas de temps de calcul, une maille d'un modèle de surface continentale reçoit en entrée des forçages atmosphériques de proche surface $\{v_i\}$ provenant de la couche atmosphérique sus-jacente et fournit en sortie les flux d'eau et d'énergie $\{F_o\}$.

En dépit des spécificités de chaque GCM, la liste des forçages $\{v_i\}$ est généralement constituée des variables suivantes :

- Rayonnement solaire incident SW_{in} (direct et diffus),
- Rayonnement atmosphérique LW_{in} ,
- Température de l'air T_a ,
- Humidité de l'air H_a ,
- Vitesse du vent U_a ,
- Pression de l'air p_a ,
- Précipitations P (liquides et solides).

Les variables T_a , H_a , U_a , et p_a sont données pour une certaine hauteur Z au-dessus du sol.

Une partie des flux $\{F_o\}$ calculés par le LSM est destinée au compartiment atmosphérique et constitue donc un forçage aux limites du GCM :

- Rayonnement solaire réfléchi SW_{out} ,
- Rayonnement émis par la surface LW_{out} ,
- Flux de chaleur latente λE ,
- Flux de chaleur sensible H ,

où E est le flux de vapeur eau et λ est la chaleur latente de vaporisation de l'eau (en l'absence de neige, autrement il faut faire intervenir la chaleur de sublimation).

Ces flux sont calculés en fonction des propriétés de la surface continentale, grâce à la paramétrisation des principaux processus physiques, chimiques et biologiques.

En raison de la variété de ces processus, il existe de nombreuses paramétrisations dans les schémas de surface, qui diffèrent selon les modèles. Cette diversité a motivé plusieurs programmes d'intercomparaison de LSM, comme le *Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes* (PILPS Henderson-Sellers *et al.*, 1993) qui a mis en

lumière des écarts significatifs entre les simulations de LSM soumis à un forçage identique (Henderson-Sellers *et al.*, 1996; Pitman *et al.*, 1999).

Toutefois, les LSM s'appuient tous sur des principes physiques élémentaires comme la conservation des bilans d'eau (équation de continuité) et d'énergie (premier principe de la thermodynamique). Ainsi, l'équation de conservation de l'énergie à la surface continentale, en l'absence de neige, s'écrit :

$$SW_{in} + LW_{in} = \frac{C_H \Delta T_C}{\Delta t} + LW_{out} + SW_{out} + H + \lambda E + G, \quad (1.1)$$

avec :

C_H : capacité calorifique de la surface,

Δt : durée du pas de temps,

ΔT_C : variation de la température de la surface au cours du pas de temps,

G : flux de chaleur dans le sol.

L'équation du bilan d'eau peut prendre la forme suivante :

$$\frac{\Delta W}{\Delta t} = P - Q - E \quad (1.2)$$

où ΔW est la variation du stock d'eau dans le sol au cours du pas de temps, et Q l'écoulement total généré au sein de la maille, ou *runoff*.

Les équations (1.1) et (1.2) sont couplées par le biais de l'évaporation. Par conséquent, les modifications qui affectent les paramétrisations du bilan d'énergie sont susceptibles de perturber le bilan d'eau, et réciproquement.

Le chapitre 2 porte sur la paramétrisation des flux d'eau qui constituent le terme Q dans l'équation (1.2), tandis que le chapitre 3 traite d'une paramétrisation du bilan radiatif de surface et adopte pour point de départ l'équation (1.1). Dans les deux cas, nous avons eu le souci d'évaluer l'impact des modifications réalisées sur les bilans d'eau et d'énergie.

1.2.2 Les rétroactions entre la surface continentale et l'atmosphère

Un LSM permet donc de générer les flux d'eau et d'énergie en entrée du modèle de l'atmosphère (AGCM pour *Atmospheric General Circulation Model*). Comme le LSM est

lui-même forcé par les variables atmosphériques, cela permet de représenter une partie des rétroactions entre le climat et les surfaces continentales.

L'intérêt d'une telle démarche a été démontrée par de nombreuses études. Ainsi, Garratt (1993) passe en revue les principaux facteurs qui influencent la simulation du climat au sein des surfaces continentales :

- l'albédo contrôle la quantité d'énergie radiative reçue à la surface,
- la rugosité contrôle le transfert de quantité de mouvement,
- les conditions hydrologiques contrôlent la répartition de l'énergie radiative en flux de chaleur latente et de chaleur sensible.

Inversement, ces caractéristiques qui dépendent notamment de la végétation et des sols sont susceptibles d'évoluer en fonction du climat. Cependant, Betts *et al.* (1996) soulignent que ces interactions se produisent à différentes échelles de temps comme l'illustre la figure 1.1. Par exemple, le climat agit sur la végétation à l'échelle du jour car l'ouverture des stomates dépend de l'humidité de l'air. D'autre part, la végétation agit sur le climat à l'échelle du siècle, car les aérosols libérés par les feux de forêts diminuent la quantité d'énergie solaire absorbée en surface. Il existe quantité d'autres rétroactions, positives et négatives, dont les plus significatives sont recensées par Pitman (2003).

Le degré de complexité dans la représentation de ces interactions avec l'atmosphère est la base de la classification des LSM proposée par Sellers *et al.* en 1997 (figure 1.2). Dans les LSM de première génération, les paramètres de la surface (albédo, rugosité, épaisseur du sol...) sont prescrits de façon uniforme et l'évaporation est simplement calculée à partir d'une résistance aérodynamique et d'un coefficient d'aridité. Les LSM de deuxième génération sont apparus dans les années 1980⁴. Ils prennent en compte le rôle de la végétation dans le calcul des flux d'énergie, notamment grâce à la paramétrisation d'une résistance stomatique à l'évaporation. Les principaux flux d'eau et d'énergie dans le continuum sol/végétation/atmosphère étant représentés, ces LSM sont souvent désignés par l'acronyme anglais SVAT (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer*). Enfin, dans les LSM de troisième génération, le flux de carbone est ajouté pour simuler son influence sur la photosynthèse.

⁴A défaut d'une liste exhaustive, nous pouvons citer les modèles précurseurs BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*) Dickinson *et al.*, 1986 et SiB (*Simple Biosphere*) Sellers *et al.*, 1986, ou, dans la communauté française, ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) Noilhan et Planton, 1989, SECHIBA (Schématisation des Echanges Hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l'Atmosphère) Ducoudré *et al.*, 1993, SiSPAT (*Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer*) Braud *et al.*, 1995.

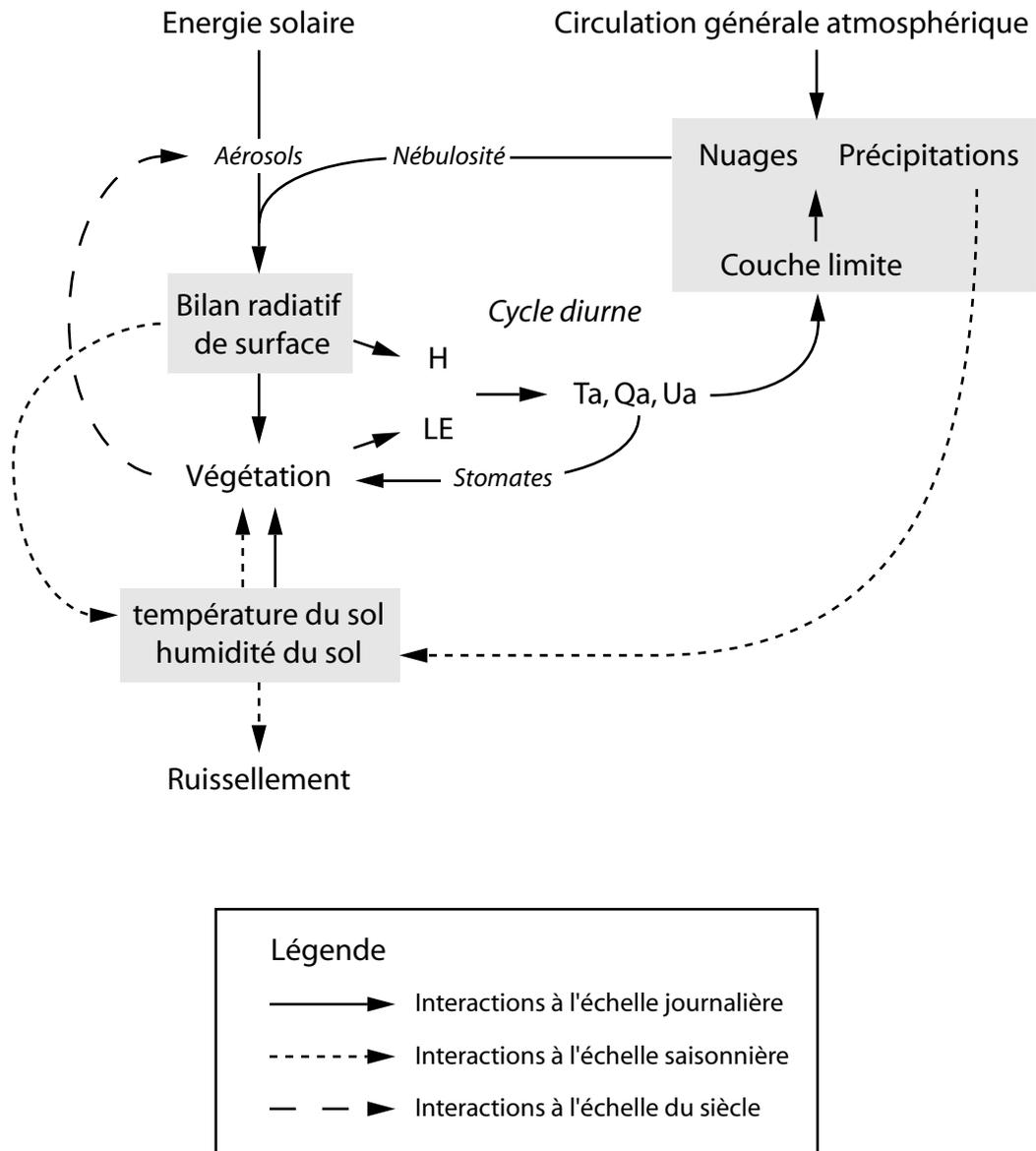


FIG. 1.1. Diagramme illustrant la diversité des échelles de temps dans les interactions entre la surface continentale et l'atmosphère (d'après Betts *et al.*, 1996).

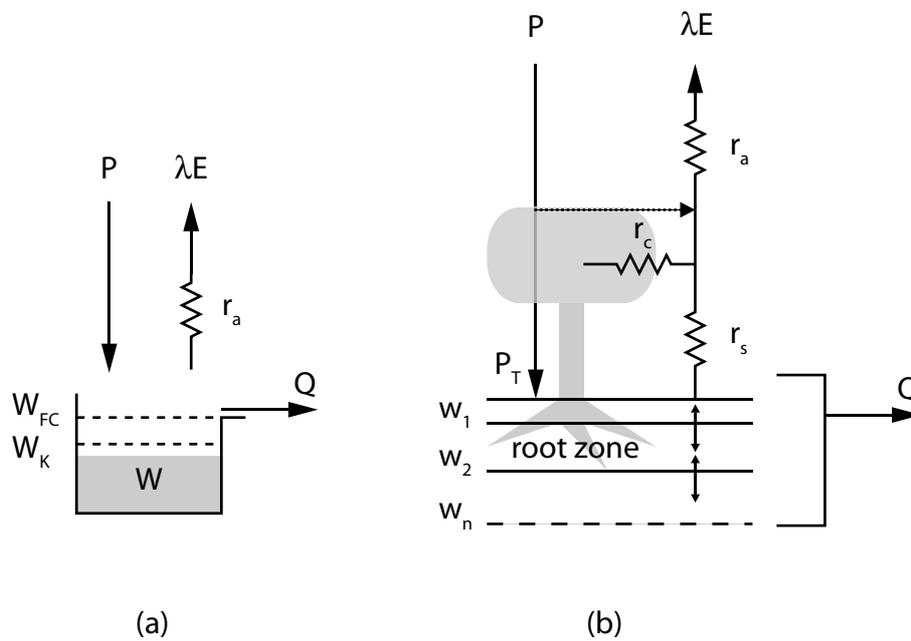


FIG. 1.2. Représentation des processus hydrologiques dans (a) un LSM de première génération (type *bucket*) et (b) de deuxième génération (type SVAT), d'après Sellers *et al.* (1997). P_T : pluie au sol, r_A : résistance aérodynamique, r_S : résistance à l'évaporation du sol nu, r_C : résistance stomatique et/ou de canopée, w_i : humidité dans la i ème couche de sol. Pour la description du modèle *bucket*, voir le paragraphe 1.3.2.

S'appuyant sur cette classification, Pitman (2003) montre que les rétroactions rapides telle que la résistance stomatique ont été prioritairement implémentées car les LSM sont conçus pour être couplés avec des AGCM fonctionnant à des pas de temps fins (inférieurs à 1 h). Les rétroactions à plus long terme ont été incorporées plus récemment, si bien que la végétation est désormais représentée de façon dynamique dans certains LSM, c'est-à-dire, le type de végétation peut évoluer en fonction du climat (Foley *et al.*, 1996; Cox *et al.*, 2000).

Le travail effectué dans le cadre de cette thèse ne porte pas sur le traitement de la végétation dans les LSM. Toutefois, l'exemple de la végétation montre bien que l'identification des processus clés pour représenter les interactions de la surface continentale avec le climat dépend fortement de l'échelle de temps considérée. La même conclusion peut être tirée vis-à-vis des processus hydrologiques dont la représentation n'a cessé d'évoluer depuis le premier modèle *bucket* de Manabe (1969).

1.3 Les processus hydrologiques dans les LSM

1.3.1 Pourquoi représenter au mieux les processus hydrologiques dans un LSM ?

Par « processus hydrologiques », on entend les différentes étapes du cycle de l'eau sur les continents, dont on peut distinguer :

- les étapes de changement de phase,
- les étapes de transport.

Les changements de phases regroupent des phénomènes aussi variés que l'évaporation, la fonte de la neige, le gel/dégel de l'eau dans le sol, etc. Le transport de l'eau sur les continents se fait principalement à l'état liquide, par écoulement de surface, sur les pentes et dans les cours d'eau et par écoulement souterrain, dans la zone saturée et non-saturée. Ces mouvements conditionnent la répartition de l'eau précipitée entre les principaux stocks continentaux : lacs, rivières, humidité du sol et nappes souterraines.

A l'échelle planétaire, les continents (à l'exclusion de l'Antarctique) reçoivent $111 \times 10^3 \text{ km}^3$ d'eau par an sous forme de précipitations, soit 22 % du cumul total (Oki et Kanae, 2006). Cette eau est recyclée pour 59 % en vapeur d'eau dans l'atmosphère ($65.5 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{an}$), tandis que les 41 % restants s'écoulent vers l'océan par les rivières

($\sim 90\%$) et les nappes d'eau souterraines ($\sim 10\%$). Ce bilan cache toutefois une grande hétérogénéité spatiale puisque les deux tiers des précipitations tombent entre 30°N et 30°S (Chahine, 1992). De plus, la proportion d'eau écoulée par rapport à la quantité d'eau précipitée — ou coefficient de ruissellement — varie considérablement entre les bassins versants, en raison de la diversité des conditions géologiques, pédologiques, topographiques, climatiques, etc.

Le cycle de l'eau sur les continents est également caractérisé par une grande variabilité temporelle. A l'échelle annuelle, les régions tropicales sont marquées par la forte saisonnalité des précipitations. Dans les régions méditerranéennes, le régime hydrologique peut changer de façon radicale en quelques jours. Dans les zones froides, le cycle diurne impose un rythme journalier aux processus de fonte de neige. Enfin, les aquifères peuvent stocker de grands volumes d'eau durant des siècles et, même s'ils n'appartiennent pas à la surface continentale au sens strict, ils contribuent au bilan hydrologique de surface en alimentant les rivières.

Devant une telle complexité, quel est l'intérêt de représenter les processus hydrologiques dans un LSM? La question mérite qu'on s'y attarde, car elle sous-tend la motivation même de cette thèse, mais il serait irréaliste de vouloir l'aborder de façon exhaustive. C'est pourquoi nous passons rapidement sur l'importance des changements de phases pour nous concentrer sur le rôle de l'humidité du sol et du runoff, qui seront plus spécifiquement l'objet du manuscrit.

Importance des changements de phases

Il est clair que le calcul de l'évapotranspiration doit être aussi précis que possible pour la simple raison que le flux de chaleur latente constitue un forçage essentiel du modèle atmosphérique (Shukla et Mintz, 1982). D'autre part, les processus qui contrôlent la dynamique du manteau neigeux et plus largement de la cryosphère continentale sont cruciaux pour le calcul du bilan radiatif de surface⁵. De façon générale, les processus de changement de phases sont intimement liés au climat car ils impliquent des transferts de chaleur importants. Cependant, la réponse n'est pas si simple pour les processus gravitaires et capillaires qui contrôlent le transport et la répartition de l'eau liquide à la surface des continents, car ils ne produisent pas de forçage direct sur l'atmosphère.

⁵Barnett *et al.* (1989) ont montré que l'impact de la neige sur le climat ne se limite pas à l'effet d'albédo.

Importance de l'humidité du sol

L'humidité du sol se définit comme l'eau contenue entre les particules de sol au dessus de la zone saturée. Elle représente un volume total de $17 \pm 0.5 \times 10^3 \text{ km}^3$ (Oki et Kanae, 2006), moins de 1‰ du volume d'eau liquide stockée sur les terres émergées. Pourtant, sa répartition à la surface des continents joue un rôle décisif dans les interactions entre la surface et l'atmosphère.

En particulier, l'humidité du sol est considérée comme une variable clé pour comprendre la dynamique des précipitations. Plusieurs théories ont été proposées pour justifier cette idée ancienne.

Une des plus célèbres est celle que Charney (1975) a défendue pour expliquer la sécheresse sahélienne. Sa théorie repose pourtant sur un effet indirect, à savoir l'effet de l'humidité du sol sur le développement de la végétation. Même si cette théorie est aujourd'hui considérée comme insuffisante pour expliquer le déclenchement de la sécheresse, elle reste un facteur possible pour comprendre sa persistance exceptionnelle (voir chapitre 4).

L'échelle de temps considérée par Charney (1975) est pluriannuelle. L'effet direct de l'humidité du sol sur les précipitations se produit à des échelles de temps inférieures (pas de temps horaire à saisonnier), ce qui en fait un objet d'étude important pour la prévision météorologique (Beljaars *et al.*, 1996). Les mécanismes proposés font intervenir des rétroactions dans la couche limite atmosphérique qui dépassent le cadre de cette thèse (pour plus de détails voir Entekhabi, 1996). Signalons cependant que dans une étude de référence, Eltahir (1998) a identifié, à l'échelle régionale, deux processus à la surface continentale qui déclenchent une chaîne de rétroactions positives entre l'humidité du sol et les précipitations :

- Baisse de l'albédo du sol nu α_b ,
- Baisse du rapport de Bowen $\beta = H/\lambda E$.

Les études qui explorent la rétroaction entre l'humidité du sol et les précipitations à l'échelle globale utilisent le GCM comme outil d'analyse. Ainsi, Koster et Suarez (1995) puis Koster *et al.* (2000b) ont établi que la variabilité de l'humidité du sol permet d'expliquer une grande partie de la variance des précipitations, surtout en dehors des zones tropicales humides qui sont dominées par les températures à la surface de l'océan. Par conséquent, la connaissance de la répartition spatiale de l'humidité du sol dans un modèle climatique contribue à améliorer la prédictabilité des précipitations, en particulier dans les zones de transition situées entre les régions sèches et humides (notamment le Sahel,

l'Asie Centrale et les Grandes Plaines américaines). Comme cette étude a été réalisée à partir de simulations numériques, les auteurs ne peuvent qu'émettre l'hypothèse que les résultats peuvent être transposés au système climatique naturel. Néanmoins, Koster *et al.* (2003) ont apporté des preuves indirectes basées sur des observations que l'effet de l'humidité du sol sur les précipitations est bien réel. De plus, la synthèse des simulations réalisées par plusieurs GCMs dans le cadre du projet GLACE (Global Land-Atmosphere Coupling Experiment, Koster *et al.*, 2004) a permis de consolider ces résultats en s'affranchissant de la dépendance à un seul modèle. Il n'en reste pas moins que ces modèles reposent sur des paramétrisations similaires vis-à-vis des processus de convection et de transfert sol-atmosphère.

Toutefois, les simulations du projet GLACE confirment que le couplage est plus faible dans les zones climatiques humides et dans les zones tempérées où l'humidité du sol n'est globalement pas un facteur limitant de l'évaporation. Pour ces régions, l'intérêt de représenter avec finesse l'humidité du sol n'est pas manifeste.

Cet intérêt existe cependant. D'une part, un tel couplage peut se renforcer avec le changement climatique, comme l'ont montré récemment Seneviratne *et al.* (2006) à travers l'étude des interactions surface-atmosphère en Europe. D'autre part, les interactions de l'humidité du sol avec l'atmosphère ne se limitent pas aux précipitations. Par exemple, en étudiant la simulation de la couche limite atmosphérique dans un modèle régional centré sur la région parisienne, Coindreau *et al.* (2007) ont indiqué que la température et l'humidité de l'air à 2 m sont nettement sensibles à la représentation de l'humidité du sol.

A plus large échelle, il existe en fait de nombreuses études qui démontrent l'intérêt de prendre en compte l'humidité du sol pour améliorer la simulation du climat en général, (par ex. Delworth et Manabe, 1989; Douville et Chauvin, 2000). Certaines de ces études ont motivé la mise en place du programme international *Global Soil Wetness Project* (GSWP, voir <http://www.iges.org/gswp/>), qui vise à apporter une meilleure représentation de l'humidité du sol dans les modèles de climat.

S'il est facile d'admettre qu'une représentation sophistiquée de l'humidité du sol dans un LSM est nécessaire pour simuler les interactions continents-atmosphère dans un climat passé ou futur, en revanche la question se pose pour la modélisation du climat actuel ou la prévision du temps, puisque dans ce cas les mesures de l'humidité du sol peuvent être utilisées directement.

D'abord, le réseau de mesures in-situ n'est pas assez dense à l'échelle planétaire (Robock *et al.*, 2000). Quant aux mesures réalisées par les satellites d'observation, qui scrutent la surface planétaire à diverses résolutions (mesures électro-magnétiques ou gravimétriques), elles constituent une voie de recherche active. Toutefois, même dans ce cas, les LSM restent des outils indispensables, car ils permettent de simuler le profil d'humidité dans la zone racinaire, généralement inaccessible par télédétection (Moran *et al.*, 2004). L'assimilation des données satellitaires dans les simulations de la surface continentale est un compromis qui permet d'accroître significativement les performances des modèles de prévision météorologiques (Drusch, 2007).

De plus, la simulation de l'humidité du sol présente un intérêt en soi, car ce diagnostic peut être utilisé pour des applications variées, comme la prévision des rendements agricoles (Shin *et al.*, 2006).

En réalité, si la motivation initiale pour représenter correctement l'humidité du sol dans les LSM est la simulation du climat à différentes échelles, cet effort trouve désormais bien d'autres justifications liées à l'utilisation croissante des LSM en mode *off-line*⁶ pour la modélisation biogéochimique, agronomique, ou hydrologique bien-sûr.

Importance de l'écoulement total ou runoff

L'écoulement total ou *runoff* désigne la quantité d'eau qui quitte la maille du LSM par ruissellement de surface ou souterrain⁷. C'est un terme essentiel du bilan hydrologique (équation (1.2)).

Pourtant, Koster et Milly (1997) remarquent que la paramétrisation du runoff dans les LSM a été longtemps négligée au profit de celle de l'évapotranspiration, surtout avec l'apparition des modèles SVAT. Dans ce même article, les auteurs démontrent à l'aide d'un modèle simple au pas de temps mensuel que toute complexité introduite dans le calcul de l'évapotranspiration est inutile si le calcul des écoulements demeure rudimentaire. Ceci s'explique par le fait que la paramétrisation des écoulements module directement le stock d'eau qui est disponible dans le sol pour l'évapotranspiration au même pas de temps.

⁶Le LSM est alors forcé par des variables atmosphériques et n'est pas couplé avec le GCM

⁷Cette définition est une extension de la définition originale du terme *runoff* habituellement employé par les hydrologues : *that part of precipitation that appears as streamflow* (source : Glossaire International d'Hydrologie, <http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglo.htm>).

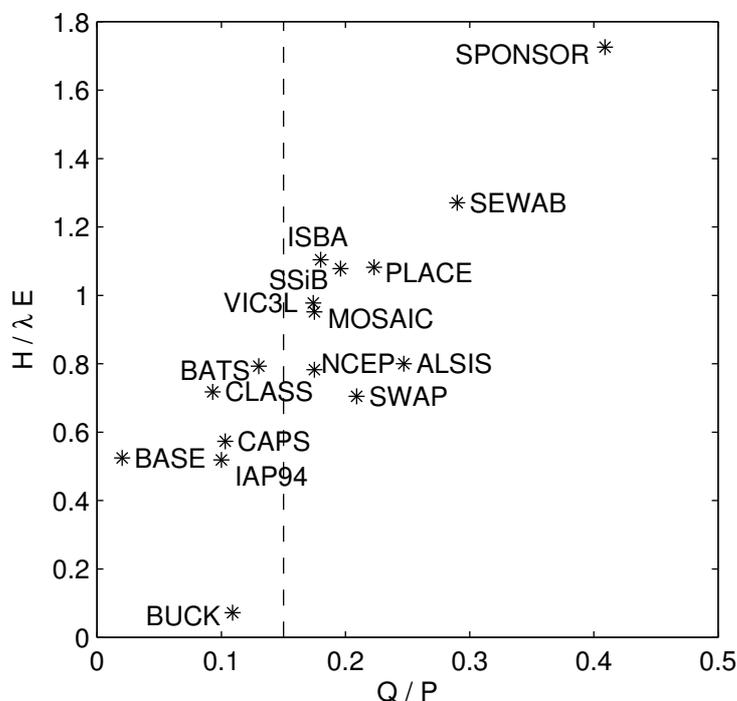


FIG. 1.3. Comparaison des rapports de Bowen et des coefficients de ruissellement simulés par différents LSM forcés par le même jeu de données. La ligne pointillée marque le coefficient de ruissellement observé. Résultats du PILPS Phase 2(c), bassin versant Red-Arkansas, d'après Wood *et al.* (1998).

Cette analyse permet de mieux comprendre la forte dispersion des bilans d'eau et d'énergie simulés par les LSM dans le cadre du PILPS (figure 1.3). Si cette dispersion a été démontrée dans toutes les phases du PILPS, la phase 2(c) est la première à explorer en détail la simulation des écoulements et elle a justement mis en lumière des écarts considérables entre les modèles en termes de lame d'eau écoulée et d'évaporation (Wood *et al.*, 1998).

Le calcul des écoulements (surface et souterrain) trouve tout son intérêt si le LSM est utilisé à l'échelle du bassin versant. Alors, la lame d'eau écoulée devient une information précieuse qui permet de valider le LSM à l'aide des mesures du débit des rivières (cette méthode fut appliquée par Wood *et al.*, 1998, pour PILPS Phase 2(c)). La condition est de transformer ce terme de *runoff* en débit. Cela peut être fait par un algorithme de routage (Arora et Boer, 1999; Ducharne *et al.*, 2003). Néanmoins, si le temps de concentration du bassin versant est inférieur au pas de temps considéré pour la validation, il est raisonnable de convertir directement le runoff en débit en le multipliant par l'aire

du bassin versant. L'avantage des données de débit est leur abondance et leur facilité d'accès. De plus, le débit est la seule mesure d'un flux naturellement intégré sur une surface connue (le bassin versant). La mesure du débit contient naturellement l'effet des hétérogénéités de la surface continentale sur les processus hydrologiques. Toutes les autres mesures hydrométéorologiques sont ponctuelles : il faut donc les extrapoler pour les comparer avec les sorties d'un LSM.

D'autre part, la capacité d'un LSM à générer des écoulements réalistes constitue également un bénéfice en soi pour des applications telles que l'évaluation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Les LSM sont des outils de choix pour ce genre d'étude puisqu'ils sont conçus pour le couplage avec un GCM. En mode off-line, les LSM peuvent aussi être employés comme des modèles hydrologiques « à base physique », capables de prendre en compte l'effet du stress hydrique sur l'évapotranspiration.

Enfin, du point de vue climatique, la connaissance du débit des principaux fleuves se justifie également par le fait que le flux d'eau douce vers les océans perturbe la circulation thermohaline (Arora et Boer, 1999).

1.3.2 Evolution de la représentation de l'humidité du sol et du runoff

Le modèle bucket, une première représentation des processus hydrologiques

Le premier LSM à représenter explicitement le bilan d'eau à la surface continentale est le modèle *bucket* de Manabe (1969) dans lequel l'évaporation E est calculée en fonction du stock d'eau dans le sol W (figure 1.2) :

$$W \geq W_K \Rightarrow E = E_0 \quad (1.3)$$

$$W < W_K \Rightarrow E = E_0 \frac{W}{W_K} \quad (1.4)$$

où E_0 est l'évapotranspiration potentielle qui ne dépend que des variables atmosphériques. W_K est un seuil défini de façon uniforme sur tous les continents, en fonction de la capacité au champ W_{FC} :

$$W_K = 0.75 \times W_{FC} \quad (1.5)$$

Dans le modèle de Manabe (1969), W_{FC} est fixée à 15 cm pour toutes les mailles. Si W_{FC} est dépassée, la lame d'eau excédentaire est convertie en runoff (dépassement d'un seuil de saturation).

Cette formulation fait l'impasse sur la production de runoff par excès d'infiltration (Horton, 1933), ce qui pose problème en cas de fortes pluies. Cependant, le principal défaut identifié notamment par Chen *et al.* (1996) résulte du fait que le runoff est nul tant que le sol n'est pas complètement saturé. La conséquence est une surestimation de l'évaporation en période humide. Dans un GCM, cela entraîne une trop forte sensibilité du flux de chaleur latente aux précipitations. En d'autres termes, l'effet tampon que l'humidité du sol exerce sur les champs atmosphériques est insuffisant.

Les modèles multi-couches, une meilleure résolution des transferts verticaux

Dans les LSM de deuxième génération, l'humidité du sol est généralement calculée par discrétisation verticale du sol en couches successives (figure 1.2). Cette évolution est surtout motivée par la volonté d'ajouter l'effet de la végétation sur le calcul des bilans d'eau et d'énergie. En effet, elle permet une représentation explicite de l'humidité dans la zone racinaire et de son influence sur la transpiration. Toutefois, la paramétrisation du sol en plusieurs couches a également permis d'ouvrir la voie à une meilleure représentation des écoulements dans le sol. Ainsi, la loi de Darcy (généralisée au milieu non saturé par Richards, 1931) peut être utilisée pour calculer le flux d'eau vertical q_v dans le sol (p. ex. Dickinson *et al.*, 1993; Koster et Suarez, 1996; de Rosnay *et al.*, 2000) :

$$q_v = -K \frac{dh}{dZ}, \quad (1.6)$$

où Z est l'altitude (positive vers le haut), K la conductivité hydraulique et h la charge hydraulique, définie comme la somme de l'altitude et du potentiel matriciel ψ :

$$h = Z + \psi. \quad (1.7)$$

Comme K et ψ varient avec le degré de saturation ω , les équations de Clapp et Hornberger (1978) sont couramment utilisées dans les LSM de deuxième génération :

$$K = K_S \cdot \omega^{2b+3} \quad (1.8)$$

$$\psi = \psi_S \cdot \omega^{-b} \quad (1.9)$$

où K_S est la conductivité hydraulique à saturation et ψ_S le potentiel matriciel à saturation. Le paramètre b est une constante empirique. Les valeurs de ces trois paramètres sont reliées à la texture du sol grâce aux travaux de Cosby *et al.* (1984).

Des formulations plus complexes existent. Par exemple, de Rosnay *et al.* (2000) utilisent les équations de van Genuchten (1980) au lieu du modèle de Clapp et Hornberger (1978). Mais, aussi sophistiquées soient-elles, ces paramétrisations ne décrivent que des processus monodimensionnels. Or, à l'intérieur d'une maille de GCM de 100 à 200 km de côté, les hétérogénéités de surface (relief, sol, végétation) peuvent être considérables. Une représentation homogène des processus hydrologiques à cette échelle est problématique. En particulier, elle interdit l'usage du concept d'aires contributives variables, qui est un concept fondamental en hydrologie pour expliquer la genèse du ruissellement de surface (Cappus, 1960; Beven et Kirkby, 1979; Ambroise, 1999). Ce concept stipule que les différentes zones d'un bassin versant ne contribuent pas forcément au ruissellement. De plus, l'aire de cette surface contributive est très dynamique car elle peut varier au cours d'une pluie ou de la saison.

La variabilité sous-maille, un concept fécond pour la paramétrisation du runoff

Avissar et Pielke (1989) ont introduit la notion de variabilité sous-maille dans un LSM pour évaluer l'impact des hétérogénéités de végétation. La méthode consiste à agréger les hétérogénéités de surface en classes homogènes. Par exemple, si n lacs de surface A sont présents sur la maille, ils sont représentés par une classe « lac » de surface nA . Cela permet d'utiliser des paramètres spécifiques pour chaque classe dans le calcul du bilan d'eau et d'énergie de surface, tout en limitant le temps de calcul. Les flux sont ensuite moyennés en fonction de la surface de chaque classe pour entrer dans le modèle atmosphérique.

Entekhabi et Eagleson (1989) ont proposé un traitement probabiliste de la variabilité sous-maille de l'humidité du sol. Le contenu en eau du sol est exprimé sous la forme d'une distribution gamma, qui se propage dans le calcul des écoulements de surface et souterrains. Cette distribution peut résulter de l'hétérogénéité spatiale des précipitations ou de la variabilité des propriétés de la surface (relief, nature du sol...). Ainsi, du ruissellement de surface peut être généré alors même que la maille n'est pas entièrement saturée.

Ces approches ont inspiré la construction du modèle VIC (*Variable Infiltration Capacity*, Wood *et al.*, 1992), dans lequel la capacité d'infiltration du sol (notée i) est variable au sein d'une maille :

$$i = i_m [1 - (1 - A)^{1/B}] \quad (1.10)$$

où A représente la fraction de la maille telle que la capacité d'infiltration est inférieure à i , i_m est la capacité maximale d'infiltration et B est un paramètre de calibration. La fraction de la maille qui est saturée va générer du ruissellement de surface en cas de précipitation. Elle est notée A_S sur la figure 1.4, et les valeurs initiales de l'humidité du sol et de la capacité d'infiltration sont respectivement W_0 et i_0 . Après la précipitation P , la quantité d'eau infiltrée ΔW_0 est donnée par :

$$\Delta W_0 = \int_{i_0}^{i_0+P} A(i) di \quad (1.11)$$

Cette eau infiltrée est ensuite traitée de façon homogène par une équation simple de drainage. La quantité restante est le ruissellement de surface Q_S :

$$Q_S = P - \int_{i_0}^{i_0+P} A(i) di \quad (1.12)$$

Une fois que le paramètre B est ajusté, Wood *et al.* (1992) ont montré que cette paramétrisation permet de mieux représenter la variabilité temporelle du runoff par rapport au modèle *bucket*. Ducharne *et al.* (1998) ont toutefois souligné que la valeur du paramètre B est souvent trop petite pour que la paramétrisation sous-maille soit réellement efficace et que c'est le terme de drainage qui contrôle l'essentiel des écoulements.

Une paramétrisation similaire a été proposée la même année par Dümenil et Todini (1992) à partir du modèle hydrologique ARNO (Todini, 1996) et implémentée dans un GCM. En réalité, les modèles VIC et ARNO s'inspirent tous deux (explicitement ou non) du modèle hydrologique de prévision des crues Xinanjiang (Zhao, 1977). Quoi qu'il en soit, le modèle VIC-ARNO est désormais très répandu en modélisation climatique.

En effet, les atouts de VIC-ARNO sont l'efficacité en temps de calcul et la faible paramétrisation. Ainsi, VIC-ARNO peut être aisément couplé avec un GCM, ce qui offre la possibilité d'étudier les interactions entre le climat et l'hydrologie continentale (Stamm *et al.*, 1994). Une limite est que B n'a pas de signification physique explicite et doit être

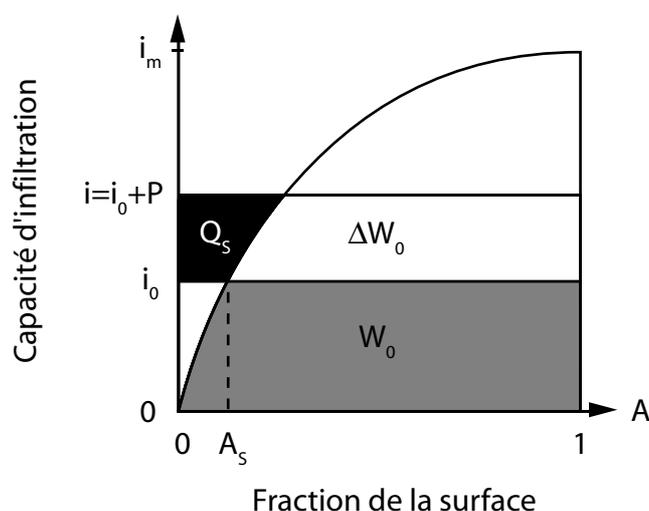


FIG. 1.4. Courbe d'infiltration variable utilisée dans le modèle VIC (d'après Wood *et al.*, 1992).

calibré pour réellement tirer profit de la paramétrisation sous-maille (Ducharne *et al.*, 1998). Certains auteurs ont proposé d'exploiter les données satellitaires pour relier B de façon explicite à la topographie ou aux propriétés du sol (Hagemann et Gates, 2003), mais cette tâche s'avère difficile car le seul paramètre B recouvre en fait l'ensemble des sources d'hétérogénéités de surface.

La variabilité sous-maille selon TOPMODEL

La variabilité sous-maille est un concept important qui a permis l'éclosion de nouvelles paramétrisations hydrologiques dans les LSM. En particulier, Famiglietti et Wood (1994) ont proposé une méthode qui permet de prendre en compte de façon objective l'effet de la topographie sur la variabilité sous-maille des processus hydrologiques. Cette méthode consiste à coupler les équations du bilan d'énergie avec le modèle hydrologique TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979).

TOPMODEL est un modèle pluie-débit très répandu basé sur le concept des aires contributives variables, c'est-à-dire que la pluie qui tombe sur les surfaces saturées est directement convertie en ruissellement de surface (paragraphe 1.3.2). La force de ce modèle réside dans le fait que l'influence de la topographie sur les écoulements est prise en compte par le biais d'un indice topographique. En effet, cet indice permet de déduire l'extension des surfaces saturées en fonction de l'humidité moyenne du bassin versant. L'indice topographique noté x se définit pour chaque pixel d'un modèle numérique de

terrain (MNT) du bassin versant par la formule :

$$x = \ln(a / \tan \beta) \quad (1.13)$$

où a est l'aire drainée par le pixel (par unité de largeur de versant) et $\tan \beta$ la pente topographique locale. Cette pente est utilisée comme approximation du gradient hydraulique local d'une nappe (que nous appellerons la nappe de TOPMODEL) qui est présente en tout point du bassin.

Les équations de TOPMODEL doivent toutefois être maniées avec précaution, en particulier dans un LSM qui a vocation à représenter la surface continentale dans son ensemble. Les concepts de TOPMODEL ne peuvent théoriquement pas être appliqués partout, notamment dans les bassins sujets à un fort assèchement saisonnier ou bien dans les bassins alimentés par un aquifère régional. En effet, la formule des indices topographique repose sur certaines hypothèses (Beven, 1997, 2000) :

- la dynamique de la nappe peut être approximée par une succession d'états stationnaires résultant d'une recharge uniforme,
- le gradient hydraulique local peut être approximé par la pente topographique,
- la conductivité hydraulique à saturation K_S décroît avec la profondeur de façon exponentielle :

$$K_S(z) = K_0 \exp(-\nu z) \quad (1.14)$$

où z est la profondeur, K_0 est la conductivité hydraulique à saturation en surface, et ν est le paramètre de décroissance exponentielle, pris tous deux constants sur le bassin.

Ces hypothèses permettent d'écrire une relation simple entre la profondeur locale de la nappe z_D et l'indice topographique en ce point :

$$z_D = \bar{z}_D - \frac{1}{\nu} (x - \bar{x}) \quad (1.15)$$

où \bar{x} est la moyenne des indices topographiques du bassin et \bar{z}_D est la profondeur moyenne de la nappe de TOPMODEL. Il suffit donc d'établir \bar{z}_D pour diagnostiquer à chaque pas de temps et en chaque point du MNT la profondeur de cette nappe.

Les intérêts de TOPMODEL pour les LSM sont nombreux :

- la profondeur de la nappe diagnostiquée par TOPMODEL peut être utilisée comme base pour générer la distribution latérale de l’humidité du sol. En particulier, la surface telle que $z_D \geq 0$ est une surface inondée qui produit le ruissellement de surface.
- TOPMODEL offre une représentation plus réaliste de la formation du ruissellement que les modèles *bucket*, VIC ou multi-couches 1-D.
- Les paramètres introduits sont peu nombreux. On en considère généralement trois : K_S , ν et la capacité stockage dans la zone racinaire. Ces paramètres ont une signification « physique », si bien qu’on peut a priori les estimer à partir des propriétés du sol. Dans les faits, des problèmes d’échelles limitent l’applicabilité des mesures locales (comme l’ont montré Saulnier *et al.*, 1997, par exemple, dans le cas de K_S).
- L’information topographique est disponible avec une résolution suffisante pour tout point de la surface terrestre grâce à l’essor des mesures par satellite.
- Les équations sont résolues à partir de la distribution statistique de l’indice topographique sur le bassin versant (à la façon du modèle semi-distribué de Entekhabi et Eagleson), ce qui rend le modèle efficace en temps de calcul.

Cela explique pourquoi, depuis les travaux pionniers de Famiglietti et Wood (1994), les concepts de TOPMODEL ont été incorporés dans plusieurs LSM (Peters-Lidard *et al.*, 1997; Chen et Kumar, 2001; Habets et Saulnier, 2001; Seuffert *et al.*, 2002; Gedney et Cox, 2003; Niu *et al.*, 2007). En particulier, ces avantages ont justifié la construction du *Catchment Land Surface Model* que nous avons utilisé au cours de cette thèse et que nous présentons en détail dans la section 1.4) ci-après.

1.4 Présentation du modèle CLSM

Le schéma de surface CLSM (*Catchment Land Surface Model*) est un modèle de surface continentale développé au *NASA Goddard Space Flight Center*. Cette section vise à expliquer les principes clés du modèle, en particulier ceux qui en font son originalité. La philosophie, la structure et la mise œuvre du modèle sont décrites en détail par Koster *et al.* (2000a) et Ducharne *et al.* (2000).

CLSM est conçu pour combler les lacunes identifiées par Koster et Milly (1997) en termes de paramétrisation des écoulements et résoudre l'effet de la topographie sur l'humidité du sol. Pour cela, un changement conceptuel majeur introduit avec CLSM est de considérer le bassin versant comme unité de calcul. Cela permet d'incorporer directement un modèle de bassin versant, en l'occurrence TOPMODEL, pour représenter la variabilité sous-maille de l'humidité du sol et les processus associés dans la genèse du ruissellement.

1.4.1 Description de l'humidité du sol à l'équilibre

Le déficit de bassin

Considérons un point donné du bassin versant caractérisé par la profondeur locale de la nappe de TOPMODEL, z_D . Dans la zone non saturée, sous l'hypothèse que le profil d'humidité du sol entre la nappe et la surface est à l'équilibre hydrostatique, on a :

$$\psi(z) + z = \text{cste} = \psi_S + z_D \quad (1.16)$$

où z est la profondeur dans le sol (positive vers le bas), $\psi(z)$ est le potentiel matriciel dans la zone non-saturée à la profondeur z et ψ_S est le potentiel matriciel à saturation. Or, le degré de saturation en eau dans le sol $\omega(z)$ peut être défini d'après l'équation empirique de Clapp et Hornberger (1978) :

$$\psi = \psi_S \cdot \omega^{-b} \quad (1.17)$$

où b est un paramètre, qui correspond à la pente de la courbe de rétention dans un diagramme logarithmique⁸.

⁸Le paramètre b de Clapp et Hornberger (1978) n'a rien à voir avec le paramètre B introduit plus haut pour le modèle VIC-ARNO

On obtient donc :

$$\omega(z) = \left(\frac{\psi_S + z_D - z}{\psi_S} \right)^{-1/b} \quad (1.18)$$

A partir de là, il est possible de calculer la quantité d'eau qu'il faudrait ajouter pour saturer le sol en ce point, par intégration de $1 - \omega(z)$ entre $z = z_D$ et $z = 0$. Cette quantité est le déficit local, noté m_D (mm). Si on intègre m_D sur la surface du bassin, on obtient le déficit de bassin M_D (mm) qui est une variable centrale de CLSM (figure 1.5).

Or, les hypothèses de TOPMODEL impliquent qu'il existe à tout instant une relation directe entre la profondeur locale de la nappe z_D et la profondeur moyenne de cette nappe \bar{z}_D (cf. équation (1.15)). Il suffit donc de connaître \bar{z}_D et la distribution de x , pour calculer la valeur de M_D . Dans CLSM, la distribution de x est approchée par une loi gamma (Sivapalan *et al.*, 1987). La relation entre \bar{z}_D et M_D ne peut être exprimée analytiquement mais peut être évaluée numériquement. En testant un grand nombre de valeurs de \bar{z}_D sur le bassin de la rivière Sleepers (Etats-Unis), Ducharne *et al.* (2000) ont montré que la relation entre \bar{z}_D et M_D peut être approchée par une équation de la forme :

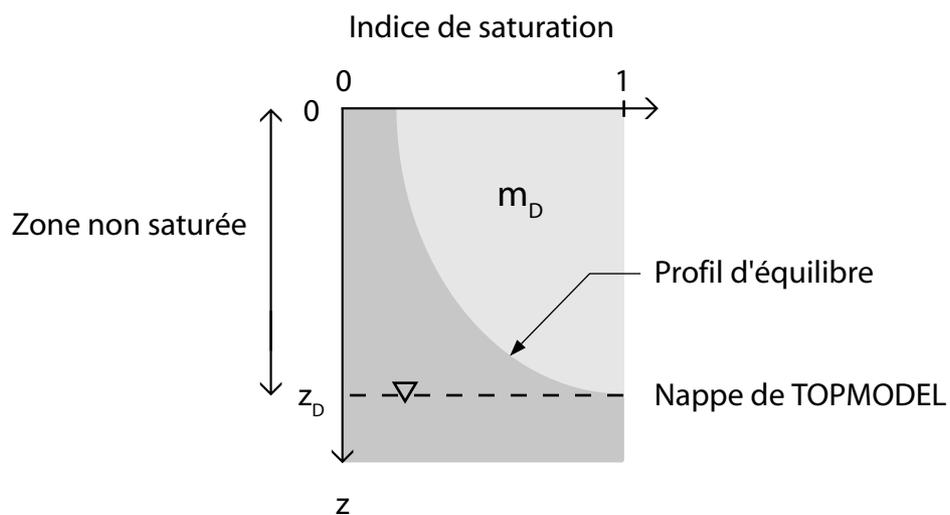
$$M_D = c_1(\bar{z}_D + c_2)^2 \quad (1.19)$$

où c_1 et c_2 sont des constantes. Cette relation est supposée vraie pour tous les bassins versants. Pour ajuster c_1 et c_2 , il suffit donc de calculer M_D pour deux valeurs arbitraires de \bar{z}_D .

La zone racinaire

Le degré de saturation dans la zone racinaire en un point du bassin est noté ω_{RZ} (m^3/m^3). Sous l'hypothèse d'équilibre hydrostatique, il est donné par intégration du profil d'humidité entre la surface et la profondeur racinaire z_{RZ} :

$$\omega_{RZ} = \frac{1}{z_{RZ}} \int_0^{z_{RZ}} \omega(z) dz \quad (1.20)$$

(a) Profil d'humidité en un point : définition du déficit local m_D **(b) Intégration latérale des profils d'humidité**

$$M_D = \frac{1}{A} \int m_D dA$$

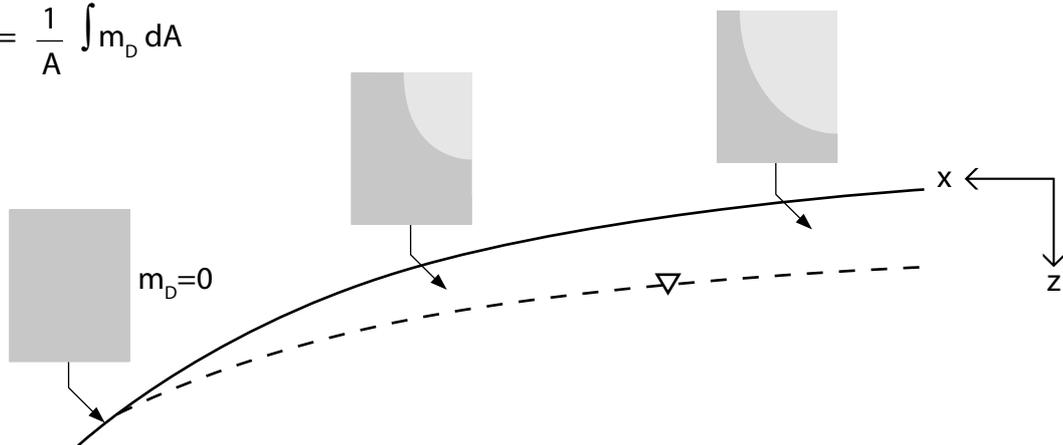


FIG. 1.5. Principe du calcul du déficit de bassin M_D (d'après Koster *et al.*, 2000a). Sur le schéma (b), le trait en pointillé correspond au niveau de la nappe (z_D) et le trait plein au niveau du sol.

De nouveau, les hypothèses de TOPMODEL permettent de tirer profit de la distribution des indices topographiques pour établir une relation entre \bar{z}_D (ou M_D) et la distribution de ω_{RZ} au sein du bassin (figure 1.6, étape 1). Comme cette distribution n'a pas non plus de forme analytique, elle est représentée dans CLSM sous la forme d'une loi exponentielle dont les paramètres dépendent de M_D et des indices topographiques.

$$f(\omega_{RZ}) = c^2(\omega - \omega_0) \exp^{-c(\omega - \omega_0)} \quad (1.21)$$

où ω_0 est le minimum de la distribution et c est une constante. La loi exponentielle décrit bien la distribution de ω_{RZ} lorsque le déficit d'humidité est élevé, mais elle a dû être raffinée pour améliorer la description des valeurs proches de la saturation (voir Ducharne *et al.*, 2000).

1.4.2 Les écarts à l'équilibre

La description précédente est basée sur l'hypothèse d'un profil d'équilibre dans la zone non-saturée. Or, l'infiltration des pluies ou le prélèvement racinaire perturbent significativement le profil d'équilibre dans les premières couches du sol. Ces effets transitoires sont déterminants dans le calcul des bilans d'eau et d'énergie.

L'excès de zone racinaire

Les stockages et destockages transitoires dans la zone racinaire sont décrits dans CLSM par l'intermédiaire de la variable d'excès racinaire M_{RZ} (mm), qui exprime la quantité d'eau en excès ($M_{RZ} > 0$) ou en déficit ($M_{RZ} < 0$) par rapport au profil hydrostatique (équation 1.18) dans la couche racinaire. Cette variable est uniforme sur le bassin.

La figure 1.6 (étape 2) illustre le cas où cet excès est négatif : l'eau prélevée par les plantes dans la couche racinaire au cours d'un pas de temps est retirée à M_{RZ} . M_{RZ} est ensuite utilisé pour corriger la distribution de l'humidité de la zone racinaire ω_{RZ} . Dans ce cas, M_{RZ} a pour effet de déplacer la distribution de ω_{RZ} vers zéro.

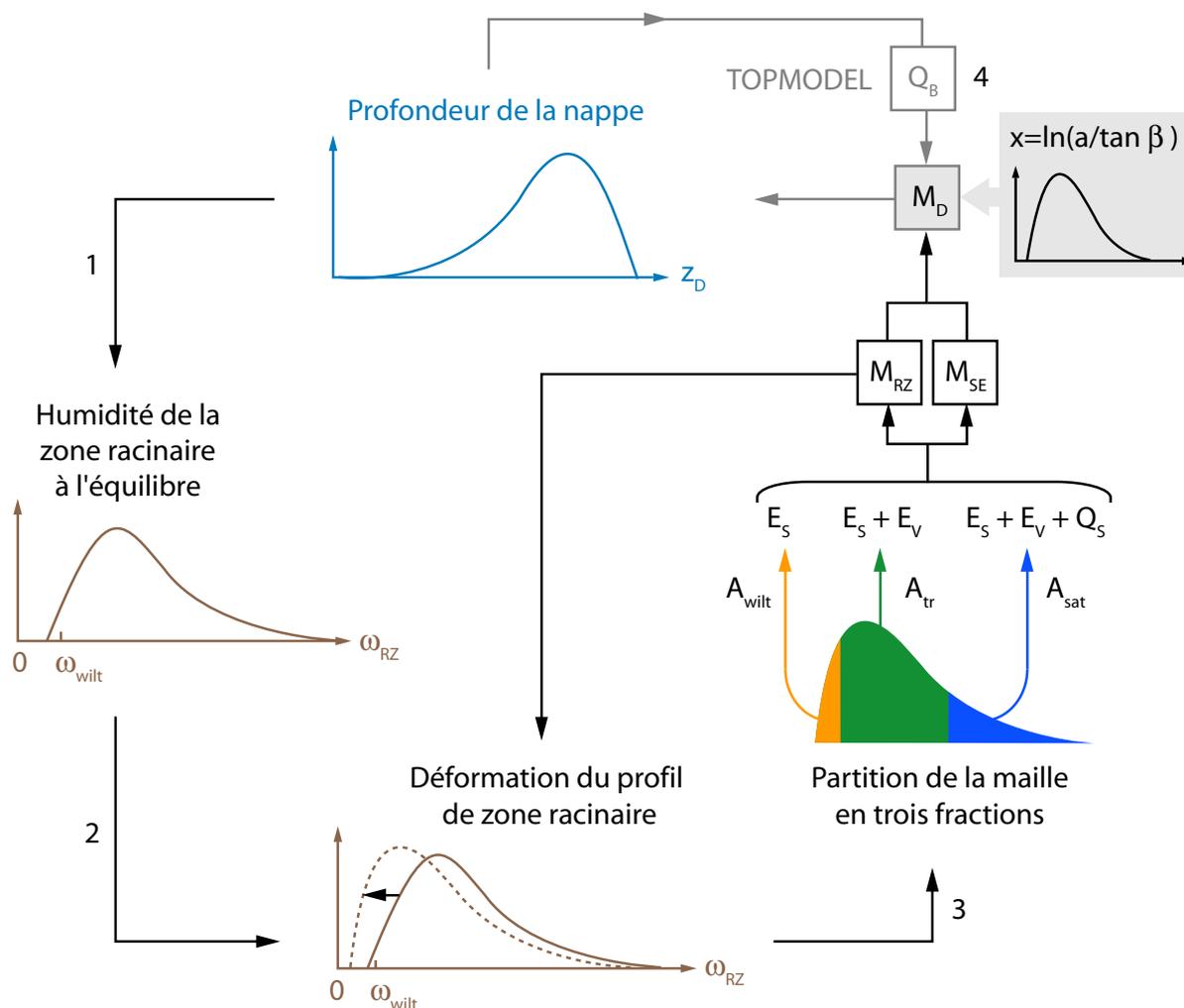


FIG. 1.6. Schéma général du fonctionnement de CLSM. E_S : évaporation de sol nu, E_V : transpiration végétale, Q_S : ruissellement de surface. M_D , M_{RZ} et M_{SE} sont les trois variables prognostiques qui décrivent le profil d'humidité dans le modèle. Les autres notations sont définies dans le texte. Pour simplifier la lecture du schéma, la distribution de ω_{RZ} a dû être représentée de façon abusive puisque la partie correspondant à A_{sat} est en réalité confinée à un Dirac en $\omega_{RZ} = 1$ (ω_{RZ} est bornée entre 0 et 1).

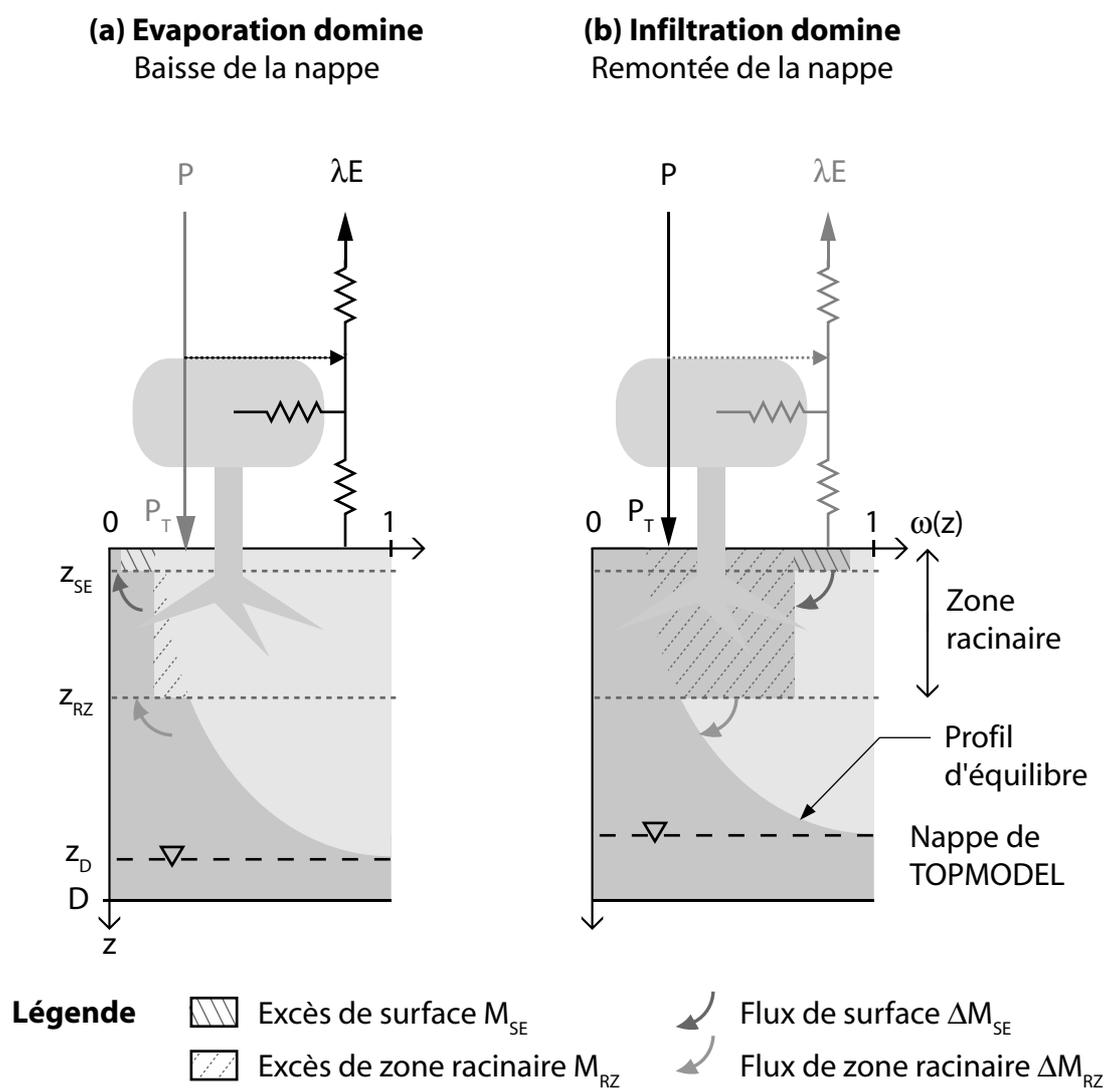


FIG. 1.7. Répartition verticale de l'humidité du sol dans CLSM et flux associés.

L'excès de surface

Une seconde variable d'excès a été introduite pour tenir compte des effets transitoires dans la couche de surface, où ils sont encore plus marqués, compte-tenu de l'influence immédiate de variabilité atmosphérique dans les premiers centimètres du sol. Dans CLSM, l'épaisseur de la couche de surface est fixée à 2 ou 5 cm. L'excès de surface, noté M_{SE} est défini comme la quantité d'eau qui s'écarte du profil d'humidité défini par M_D et M_{RZ} . En d'autres termes, M_{SE} ajoute une seconde correction au profil hydrostatique déjà modifié par M_{RZ} (figure 1.7).

La variable M_{SE} augmente avec la pluie au sol (après interception par le couvert végétal) et la fonte de la neige. Elle diminue par infiltration vers la couche racinaire et par évaporation du sol nu.

1.4.3 Flux verticaux

Les flux verticaux dans le sol se produisent si le profil d'humidité n'est pas à l'équilibre. Il existe deux types de flux verticaux :

- le flux de zone racinaire ΔM_{RZ} entre M_{RZ} et M_D ,
- le flux de surface ΔM_{SE} entre M_{SE} et M_{RZ} .

Ces flux sont positifs s'ils sont dirigés vers le bas et négatifs s'ils sont dirigés vers le haut. Ils tendent respectivement à réduire l'excès de zone racinaire et l'excès de surface, de sorte que le profil d'humidité est amené à retrouver son état d'équilibre. La cinétique du retour à l'équilibre dépend des variables d'humidité ainsi que des propriétés du bassin (sol, topographie).

Le flux de zone racinaire

Le flux de zone racinaire est calculé sur la base de l'équation de Richards (équation 1.6). Cependant, pour limiter le temps de calcul, cette équation n'est pas résolue à chaque pas de temps. La méthode retenue consiste à exprimer le flux sous la forme suivante :

$$\Delta M_{RZ} = -M_{RZ} \frac{\Delta t}{\tau_1} \quad (1.22)$$

La constante de temps τ_1 est calculée avant la simulation par résolution de l'équation de Richards dans la dimension verticale, après discrétisation verticale du sol à haute

résolution. Ensuite, le flux est intégré latéralement en fonction de la distribution latérale de ω_{RZ} , ce qui signifie que l'influence de la topographie est prise en compte. Ce calcul est répété pour un grand nombre de valeurs possibles de M_D et M_{RZ} . Cela permet d'ajuster une fonction empirique entre τ_1 et l'état d'humidité du sol :

$$\tau_1 = \exp(a_{\tau_1} + b_{\tau_1}M_D) \quad (1.23)$$

où a_{τ_1} et b_{τ_1} sont des constantes qui dépendent de M_{RZ} . A chaque pas de temps, c'est l'équation (1.22) qui est appliquée pour calculer la quantité d'eau qui va s'ajouter ou se retrancher à M_D et qui donc va provoquer une baisse (si $\Delta M_{RZ} < 0$) ou une hausse (si $\Delta M_{RZ} > 0$) de la nappe de TOPMODEL, via l'équation (1.15).

Le flux de surface

Le flux de surface est calculé selon la même méthode :

$$\Delta M_{SE} = -M_{SE} \frac{\Delta t}{\tau_2} \quad (1.24)$$

La constante τ_2 est calculée pour un grand nombre de valeurs possibles de M_{RZ} et M_{SE} , afin d'ajuster la fonction empirique suivante :

$$\tau_2 = \frac{a_{\tau_2}}{(M_{RZ} + b_{\tau_2}M_{SE})^3} \quad (1.25)$$

où a_{τ_2} et b_{τ_2} sont des constantes, supposées indépendantes de la topographie (pas d'intégration latérale).

1.4.4 Les fractions de surface

La distribution de l'humidité dans la zone racinaire au sein d'une maille est utilisée pour partager cette maille en trois fractions (figure 1.6, étape 3).

- Dans la fraction saturée A_{sat} , la zone racinaire est saturée : $\omega_{RZ} = 1$,
- dans la fraction stressée A_{wilt} , on a : $\omega_{RZ} < \omega_{wilt}$, où ω_{wilt} est le point de flétrissement,
- dans la fraction intermédiaire A_{tr} , on a : $\omega_{wilt} < \omega_{RZ} < 1$.

A chaque pas de temps, les surfaces des trois fractions sont déterminées en fonction de M_D et M_{RZ} . Ainsi, la fraction stressée augmente pendant les périodes sèches alors que la fraction saturée augmente en période humide.

Pour chaque fraction, le calcul des bilans d'eau et d'énergie est réalisé séparément en utilisant les paramétrisations SVAT du LSM Mosaic (Koster et Suarez, 1996). Dans la fraction A_{wilt} , la transpiration est bloquée et seule l'évaporation de sol nu est autorisée, ce qui signifie que le degré de saturation peut descendre sous le point de flétrissement. La limite absolue est fixée au point résiduel (ω_{res}). Dans la fraction A_{sat} et A_{tr} , la transpiration est calculée en fonction des paramètres de la végétation, mais l'humidité de la zone racinaire n'exerce pas d'influence sur la résistance stomatique. Enfin, les précipitations qui atteignent le sol sur la fraction A_{sat} sont directement converties en ruissellement de surface (voir paragraphe 1.4.5). Le découpage en trois fractions offre donc la possibilité de caractériser les processus de surface en fonction du régime hydrologique.

De ce point de vue, la variable M_{RZ} joue donc un rôle crucial car, en modulant la distribution de ω_{RZ} , elle entraîne une redéfinition immédiate des fractions. En l'occurrence, sur la figure 1.6, on a représenté l'effet d'une période d'évaporation (excès négatif) : M_{RZ} fait baisser A_{sat} alors que A_{wilt} augmente. Cette nouvelle répartition va donc réduire la transpiration. L'inverse se produit lorsque l'infiltration domine et tend à augmenter M_{RZ} (figure 1.7). M_{RZ} permet donc de représenter les rétroactions rapides de l'humidité du sol sur l'évaporation, ce qui explique pourquoi CLSM ne contient pas de paramétrisation de la résistance stomatique en fonction de l'humidité du sol. Cette résistance est soit nulle (pour A_{sat} et A_{tr}), soit infinie (A_{wilt}). Les rétroactions lente sont également permises par l'intermédiaire de M_D , qui entre en compte dans la distribution de ω_{RZ} .

Contrairement à M_{RZ} , la variable M_{SE} n'influence pas le calcul des fractions de surface et donc ne perturbe pas directement la transpiration. En revanche, M_{SE} module l'évaporation du sol nu, car la résistance du sol nu dans les trois fractions dépend de l'humidité de surface diagnostiquée à partir de M_D , M_{RZ} et M_{SE} . M_{SE} agit également sur le ruissellement de surface (paragraphe 1.4.5).

1.4.5 Ecoulements

L'écoulement total simulé par CLSM (runoff), noté Q , est composé d'un terme souterrain (Q_B) et d'un terme de surface (Q_S) :

$$Q = Q_B + Q_S \quad (1.26)$$

Le flux de base

Le terme souterrain est le flux de base de la nappe de TOPMODEL, dont l'équation est donnée par Beven et Kirkby (1979) :

$$Q_B = \frac{K_0}{\nu} \exp(-\bar{x} - \nu \bar{z}_D) \quad (1.27)$$

Une différence avec TOPMODEL réside dans le fait que Q_B est forcé de s'annuler lorsque la profondeur de la nappe dépasse la profondeur du sol. L'intérêt de ne pas considérer une profondeur infinie comme dans TOPMODEL est de pouvoir fermer le bilan d'eau dans le sol. Cependant, cette contrainte joue un rôle mineur puisque la conductivité hydraulique décroît rapidement avec la profondeur. On peut montrer que sous cette hypothèse, K_S a perdu 95% de sa valeur à la profondeur $z = 3/\nu$. Comme les valeurs de ν varient typiquement entre 1 et 10, le flux souterrain devient négligeable à des profondeurs compatibles avec les profondeurs de sol couramment utilisées pour les LSM.

Le ruissellement de surface

Le ruissellement de surface est lui-même composé de deux termes :

- un terme calculé sur le concept des aires contributives variables. Comme dans TOPMODEL, la distribution de la profondeur de la nappe permet de calculer ce flux directement :

$$Q_S = P_T A_{sat} \quad (1.28)$$

où P_T est la pluie au sol.

- un terme basé sur le concept de ruissellement par excès d’infiltration. En effet, l’infiltration est limitée par le volume disponible dans la couche de surface :

$$M_{SE} > M_{SE}^{max} \Rightarrow Q_S = P_T - (M_{SE}^{max} - M_{SE}) \quad (1.29)$$

$$Q_S = 0 \text{ sinon} \quad (1.30)$$

où M_{SE}^{max} est la valeur maximale de l’excès de surface, étant donnée la lame d’eau déjà présente dans la couche de surface et la porosité du sol.

1.4.6 Bilan d’énergie

Les paramétrisations du LSM Mosaic utilisées dans CLSM pour calculer le bilan d’énergie dérivent de celles du modèle SiB (Sellers *et al.*, 1986) et sont détaillées par Koster et Suarez (1996). Ces paramétrisations recouvrent la gamme des processus classiquement représentés dans les modèles SVAT (évaporation du sol nu, interception, transpiration, sublimation de la neige, bilan radiatif de surface, flux de chaleur dans le sol, flux de chaleur sensible). CLSM est également couplé au modèle de neige à trois couches de Lynch-Stieglitz (1994).

Les calculs du bilan d’énergie sont réalisés pour chacune des trois fractions, si bien que chaque fraction est caractérisée par sa propre température de surface. Cependant, la moyenne du flux de chaleur dans la première couche, pondérée par la surface de chaque fraction, est utilisée en entrée de la couche sous-jacente pour calculer de façon uniforme le flux de chaleur dans le sol (figure 1.8).

Le découpage du bassin en classes de végétation a été ajouté par Ducharne *et al.* (2007) pour mieux représenter les hétérogénéités de la végétation sur le bassin de la Seine. L’approche est la même que celle développée pour LSM Mosaic, avec huit classes. Les variables sur lesquelles s’appliquent les équations du modèle sont simplement désagrégées à chaque pas de temps en fonction de la surface respective de chaque classe de végétation présente sur la maille, et réagrégées à la fin du pas de temps. Ainsi, cette variabilité sous-maille additionnelle n’entre pas en conflit avec le fractionnement « hydrologique » de surface, qui est maintenu d’un pas de temps à l’autre.

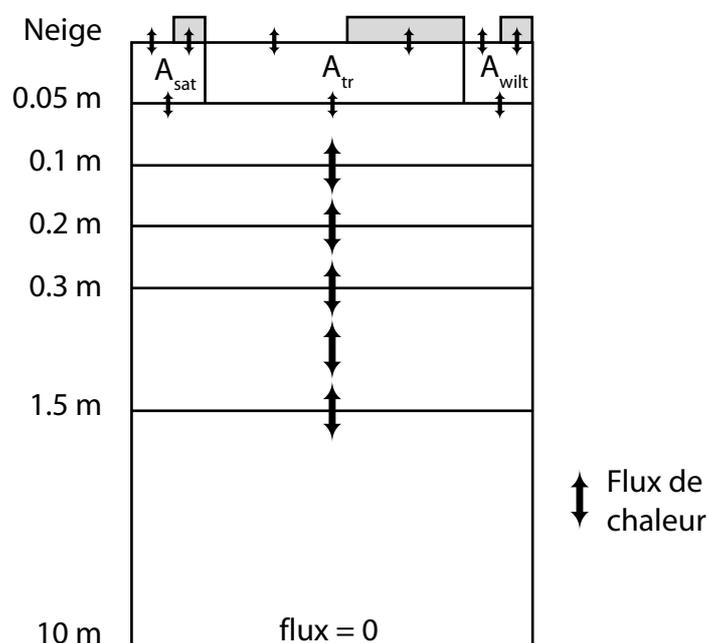


FIG. 1.8. Paramétrisation des flux de chaleur dans CLSM (d'après Koster *et al.*, 2000a).

1.4.7 Validation et applications

À l'origine, CLSM a été validé à l'aide des données PILPS sur le bassin de l'Arkansas-Red (Ducharne *et al.*, 2000). Depuis, le modèle a été évalué avec succès dans le cadre des projets PILPS (phase 2e, Nijssen *et al.*, 2003) et Rhône-AGG (Boone *et al.*, 2004), ainsi que dans le cadre d'une étude sur les ressources en eau dans le bassin de la Seine (Ducharne *et al.*, 2007). Récemment, Mahanama *et al.* (2008) ont validé CLSM avec les débits de plusieurs rivières au Sri Lanka.

La plupart des applications de CLSM concernent la modélisation de l'humidité du sol. CLSM est notamment utilisé dans le cadre du projet NSIPP (*NASA Seasonal-to-Interannual Prediction Project*) pour l'assimilation des données d'humidité du sol (voir par exemple les travaux de Walker et Houser, 2001; Reichle *et al.*, 2002). Mahanama et Koster (2003) ont appliqué CLSM à l'échelle planétaire et montré un plus fort effet mémoire dans la simulation de l'humidité du sol en comparaison avec le LSM Mosaic. De façon plus originale, McClelland *et al.* (2007) ont couplé CLSM à un modèle de transport en rivière pour estimer des flux de nitrates et de carbone organique dissous en Alaska.

1.5 Problématique(s)

Les LSM existent depuis quarante ans. Ils intègrent désormais une multitude de paramétrisations, en reflet de la complexité des processus qui gouvernent les échanges d'eau et d'énergie à la surface continentale. Nous avons vu que ces paramétrisations trouvent en grande partie leur motivation dans la modélisation du climat. Cependant, certains LSM sont devenus des outils si perfectionnés que leurs diagnostics sont utilisés au-delà de ce cadre initial d'application.

Cette sophistication a un prix. Rares sont ceux qui peuvent prétendre connaître de façon exhaustive un LSM de dernière génération, qui est souvent le fruit de plusieurs années de travail en équipe. Il faut renoncer, par exemple le temps d'un doctorat, à explorer intégralement un tel modèle dans ses moindre routines.

Pourtant, le travail de développement et de validation des LSM est loin d'être terminé. Ainsi, les expériences PILPS, GSWP, Rhône-AGG nous enseignent que les flux de surface calculés par les LSM divergent encore significativement (Wood *et al.*, 1998; Dirmeyer *et al.*, 1999; Boone *et al.*, 2004). De plus, l'impact anthropique sur le climat ou l'occupation des sols amènent de nouveaux défis en termes de modélisation de la surface continentale. Les préoccupations environnementales naissantes (estimer le bilan carbone d'une région, anticiper les effets du changement climatique sur les ressources en eau, etc.) poussent les LSM à jouer un rôle accru dans les disciplines des sciences de la Terre et de l'environnement.

Alors, comment procéder pour améliorer un LSM ? Les utilisateurs de GCM emploient souvent le terme d'« expérience numérique » (*numerical experiment*) pour désigner un test qui vise à établir la sensibilité du modèle à un forçage ou à un paramètre. Il est frappant de constater que cette approche s'inspire des science naturelles dont elle emprunte également la notion d'expérience témoin (*control experiment*). A l'instar des modèles de climat, doit-on considérer les LSM comme des objets de laboratoire dont on observe méthodiquement le comportement dans différentes conditions afin d'en comprendre le fonctionnement ? Quoi qu'il en soit, l'approche empirique, est une méthode nécessaire et féconde pour analyser les forces et les faiblesses d'un LSM dont on ne peut appréhender la totalité des équations. Dans le cas où l'on cherche à valider une nouvelle paramétrisation, cette méthode consiste à observer les effets causés par ce changement par rapport à une simulation de référence. Si le modèle réagit significativement, on peut supposer que le processus est effectivement important, mais cette conclusion ne peut être scellée sans

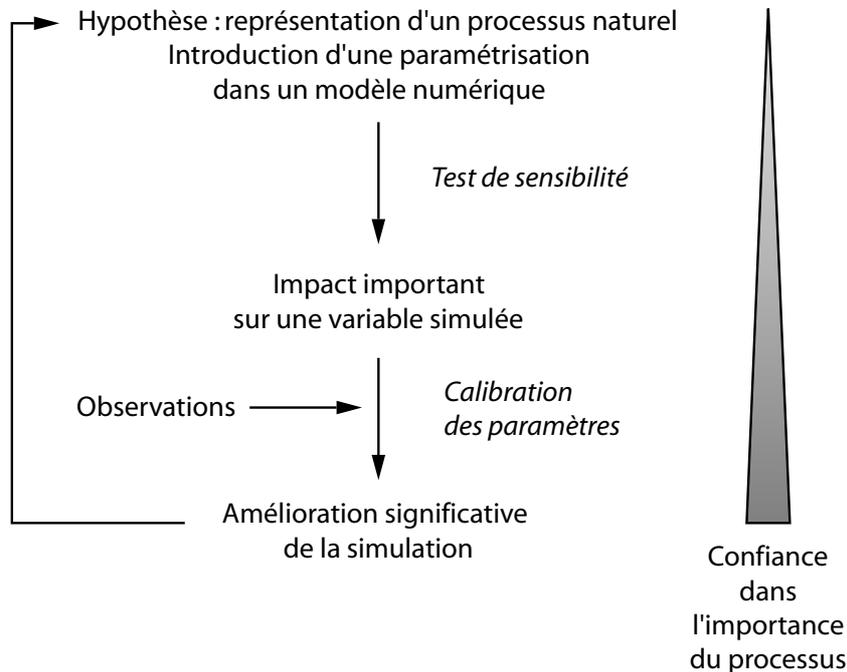


FIG. 1.9. Démarche pour l'étude d'un processus naturel dans un LSM.

la confrontation à des données in-situ (figure 1.5). C'est la démarche que nous avons adoptée.

Cette méthode est efficace à une condition : il faut être en mesure d'identifier les processus qui valent la peine d'être testés ou améliorés.

Ainsi, nous avons déjà insisté sur la conclusion de Koster et Milly (1997) selon laquelle les efforts consacrés à la paramétrisation de l'évaporation sont vains si le calcul des écoulements reste approximatif. Le modèle CLSM vise à dépasser cette limite à l'aide des concepts du modèle hydrologique TOPMODEL. En fait, CLSM tire partie des équations de TOPMODEL à la fois pour représenter la distribution latérale de l'humidité du sol et pour calculer les écoulements de surface et souterrains. En particulier, TOPMODEL permet d'intégrer une représentation simplifiée de la zone saturée dans CLSM. Néanmoins, les hypothèses derrière TOPMODEL sont assez restrictives et il n'est pas acquis que CLSM puisse être adapté à tous les contextes hydrogéologiques.

Le **chapitre 2** de cette thèse est consacré à cette question. Il s'inscrit dans la problématique générale de l'eau souterraine dans les LSM, qui a reçu un intérêt croissant au cours de ces dernières années (figure 1.10). L'intégration des aquifères dans les LSM est la suite logique d'une longue évolution initiée par Manabe (1969). Nous avons

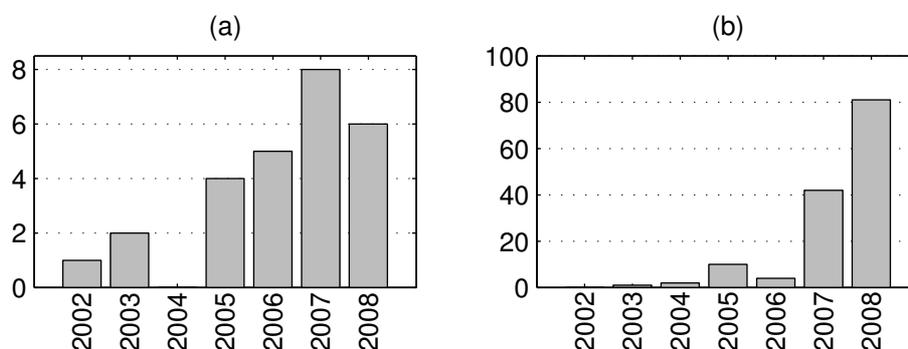


FIG. 1.10. Estimation du nombre d'articles par an consacrés à l'étude de l'eau souterraine dans les LSM et du nombre de citations associées. Ces graphiques sont le résultat de la requête `TS = ("land surface model") OR TS = ("land surface scheme") AND TS = (groundwater OR ("ground water"))` dans la base de données ISI Web of Science avec les options `Timespan = All Years` et `Databases = SCI-EXPANDED`. Note : la variable `TS` limite la recherche dans les champs correspondant au titre, au résumé et aux mots-clés (voir <http://apps.isiknowledge.com/>). (a) Nombre d'article publiés chaque année (26 au total), (b) nombre de citations chaque année.

vu que les rétroactions à longue échelle de temps entre le climat et la végétation n'ont été incorporées dans les LSM que récemment (paragraphe 1.2.2). De la même façon, les aquifères interagissent avec le cycle de l'eau continentale à des échelles de temps plus longues que celles classiquement représentées dans les LSM, qui sont souvent limités aux premiers mètres du sol. L'amortissement exercé par un aquifère sur les variations de stock d'eau continentale est bien illustré par la figure 1.11 qui représente la propagation d'une anomalie de précipitations dans le sol. Mahanama et Koster (2003) ont montré que la nappe de TOPMODEL permet à CLSM de mieux représenter cet effet mémoire qu'un modèle SVAT classique.

A travers l'application du modèle au bassin de la Somme (France), nous montrons les limites liées à l'utilisation de TOPMODEL pour représenter un aquifère régional profond du type de la nappe de la Craie. Quelle réponse pouvons-nous apporter à ce problème, l'objectif étant de simuler correctement le débit de la Somme? Cette étude permet aussi d'aborder les questions suivantes : comment représenter les aquifères profonds de manière parcimonieuse dans CLSM? Quel est l'impact d'une telle paramétrisation sur les flux d'eau simulés et sur le bilan d'énergie? En dehors du bassin de la Somme, quelle est la représentativité de la nappe de TOPMODEL?

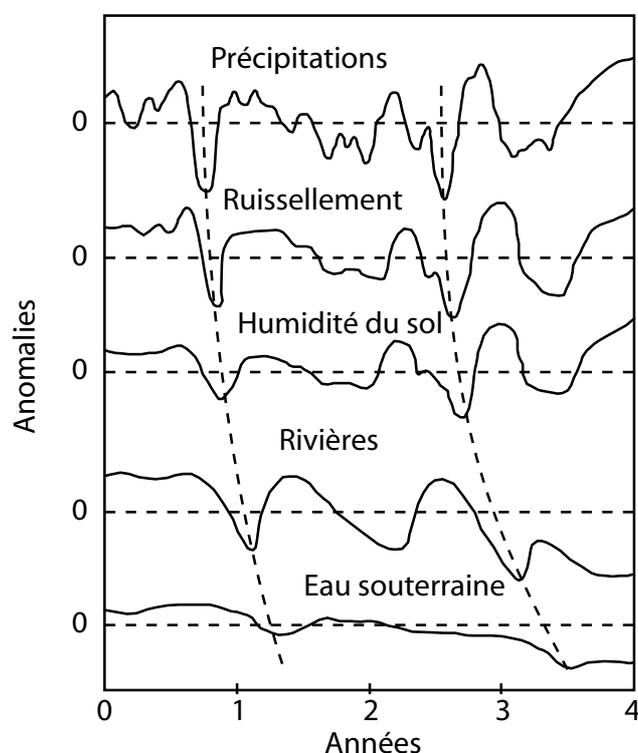


FIG. 1.11. Propagation d'une anomalie de précipitations dans le sol (d'après Entekhabi, 1996).

Dans le **chapitre 3**, les paramétrisations hydrologiques de CLSM sont examinées par la face opposée du millefeuille continental, à savoir les premiers centimètres de sol. La mise en place du modèle sur la moraine du glacier Zongo (5050 m, Bolivie) nous a conduit à identifier des variations significatives de l'albédo du sol nu liées aux variations d'humidité dans la couche superficielle du sol.

L'albédo est un paramètre fondamental de la modélisation climatique. On ne peut citer tous les auteurs qui soulignent l'importance de caractériser avec précision l'albédo de la surface continentale pour simuler les bilans d'eau et d'énergie, surtout dans un contexte où le bilan radiatif terrestre est l'objet de tant d'attentions et de débats (Charlson *et al.*, 2005). Dans la région d'Almeria en Espagne, l'extension des serres de plastique produit une baisse locale de la température de l'air, qui va à l'encontre d'une tendance générale au réchauffement observée dans toutes les provinces voisines (Campra *et al.*, 2008). Pour lutter contre le changement climatique justement, certains auteurs préconisent de sélectionner les espèces de céréales de façon à augmenter l'albédo des cultures (Ridgwell

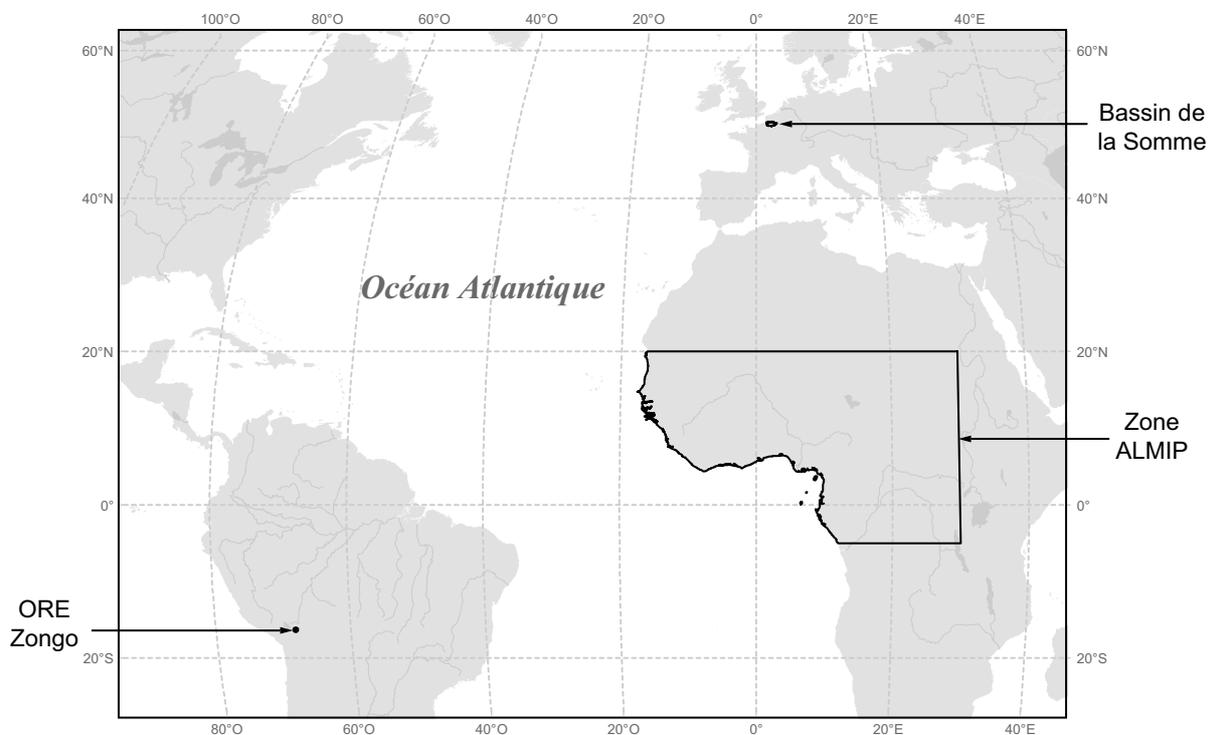


FIG. 1.12. Localisation des sites étudiés (ORE : Observatoire de recherche en environnement, installé sur la moraine du glacier Zongo).

et al., 2009)⁹. Ces exemples illustrent l'importance de connaître avec précision l'albédo des continents.

A l'échelle de la station météorologique installée sur la moraine du glacier Zongo, nous avons pu établir une relation empirique entre l'albédo de la moraine et le contenu en eau dans les cinq premiers centimètres du sol grâce à des mesures in-situ (chapitre 3.2). Ensuite, nous avons intégré cette relation dans CLSM afin de répondre à la question : quel est l'impact de la relation albédo-humidité du sol sur les flux d'énergie calculés à la surface de la moraine (chapitre 3.3) ? Pour cela, le prérequis est de bien simuler les variations absolues du contenu en eau dans la couche de surface. Peut-on utiliser CLSM dans une telle optique ? L'impact sur le bilan d'énergie est-il d'ampleur à perturber le runoff ? Cette dernière question présente un intérêt tout particulier pour la modélisation hydrologique des surfaces non-englacées du bassin versant du Zongo, et des bassins versants de haute-altitude en général.

⁹Loin de moi l'idée que cette solution, comme toutes celles qui relèvent de la géo-ingénierie en général, puisse être une réponse appropriée au changement climatique.

Le **chapitre 4** est dédiée à une application de CLSM à une toute autre échelle (figure 1.12). Le modèle a été mis en œuvre dans le cadre du projet de comparaison de LSM en Afrique de l'Ouest ALMIP (AMMA Land surface Model Intercomparison Project). Le domaine modélisé s'étend sur 50 ° de longitude et 25 ° de latitude. Il couvre une extrême variété de types de végétation, de sols et de conditions climatiques, depuis le Sahara jusqu'au Golfe de Guinée. Les forçages météorologiques ont bénéficié d'un effort particulier puisqu'ils intègrent des données récentes de télédétection. Nous avons réalisé cet exercice d'abord pour confronter CLSM avec des LSM de dernière génération, les résultats pouvant mettre à jour l'effet de ses spécificités. Pour l'instant les résultats sont en cours de comparaison. Cependant, la qualité des données mises à disposition fait également de ce domaine d'étude un terrain de jeu idéal (pour filer la métaphore naturaliste on pourrait presque parler de « paillasse »!) pour prolonger les réflexions entamées avec les applications précédentes. Ainsi, comme le chapitre 3.3 a mis en lumière l'importance du paramètre qui contrôle les flux d'eau dans les premiers centimètres du sol, nous avons examiné l'influence de ce paramètre à l'échelle de la zone ALMIP. Encore une fois, ce test n'est pas le fruit du hasard car plusieurs études ont déjà permis d'identifier le rôle crucial joué par la couche de surface dans la répartition des flux d'eau et de chaleur en milieu sahélien.

Une question qui sous-tend ces trois applications est la capacité d'un modèle de surface à représenter des processus à des échelles de temps et d'espace contrastées. Cette aptitude est un atout considérable pour mieux appréhender les interactions complexes qui gouvernent les échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents, et elle sera discutée en conclusion, avant d'aborder les perspectives ouvertes à l'issue de cette thèse.

Chapitre 2

Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France)

Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Carli, M., Habets, F. (2009)
Journal of Hydrology, 368 :105–116, doi :10.1016/j.jhydrol.2009.01.039

Résumé

Adaptation de CLSM au contexte hydrogéologique du bassin de la Somme

Si les nappes souterraines ont longtemps été négligées dans les LSM, elles constituent aujourd'hui une voie de recherche en plein essor. En effet, il est désormais acquis que la simulation du runoff est une des clés pour améliorer les LSM, et de plus en plus d'études utilisent un LSM pour simuler le débit des rivières (paragraphe 1.3.1). Dans de nombreux cas, les utilisateurs de LSM ne peuvent plus faire l'impasse sur la représentation d'une nappe souterraine. Les approches exposées dans la littérature varient du simple réservoir de routage (Milly et Shmakin, 2002; Ngo-Duc *et al.*, 2007) à la résolution explicite de l'équation de la diffusivité (Habets *et al.*, 1999; Gutowski *et al.*, 2002; Maxwell et Miller, 2005; Maxwell et Kollet, 2008). Ces dernières études sont forcément limitées à des applications régionales, car elles requièrent un long travail de mise en place du modèle hydrogéologique. Dans tous les cas, le réservoir souterrain est couplé avec les équations du bilan d'eau et d'énergie en surface.

Une approche originale pour représenter la zone saturée est d'utiliser le modèle hydrologique TOPMODEL (Famiglietti et Wood, 1994). C'est cette approche qui est à la base du modèle CLSM (paragraphe 1.4). TOPMODEL définit une nappe conceptuelle dont la pente est parallèle à la surface topographique. Cette hypothèse est assez restrictive et s'applique bien aux nappes perchées peu profondes. En particulier, elle

ne s'applique pas aux vastes aquifères régionaux, dont la réponse aux précipitations est lente et peut s'étaler sur plusieurs années.

Le bassin de la Somme est particulièrement marqué par l'influence d'un aquifère de ce type. La nappe de la Craie contribue à plus de 80% au débit de la Somme (Amraoui *et al.*, 2002), y compris en période de crue. Si le bassin a été frappé par des inondations d'une durée exceptionnelle en 2001, c'est bien à cause de l'influence considérable qu'exerce la nappe de la Craie sur le cycle de l'eau à l'échelle régionale.

Le modèle CLSM a été mis en place sur le bassin de la Somme à l'échelle du bassin contributif d'Abbeville (une seule maille), forcé par 18 années de données horaires SAFRAN de Météo-France agrégées (Durand *et al.*, 1993; Quintana-Seguí *et al.*, 2008). Les paramètres de sol et de végétation sont tirés de la base ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003). Dans sa configuration originale, CLSM est incapable de simuler le débit de la Somme mesuré à Abbeville, quels que soient les paramètres testés.

Ce travail à l'échelle du bassin versant fait suite aux résultats précédemment obtenus à des résolutions spatiales plus fines (maillage 8×8 km² et découpage en sous-bassins), qui ont amené à la même conclusion, à savoir l'insuffisance de la nappe de TOPMODEL dans un tel contexte hydrogéologique (Carli, 2005).

Pour résoudre ce problème, nous proposons d'introduire un compartiment supplémentaire (LR) représentant le stockage profond sous la nappe de TOPMODEL. Le réservoir reçoit de l'eau qui transite par la nappe de TOPMODEL, mais les remontées verticales de LR vers la surface ne sont pas permises. L'ajout de ce réservoir, paramétrisé par une loi linéaire de vidange, entraîne une amélioration significative des performances du modèle vis-à-vis du débit journalier mesuré à Abbeville. Les étiages et les pics de crue sont mieux simulés.

Cette nouvelle paramétrisation modifie nettement les trajets empruntés par l'eau dans le modèle. En revanche, l'impact sur le bilan d'énergie est faible. On montre que CLSM reproduisait déjà très bien les températures du sol mesurées entre 2001 et 2003, avant l'implémentation de LR. Ce faible impact est lié aux conditions

climatiques relativement humides qui font que l'évaporation n'est généralement pas limitée par l'eau, mais par l'énergie disponible.

Nous avons réalisé un grand nombre de simulations pour étudier la sensibilité des paramètres qui gouvernent les écoulements. La constante de vidange du réservoir LR qui donne les meilleures simulations est 700 jours, ce qui confirme le fort amortissement produit par l'aquifère. De plus, cette analyse montre que parmi les trois nouveaux paramètres introduits, il est surtout important d'en calibrer deux, ce qui fait du réservoir LR une paramétrisation facile à transférer vers d'autres bassins.

En conclusion, nous essayons justement d'évaluer le champ d'application d'une telle paramétrisation grâce aux données piézométriques collectées sur tout le territoire des Etats-Unis. Ces données indiquent que dans 66% des cas, la profondeur moyenne de la nappe est supérieure à 5 m. Cela suggère que la nappe est souvent découplée de la surface et que la conception d'une zone saturée qui rétroagit sur l'humidité du sol n'est pas toujours justifiée (voir aussi la figure 2.9 complémentaire incluse à la fin de l'article).

Abstract

The groundwater flow in Land Surface Models (LSMs) is receiving increasing attention, and different groups have recognised the need for an improved representation of the saturated zone. For example, the hydrological model TOPMODEL is now included in several LSMs, which allows the simulation of a shallow water table. In this article, we present an adaptation of the Catchment Land Surface Model (CLSM), which is an LSM using the concepts of TOPMODEL to generate runoff and soil moisture patterns, to the Somme River basin located in northern France. This catchment is heavily influenced by the deep groundwater flow in the Chalk aquifer, and groundwater storage exerts a strong buffering effect on the streamflow. However, the TOPMODEL shallow water table is not adapted to store water over long timescales. To account for this process, we propose the implementation of an additional linear storage reservoir (LR). Using 18 years of meteorological and streamflow data, we demonstrate that this parameterisation considerably improves the discharge simulation performance. In particular, it allows the maintenance of low flows and the reduction of overestimated peak flows that were generated by CLSM without this reservoir. Many simulations with different parameter combinations are analysed to investigate the parameter sensitivities. The impact of the LR on the energy budget is assessed using soil temperature data.

We conclude that the new LR parameterisation contributes to a better representation of water transfers in an LSM that enables a groundwater-fed catchment to be modelled for impact studies such as those of climate change.

2.1 Introduction

Land surface models (LSMs) were first introduced in atmospheric general circulation models (GCMs) to generate water and energy fluxes to the atmosphere. The two budgets are coupled by the latent heat flux. However, the water budget within the terrestrial water cycle implies that improvements in the computation of evaporation are limited if the runoff generation mechanisms are not properly represented. For example, Koster et Milly (1997) showed in a pioneering work that the runoff formulation controls evaporation rates as much as the evaporation formulation.

Moreover, it is important for LSMs to generate realistic runoff rates as a means for validation, due to the wealth of river flow data, whereas other hydrological variables such as soil moisture or evaporation are still poorly known.

An additional motivation to improve the description of the hydrological cycle in LSMs stems from the fact that LSMs have recently emerged as independent tools to investigate the impact of climate change on water resources. Indeed, LSMs can be directly coupled with GCMs or used off-line using climate simulation outputs.

It is therefore critical that LSMs correctly simulate the present-day hydrology and its variability across a wide range of timescales – up to decadal and even centennial timescales.

Total runoff, gathered in the river network into streamflow, is composed of two terms: surface runoff and subsurface flow. Since the first attempts to compute subsurface flow in LSMs (Sellers *et al.*, 1986; Abramopoulos *et al.*, 1988; Wood *et al.*, 1992; Dickinson *et al.*, 1993; Ducharme *et al.*, 1998), several groups have recognised the need to improve the groundwater representation because it controls the slow component of river discharge and the low flows. Some authors have chosen to delay water by means of a non-saturated zone parameterisation, e.g., by introducing a multi-layered soil (de Rosnay *et al.*, 2000) or an exponential profile of hydraulic conductivity with soil depth (Decharme *et al.*, 2006). The development of saturated zone parameterisations is a complementary way to improve runoff by an explicit baseflow contribution. It has the second advantage that the generated water table can be used to compute the soil moisture profile and control the soil moisture patterns at the surface.

To this end, one commonly used method consists of coupling a soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) model with the hydrological model TOPography-based

MODEL proposed by Beven et Kirkby (1979). TOPMODEL was originally a rainfall-runoff model that has been widely used for streamflow forecasting, based on a representation of a water table. It provides an objective way to parameterise first-order controls on soil moisture patterns and runoff from topographic information. This is probably one of the reasons why it has been successfully applied to various hydrological applications, sometimes beyond the strict model assumptions. This trend has been enhanced by the increasing availability of high resolution digital elevation models (DEM).

Famiglietti et Wood (1994) were the first to include the TOPMODEL equations in an LSM. This work inspired Koster *et al.* (2000a) and Ducharne *et al.* (2000) who presented the Catchment Land Surface Model (CLSM) in which TOPMODEL is coupled with parameterisations of the surface energy and water fluxes from the Mosaic LSM (Koster et Suarez (1996) see paragraph 2.3). The TOPMODEL approach has also been implemented in several other LSMs (Peters-Lidard *et al.*, 1997; Chen et Kumar, 2001; Seuffert *et al.*, 2002; Gedney et Cox, 2003; Niu *et al.*, 2007).

One of the main limitations of TOPMODEL, however, is that the simulated water table is not appropriate to represent aquifer storage over long timescales. In fact, TOPMODEL is designed for basins with shallow water tables. To account for slow groundwater recession, Walko *et al.* (2000) proposed to keep the TOPMODEL water table but introduced a timescale over which lateral groundwater redistribution occurs, whereas in the original version of TOPMODEL the steady-state water table distribution is applied instantaneously at each time step.

However, TOPMODEL is not the only way to account for groundwater flow. Yeh et Eltahir (2005) incorporated water table dynamics into a land surface scheme using a lumped groundwater model representing a regional unconfined aquifer as a nonlinear reservoir. Abramopoulos *et al.* (1988), and more recently Liang *et al.* (2003) and Miguez-Macho *et al.* (2007) do not use TOPMODEL parameterisations and explicitly represent the water table in the 1-D soil column in continuity with the non-saturated zone.

More sophisticated approaches without TOPMODEL are currently limited to regional-scale models and require a good knowledge of the geological structure. For example, Habets *et al.* (1999) combined an LSM with a 2-D groundwater model to assess the water budget of the Rhone River basin (France). The groundwater physics are explicitly represented in three dimensions and coupled to the surface water balance in Gutowski *et al.* (2002) and applied to a pure grassland area in the central United States. More recently, Maxwell et Miller (2005) and Maxwell et Kollet (2008) coupled

the Common Land Model and a variably saturated groundwater model (ParFlow). The resulting model was applied to a case study in the north-west Russia and another in the southern Great Plains, USA.

In this article, we show the application of the CLSM to the Somme River catchment (France), which is in many respects outside of the usual TOPMODEL framework. The Somme River is fed by the Chalk aquifer, which is a deep and thick aquifer in north-western Europe. Using a deterministic groundwater flow model, Pointet *et al.* (2003) showed that the total groundwater contribution to the river flow is close to 100 % in low water periods and remains at a significant level, i.e. not less than 80 %, even at flood time (see paragraph 2.2). The aim of this article is to show the adaptation of the CLSM to this hydrogeological setting and its evaluation. The Somme River catchment is briefly presented in section 2.2. The model adaptation is explained in detail in section 2.3. Results and parameter sensitivities are analysed in section 2.4. In our conclusion (section 2.5), we discuss the modelling approach.

2.2 The Somme River catchment

The Somme is a river in Picardy, northern France. Streamflow has been measured hourly since 1963 at Abbeville, located a few kilometres upstream from the outlet in the English Channel. Mean discharge from 1963 to 2005 is 34.90 m³/s for a contributing catchment area of 5566 km². The mean monthly discharges are close to the mean annual discharges, ranging between 26.80 m³/s in September and 42.40 m³/s in February, indicating a buffering effect of the groundwater system. The local climate is mild maritime. Mean annual values of precipitation and potential evapotranspiration are very close (approximately 800 mm/year), but the rainfall maximum is observed in December whereas the maximum potential evapotranspiration is in August. The catchment surface is mainly covered by agricultural land.

The topography is rather flat, ranging between 1 and 330 m, but steep slopes separate the valley bottoms from the plateaus (Figure 2.1). This morphology is typical of the regional geological setting with large sedimentary formations organised in tabular landscapes. The main hydrogeological feature is the widespread Chalk aquifer (Upper Cretaceous) which feeds the Somme River. The thickness of this unconfined aquifer varies between 20 and 200 m. The water table depth averages 40 m, but, due to geomorphology, the thickness of the unsaturated zone varies significantly, from 1 m in the

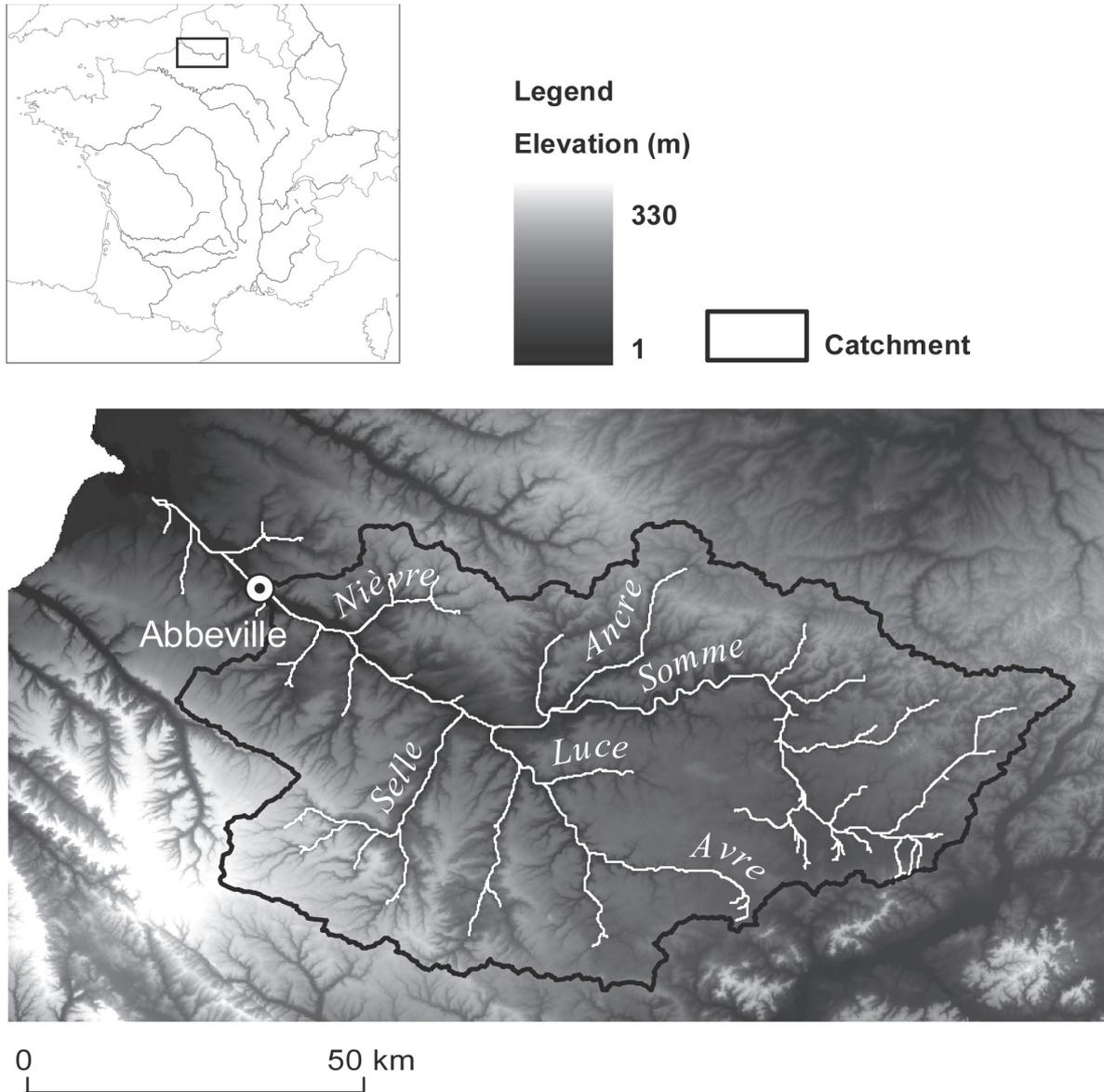


Figure 2.1. Location of the Somme River catchment and topography from a digital elevation model (75-m). White lines show the stream network.

wet valleys to more than 50 m under the plateaus (Amraoui *et al.*, 2002). Rivers fed by chalk aquifers are common in northern Europe, including southern England, France and Belgium. They all exhibit similar hydrographs with low flows in the summer, close to the mean annual discharge, and smooth peak flows.

The flood of the Somme River in 2001 was exceptional by its duration: it affected several towns (108 municipalities including Abbeville) for two months. Deneux et Martin (2001) reported that 1100 people were evacuated and estimated the cost of the damages at 100 million Euros. The flood has been attributed to the fast rise of the water table, which was already particularly high due to significant precipitation during the preceding months (Hubert, 2001).

Several studies were conducted after the flood in order to (i) understand the physical processes involved in the flood (Pointet *et al.*, 2003), (ii) build a forecast model to better prevent flood events (Pointet *et al.*, 2003; Negrel et Petelet-Giraud, 2005), and (iii) investigate the dependence of the flood probability on the climate (Pinault *et al.*, 2005). All of these studies agree on the fact that the flood was groundwater-induced and they emphasise the role of the Chalk aquifer in the regional hydrological system. However, the hydrological processes responsible for the flood in 2001 are still discussed. In particular, there is no consensus about the role of the unsaturated zone in the groundwater dynamics. An important contribution to the debate is the work of Habets *et al.* (2009) based on an intercomparison of four different models of the Somme River catchment. Hydrometeorological and hydrogeological models were compared to identify the key processes that must be represented to simulate the Somme River discharge and the flood in 2001. The present study forms part of this project, as the CLSM is one of the two hydrometeorological models. Habets *et al.* (2009) showed that the overflow is restricted to the major bed in the bottom of the valleys and that it occurs almost every year in these areas, implying that the main factor driving the flood is not the extent or the location of overflowing areas, but the quantity of water supplied to these areas by the aquifer.

2.3 Model description

The CLSM uses TOPMODEL to account for the influence of topography on soil moisture and to generate runoff (Koster *et al.*, 2000a). It has been validated in the Arkansas-Red River catchment (Ducharne *et al.*, 2000) and in the Seine River basin, where it has been

used as a tool to assess the impact of climate change on hydrological regimes and water resources (Ducharne *et al.*, 2007).

2.3.1 Soil moisture

The domain simulated by the CLSM is discretised into unit hydrological catchments, which all include a water table defined under the same assumptions as in TOPMODEL:

- The saturated hydraulic conductivity decreases exponentially with depth z ($z = 0$ at the surface and is positive underground):

$$K_S(z) = K_0 \exp(-\nu z) \quad (2.1)$$

where K_0 is $K_S(z = 0)$, i.e., the saturated hydraulic conductivity at the soil surface. ν characterises the decay of the saturated hydraulic conductivity with depth. Both parameters are taken as constant in a unit catchment.

- At all time steps, the water table distribution results from a steady state under the uniform recharge rate of the time step.
- The hydraulic gradients are approximated by the topographic gradients.

These assumptions allow us to use the distribution of the topographic index to derive, at each 20-minute timestep of the model, a spatial distribution of the water table depth from only the mean water table depth \bar{z} (Ducharne *et al.*, 2000). The topographic index is formulated as $x = \ln(a/\tan\beta)$, where a is the upslope contributing area per unit contour length and $\tan\beta$ is the local topographic gradient (Beven et Kirkby, 1979) calculated from a DEM of the watershed.

The distribution of the water table depth is used to calculate the “catchment deficit”, M_D , defined as the average amount of water per unit area that would have to be added to saturate all of the catchment, assuming that the vertical moisture profile in the unsaturated zone results from hydrostatic equilibrium. This is computed by lateral integration of the local equilibrium profiles. M_D is the main prognostic variable of the CLSM and is related to \bar{z} by a one-to-one relationship.

Two additional prognostic variables allow us to account for non-equilibrium conditions. These bulk prognostic variables, the “root zone excess” M_{RZ} and the “surface excess” M_{SE} define the average amount per unit area by which the moisture, in the root

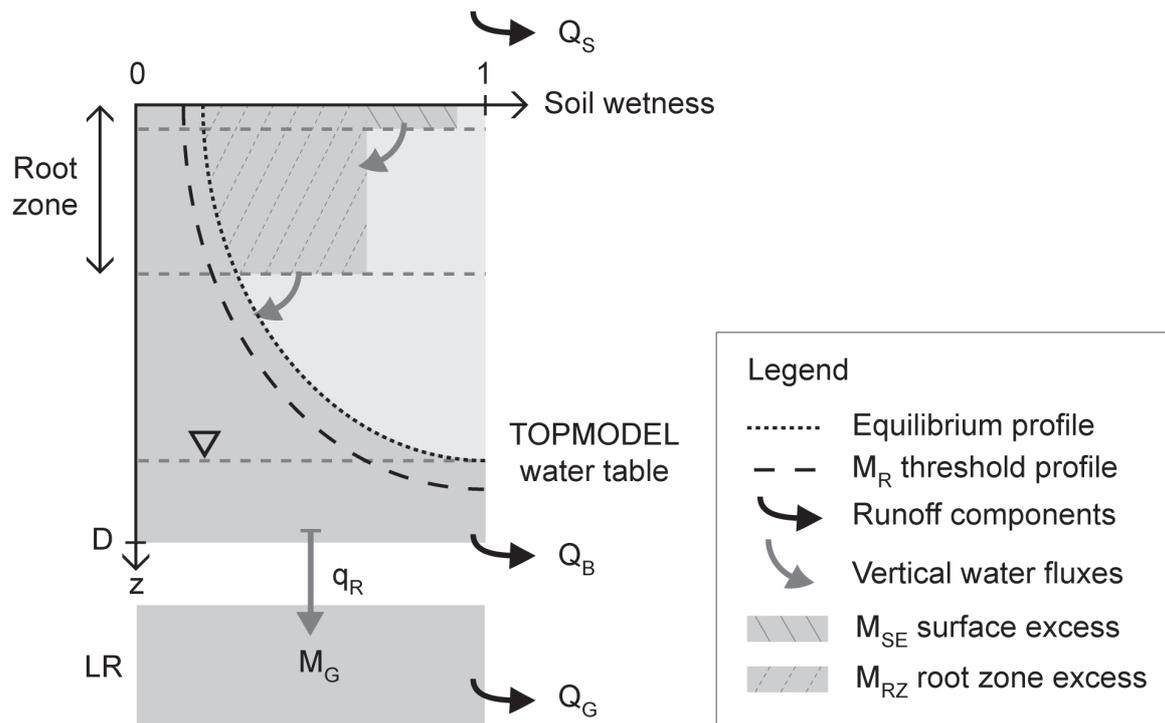


Figure 2.2. Soil moisture profile in the CLSM-LR and water fluxes. z is the depth coordinate, and D is the total depth of the soil layer connected with the surface. The catchment deficit corresponds to the area above the equilibrium profile. Here, the surface and root zone excesses that modify the equilibrium profile are positive, illustrating the case of a storm. The vertical water fluxes bring the total system closer to equilibrium conditions and can be positive or negative. Note that the sketch shows only the vertical representation of these variables, which are actually integrated laterally over the whole catchment using the topographic index distribution (see paragraph 2.3). The recharge flow q_R toward LR is uniform, always positive and occurs only if the catchment deficit is lower than M_G . The flux Q_G from the linear reservoir LR is added to the original runoff components, i.e., the surface runoff (Q_S) and baseflow from the TOPMODEL saturated zone (Q_B).

zone and the top 2 cm respectively, is different from the value implied by the equilibrium profile. These excess variables are typically positive after a storm, and negative after a dry spell (Figure 2.2). The vertical water fluxes between the above three moisture variables are computed based on the Richards equation and can be downward or upward. These fluxes act to reduce the excesses, thus bringing the vertical moisture profile closer to the equilibrium profile.

Combining the bulk moisture in the root zone with the topographic information allows us to partition the catchment into three fractions, each with a different root zone moisture status (saturated, stressed, intermediate) and therefore a different parameterisation of runoff and evapotranspiration.

At each time step the water and energy budgets (transpiration, bare soil evaporation, interception, snow cover evolution) are solved independently in each areal fraction according to the classical SVAT parameterisations, mostly taken from the Mosaic LSM (Koster et Suarez, 1996). Then, the catchment deficit, the excess variables, and thus the associated mean water table depth and areal partitioning, are updated.

2.3.2 Runoff formulation

Originally, the total runoff Q simulated by the CLSM was the sum of two components, as in most versions of TOPMODEL: the subsurface downslope flow (TOPMODEL's baseflow), Q_B , and the surface runoff, Q_S .

The latter includes two terms, the saturation-excess overland flow and the infiltration-excess overland flow. The saturation-excess overland flow is estimated in the CLSM as in TOPMODEL using the concept of the variable contributing area, which is given by the saturated fraction denoted A_{sat} :

$$Q_S = P_T A_{sat} \quad (2.2)$$

where P_T is the throughfall. The infiltration-excess overland flow is also described in the CLSM. This parameterisation is not included in the original version of TOPMODEL, but it can be found in subsequent versions, and it depends on the surface excess moisture:

$$P_T - Q_S > M_{SE}^{max} - M_{SE} \Rightarrow Q_S = P_T - (M_{SE}^{max} - M_{SE}) \quad (2.3)$$

where M_{SE}^{max} is the maximum possible surface excess, given the soil moisture in the top soil layer and the soil properties.

The subsurface flow in the CLSM is equivalent to TOPMODEL's "baseflow" (Beven et Kirkby, 1979):

$$Q_B = \frac{K_0}{\nu} \exp(-\bar{x} - \nu\bar{z}) \quad (2.4)$$

where \bar{x} is the mean value of topographic index in the catchment unit. Unlike TOPMODEL, the CLSM defines an active soil depth (D), and ensures that the mean water table depth is not lower than that depth. In particular, the baseflow is shut off when the catchment deficit exceeds the catchment deficit corresponding to the soil depth (M_D^B):

$$M_D \geq M_D^B \Rightarrow Q_B = 0 \quad (2.5)$$

2.3.3 Introducing a groundwater reservoir in the CLSM

The subsurface runoff described above is limited by TOPMODEL's framework. As mentioned above, only a shallow water table is represented with hydraulic gradients equal to the surface slopes. Such a water table is not comparable to a thick aquifer that has a lower hydraulic gradient, resulting in a slower Darcy's velocity and a longer response time to recharge events. Another important difference is that a large aquifer can store a larger water volume and thereby have a higher potential to delay infiltrated water.

We therefore introduced an additional term Q_G into the CLSM to account for groundwater storage in a deep aquifer. The total runoff simulated by the new version of the CLSM is now composed of three terms:

$$Q = Q_S + Q_B + Q_G \quad (2.6)$$

The deep component Q_G is generated from an additional water reservoir (hereafter referred to as LR for Linear Reservoir, see Figure 2.2). In contrast to the TOPMODEL water table, LR has no spatial variability and does not exert control on the surface, as

the flux q_R that recharges it from the soil layer is always downward:

$$\begin{cases} M_D < M_G \Rightarrow q_R = (M_G - M_D)dt/\tau_R \\ M_D \geq M_G \Rightarrow q_R = 0 \end{cases} \quad (2.7)$$

The timescale τ_R controls the rate of recharge when it occurs. The threshold M_G defines the maximum deficit up to which recharge is allowed. In more classical terms, recharge only occurs when the catchment moisture is above a threshold related to M_G , i.e., when the catchment is sufficiently wet. In the present study we chose to define M_G as a function of M_D^B (Equation 2.5):

$$M_G = \alpha M_D^B \quad (2.8)$$

where α is a calibration parameter.

Recharge flow toward LR is uniformly removed from the soil layer (or added to the catchment deficit), in agreement with TOPMODEL's assumptions:

$$M_D = M_D + q_R \quad (2.9)$$

$$S_G = S_G + q_R \quad (2.10)$$

The outflow from LR is computed using a linear storage-discharge relationship. For each time step dt :

$$Q_G = S_G \frac{dt}{\tau_G} \quad (2.11)$$

where S_G is the amount of water (in mm) into LR.

Thus, for a given water level, the groundwater discharge is controlled by a single parameter, the timescale τ_G , which is specific to the catchment and should typically have values between a few tens of days up to a couple of years. Ngo-Duc *et al.* (2007) used a similar linear store in the ORCHIDEE LSM to account for groundwater storage in the runoff routing scheme, but they do not compute a water table. Milly et Shmakin (2002) included a linear store in the LaD LSM, but it routes the total river discharge (except for glaciated cells), and not only the groundwater flow. More recently, Tague *et al.* (2008) also used a linear store to represent the groundwater flow in basalt-dominated watersheds. In addition, the authors define a parameter similar to τ_R to compute the

percentage of effective rainfall that infiltrates directly to the groundwater store as bypass flow.

Chapman (1999) demonstrated from a theoretical point of view that the very simple parameterisation chosen for the LR reservoir is suitable to represent first-order groundwater storage. This author notes about Equation 2.11 that it “can be derived from the equation for one-dimensional flow in a confined aquifer, and it may also be regarded as a reasonable approximation for unconfined flow when the underlying impermeable layer is well below the stream bed, resulting in little spatial variation of flow depth.” Furthermore, Fenicia *et al.* (2006) showed, by the statistical study of several basins, that among different types of storage-discharge relationships, a linear reservoir best describes the observed groundwater behaviour.

The resulting scheme is constrained in the CLSM by three parameters (M_G, τ_R, τ_G) and represents transfer and storage in both in the deep unsaturated and saturated zones. M_G and τ_R control the recharge of LR through the unsaturated zone and τ_G controls the transfer and storage in the deep saturated zone. The value of these parameters is discussed below, in light of their influence on the simulated runoff.

2.4 Modelling results

2.4.1 Data

The Somme River catchment is considered to be sufficiently homogeneous and small to be represented by only one unit catchment. We use the surface topography to define the catchment area. Hydrogeological studies have shown that the groundwater divide coincides well with the surface water divide (Amraoui *et al.*, 2002).

The simulation period is 1985-2003. The meteorological data were aggregated by weighted means to the catchment space from the 8-km grid SAFRAN analysis (Quintana-Seguí *et al.*, 2008) with a 1-hour time resolution. As a classical LSM, the CLSM takes as input data eight meteorological variables (air temperature, air humidity, incoming longwave and shortwave radiations, wind speed, rainfall, snowfall, and surface pressure). The vegetation and soil parameters are derived from the ECOCLIMAP 1-km dataset (Masson *et al.*, 2003) and adapted to the Mosaic vegetation classes. Only two classes of vegetation were found to be significant over the Somme catchment: “broadleaf deciduous

Variable	Units	Value
D	m	2.00
D_{RZ}	m	1.50
K_{SC}	$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	3E-4
ν	m^{-1}	2.17
b	-	6.98
ψ_S	m	-0.52
ω_{wilt}	m^3/m^3	0.45

Table 2.1. Default soil parameters for the Somme River catchment. Only K_{SC} , D and ν are calibrated. D_{RZ} : root zone depth, b : b parameter from Clapp et Hornberger (1978), ψ_S : soil matrix potential at saturation, ω_{wilt} : wilting point.

trees” and “grassland”, the latter representing both cropland and grassland (96 % of the catchment area). Soil parameters were deduced from Cosby *et al.* (1984) for the governing texture class, namely, silty loam (Table 2.1). Cosby *et al.* (1984) reported values of saturated hydraulic conductivity for compacted soils. We thus compute K_0 (model input for Equation 2.4) from the compacted soil value (denoted K_{SC}), assuming that the authors reported saturated hydraulic conductivity for compacted soil at a depth of 2.17 m, following Stieglitz *et al.* (1997), given the exponential decrease of the saturated hydraulic conductivity with depth:

$$K_0 = K_{SC} / \exp(-\nu \times 2.17) \quad (2.12)$$

In the next section, K_{SC} , ν and the soil depth D are considered as calibration parameters. The saturated hydraulic conductivity and the decay parameter ν are usually calibrated in TOPMODEL applications, particularly in the case of large watersheds (Saulnier *et al.*, 1997). We think that it is also reasonable to consider the soil depth as a calibration parameter, since the soil depth is actually poorly known, in contrast to the root zone depth, which is constrained by the vegetation cover.

The topographic index distribution is calculated from a 75-m digital elevation model (DEM) of the catchment. Flat pixels are widespread in the Somme catchment DEM (especially at the top of the plateaus). If the local slope calculated from the DEM is zero, it is replaced with a random value between 0.0001 and 0.002. We choose to use random values instead of a fixed value as the latter would induce an artificial mode of high topographic index (Carli, 2005).

Parameter	Units	Value							
D	m	2	2.6	3	3.4	4	10		
K_{SC}	m.s ⁻¹	3E-7	3E-6	1E-4	3E-4	3E-3	1E-2	3E-2	
ν	m ⁻¹	1	1.8	2	3	3.26	4	5	6
α	-	0.5	0.9	1	2				
τ_R	s	1.2E3	1.2E4	1.2E5					
τ_G	days	122	700	800	1533				

Table 2.2. Parameter values tested for the CLSM with and without LR. The parameters α , τ_R and τ_G refer only to the CLSM-LR. The parameters D , K_{SC} , and ν that were tested for both version are in bold.

Finally, observed daily streamflow data are taken from the *Banque Hydro* website (DIREN Picardie / HYDRO-MEDD/DE, 2007).

2.4.2 Calibration of the CLSM without LR

The calibration is performed by comparing the Somme River discharge measured at Abbeville (outlet) and the total runoff simulated by CLSM over the upstream catchment. Since no routing procedure is included in the CLSM, the performance is evaluated on 10-days averages with the Nash-Sutcliffe coefficient (N). Before implementing the linear reservoir (LR), we performed numerous simulations to find an optimal parameter set, first manually and then automatically (Table 2.2). We found that it was difficult – presumably impossible – to achieve satisfactory simulated discharge with the original version of the CLSM. As a demonstration we present here the results of an automatic calibration. Note that this method differs from optimisation as parameters were arbitrarily chosen within the expected range of plausible values and all of the resulting parameter combinations were tested.

The range of the parameters was decided a priori. For the saturated hydraulic conductivity, Saulnier *et al.* (1997) and Elsenbeer *et al.* (1992) report values that can be increased by several orders of magnitude from the local scale value. In this study, the range of tested values of K_{SC} extends from 3E-7 to 3E-2 m/s. Concerning the ν parameter, numerous values can be found in the literature. For example, ν ranges between 2.54 and 28.57 m⁻¹ in Ambroise *et al.* (1996) who applied TOPMODEL to the small

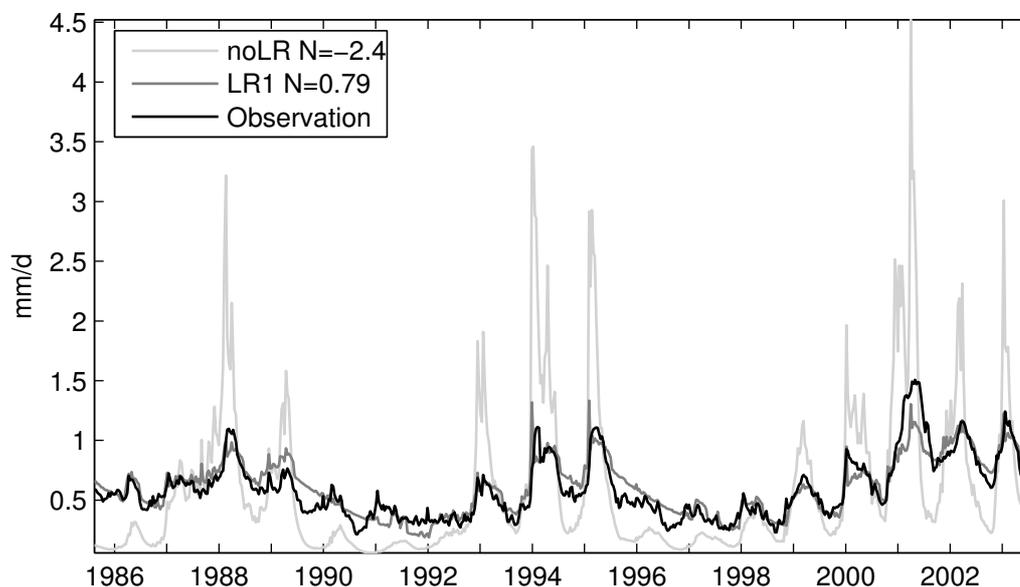


Figure 2.3. Comparison between observed and simulated discharges (10-day averages in mm/d) at the outlet of the Somme watershed (Abbeville): from August 1985 to July 2003. Simulated discharge is approximated by the spatial mean of runoff over 10 days as the CLSM does not account for the routing of runoff into streamflow. The simulations LR1 and noLR are the best simulations according to the Nash-Sutcliffe efficiencies (N) with and without LR respectively.

Ringelbach catchment (36 ha). For larger catchments, e.g., the Sleepers River catchment (Vermont, USA), Wolock et McCabe (1995) used values of ν ranging between 3.3 and 7.2 m^{-1} , whereas Stieglitz *et al.* (1997) took $\nu=3.26 \text{ m}^{-1}$. This value was used in the first application of the CLSM (Ducharne *et al.*, 2000), for which another common value is $\nu=2.17 \text{ m}^{-1}$, as in the Global Soil Wetness Project simulations (Guo et Dirmeyer, 2006, R. D. Koster, personal communication). For the parameter D , the value from the ECOCLIMAP database was incrementally increased, based on experience that a larger soil depth allows more storage.

Thus, the version of the CLSM without LR was tested with 7 values of K_{SC} , 8 values of ν , and 6 values of the soil depth D (i.e. 336 simulations, see Table 2.2). Each simulation was initialized by a 18-years spin-up time. None of these simulations was found to be satisfactory, even for extreme values of K_{SC} , D and ν . All of the Nash-Sutcliffe coefficients were negative.

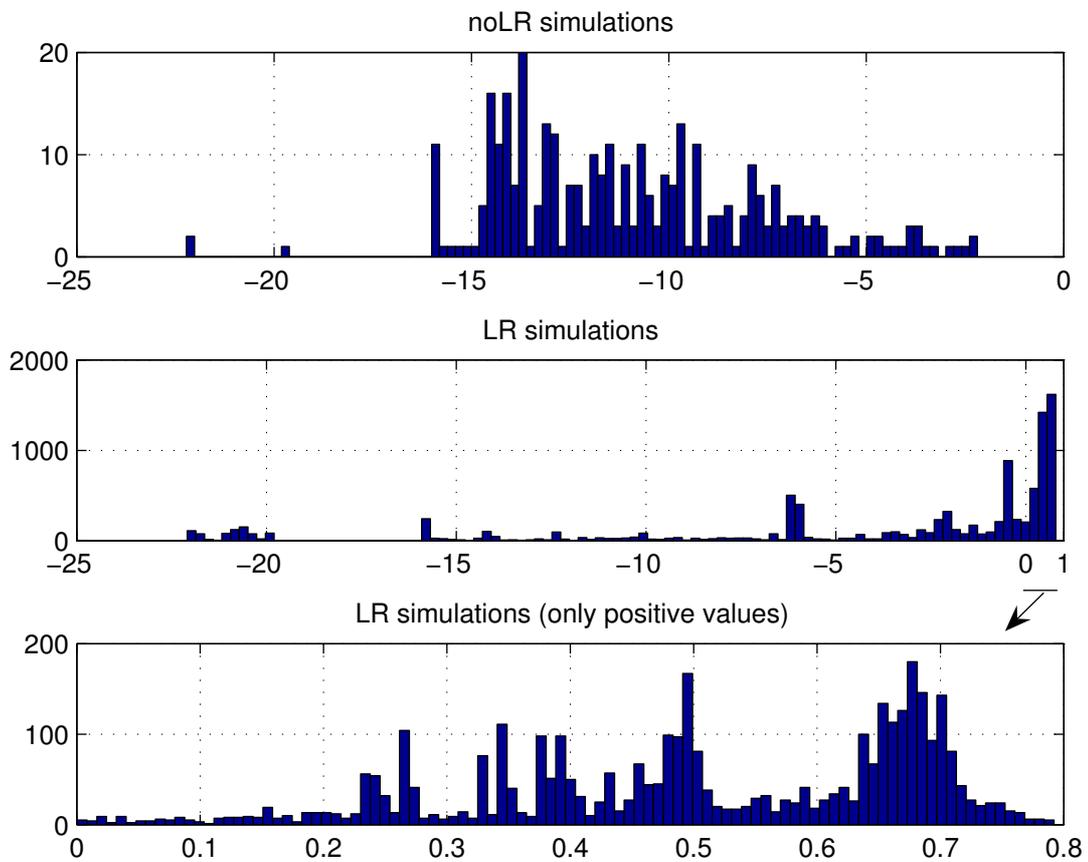


Figure 2.4. Distribution of the Nash-Sutcliffe coefficients calculated for all of the simulations with and without LR.

	units	noLR	LR1	noLR1
K_{SC}	m.s ⁻¹	3E-4	1E-4	1E-4
ν	m ⁻¹	1	1	1
D	m	10	3.4	3.4
α	mm		0.9	
τ_R	s		1200	
τ_G	days		700	
N	-	-2.18	0.79	-3.82

Table 2.3. Characteristics of the three simulations (noLR, LR1 and noLR1). NoLR: best simulation performed by the CLSM without LR; LR1: best simulation performed by the CLSM with LR; noLR1: simulation with the same parameters as LR1 used in the original version (without LR). K_{SC} : hydraulic conductivity for a saturated soil from Cosby *et al.* (1984); N : Nash-Sutcliffe coefficient calculated for the period 1986-2003.

The best simulation according to the Nash-Sutcliffe efficiency is denoted as noLR ($N = -2.18$). Figure 2.3 shows that this simulation generates excessively high variations of total runoff. Low flows are close to zero, and high flows are strongly overestimated. This is due to the fact that TOPMODEL's conceptual shallow aquifer does not allow the storage of a large groundwater volume and to release it during the recession periods, even for soil depth parameter of is 10 m (Table 2.3). Carli (2005) tried to introduce an anisotropic K_S , to delay water flow in the horizontal direction, and has shown that it is not sufficient. The next section shows that the LR parameterisation is an efficient solution to improve the simulated hydrograph by enhancing groundwater storage in the CLSM equations.

2.4.3 Calibration of the CLSM-LR

Using the same procedure as above, CLSM with LR was tested with 6 values of K_{SC} , 6 values of ν , 6 values of D , 4 values of α , 3 values of τ_R and 4 values of τ_G (i.e. 10 368 simulations, see Table 2.2). Fewer values of K_{SC} , ν and D were tested with LR than without LR to save computing time, because the new LR parameters increase the number of simulations. However the results with this restricted range are sufficiently conclusive to highlight the importance of a groundwater storage reservoir.

It was difficult to choose a priori the range of LR parameters because this was the first time it was tested. We chose the values of the timescale τ_R (recharge rate toward LR) between 1200 s and 12 0000 s (1.4 days) in such a way that it is greater or equal to the computation time step (1200 s). A lower τ_R would mean that the recharge can produce a catchment deficit greater than the limit of infiltration M_G (see Equation 2.7). For α (Equation 2.8) we chose a large range of values between 0.5 and 2. When $\alpha > 1$, the recharge toward LR can occur even if the TOPMODEL baseflow is shut off (Equation 2.5). Note that the smaller α is, the shorter the period is when recharge is allowed. For τ_G , the values correspond to large e -fold times, between 4 months and 50 months, as the role of LR is to delay water over long timescales.

The first result is an overall improvement of the model performance for numerous parameter sets (Figure 2.4). In contrast to the original version, when using CLSM with LR, 5 % of the simulations have a Nash-Sutcliffe coefficient greater than 0.76. Figure 2.4 shows how the LR parameterisation statistically improves the simulation performances. The distribution of Nash-Sutcliffe coefficients is shifted between 0 and 1, with a mode located between 0.63 and 0.75. This is a strong improvement, since $N > 0.7$ is usually taken as the limit for a “satisfactory” streamflow simulation.

The best simulation for CLSM-LR according to the Nash-Sutcliffe efficiency (referred to below as LR1) has been isolated ($N = 0.79$, see parameters in Table 2.3). Figure 2.3 compares the total runoff from this simulation and noLR. The new reservoir allows long term storage and thus smoothes the simulated runoff. Low flows are sustained and high flows are reduced. The result is a considerable increase of the Nash-Sutcliffe coefficient.

As a comparison, the simulation noLR1, without LR but with the same parameter set for K_{SC} , ν and D as LR1 (Table 2.3), shows the same defaults as noLR, i.e., excessive peak flows and insufficient low flows, and a much lower Nash-Sutcliffe efficiency ($N = -3.82$) than LR1.

Figure 2.5 and Table 2.4 summarise the main hydrological outputs for the simulations noLR and LR1. The flow from LR is in antiphase with the precipitation rate and thus prevents the simulated discharge (total runoff) from getting too low in the summer. The new reservoir also has a strong impact on the runoff partition. Baseflow from the shallow water table is strongly reduced, but the parameters controlling this flux (K_{SC} and ν) in the two simulations are different, so that this change cannot be entirely attributed to LR. Surface runoff is also reduced in the winter, in agreement with the reduced fractional area of saturated soil and the increased catchment deficit. The saturated fraction is reduced

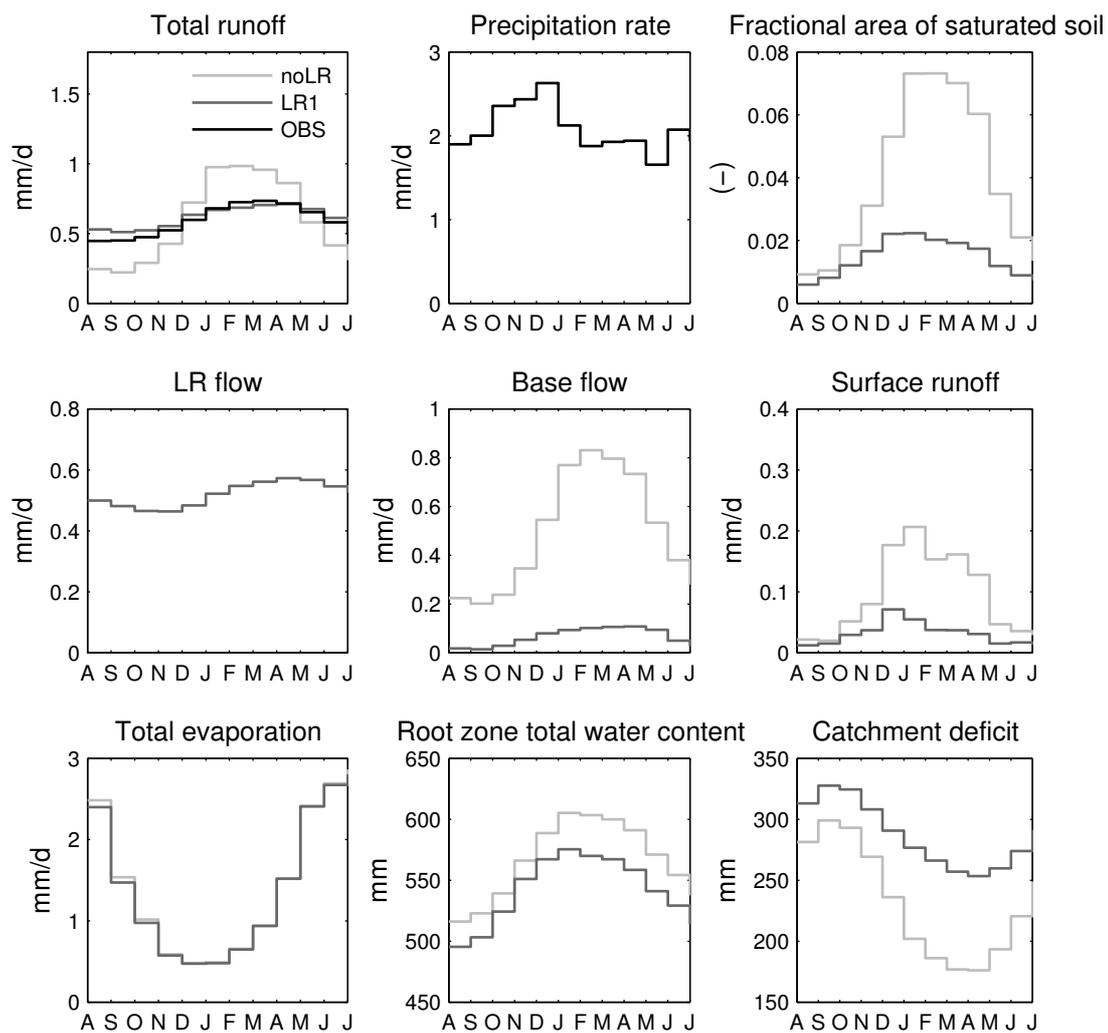


Figure 2.5. Comparison of some hydrological variables from the simulations noLR and LR1 (annual cycle averaged over 18 years).

Variable	Units	noLR	LR1	Relative variation
Precipitation rate	mm/yr	756	756	
Total runoff	mm/yr	212	224	+6 %
Total evaporation	mm/yr	539	529	-2 %
Surface runoff	mm/yr	34	11	-67 %
Baseflow	mm/yr	178	24	-87 %
LR flow	mm/yr	-	189	
Fractional area: saturated soil	%	3.9	1.4	-64 %
Fractional area: unsaturated unstressed soil	%	96	96	0 %
Fractional area: stressed soil	%	1.4	3.9	-178 %
Catchment deficit	mm	232	286	+23 %
Root zone total water content	mm	566	541	-4 %

Table 2.4. Annual averages of the main water cycle components in the Somme River watershed as simulated by the CLSM. The root zone moisture corresponds to the total moisture in the root zone, including the root zone excess (Figure 2.2).

because the recharge toward LR tends to increase the mean depth of the TOPMODEL water table. The relative absence of surface runoff and saturation zones in chalk river systems has already been pointed out (e.g., Mathias *et al.*, 2006) and is due to the fact that throughfall easily infiltrates the numerous fissures of the chalk.

The resulting LR contribution to the Somme River discharge is consistent with the contribution of the Chalk aquifer estimated by Pointet *et al.* (2003). The overall contribution of LR to the total runoff in the LR1 simulation is 84 % (Table 2.4), and during low flow periods, it reaches 100 %.

The best timescale τ_G of the LR discharge found by this calibration procedure is 700 days. It is not surprising that the large Chalk aquifer is well represented by a long timescale. For example, the hydrogeological model Marthe from the French Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) needs six years of initialisation before simulating piezometric head and streamflows (D. Thiéry, personal communication). Using spectral analysis, Milly et Wetherald (2002) estimated the timescales of a similar parameterisation for many major river basins and found values ranging between 0 and 1000 days.

Regarding the high flows, the overall performance of the CLSM with LR is also improved, especially from 1998 to 2003 (Figure 2.3). The simulation with the adapted version of CLSM is far from perfect, however. Recession periods between 1990 and 1992 are poorly represented. The peak flow in 2001 is also barely reached and does not last long enough. These limits are likely due to the LR parametrisation which is not sufficiently elaborated to allow at the same time interannual variations and annual recessions in the saturated zone. Furthermore, LR is designed to account for first-order dynamics in the deep saturated zone, but it is actually combining two very different processes, i.e., groundwater flow in the Chalk aquifer and non-saturated flow toward the Chalk formation. For example, Pointet *et al.* (2003) and Habets *et al.* (2009) showed that the flood in 2001 is a particular event driven by non-linear processes in the unsaturated zone. These processes are not represented in the root-zone model of the CLSM and may explain the imperfections in the simulated hydrographs.

2.4.4 Energy budget

Whereas the simulated runoff components are strongly modified by the introduction of LR, the computed evapotranspiration is only reduced by 2 % (Table 2.4) and the interannual variations are also very slightly modified (Figure 2.5). This low impact on the latent heat flux is due to the fact that LR induces only a small variation of the surface partitioning, which controls the evaporation rates in the CLSM. Above the saturated and intermediate fractions, the transpiration is equal to the potential rate. In the simulation, these two fractions are predominant. As a result, the slight increase of the stressed fraction (from 1.4 % to 4 %) does not significantly influence the interannual evaporation cycle.

The overall decrease in the soil moisture (decrease in the root zone water content and increase in the catchment deficit) cannot therefore be attributed to the energy surface balance and it is instead totally due to the modification of the water pathways in CLSM-LR. The total root zone moisture, which is the sum of the root zone excess and the root zone water content at equilibrium (see Figure 2.2), is reduced by less than 5 % in the LR1 simulation, whereas the catchment deficit increases by 23 %, which means that the LR parameterisation has a strong effect on the TOPMODEL water table. The small change in the simulated root zone moisture also explains the low effect of LR on the simulated evapotranspiration.

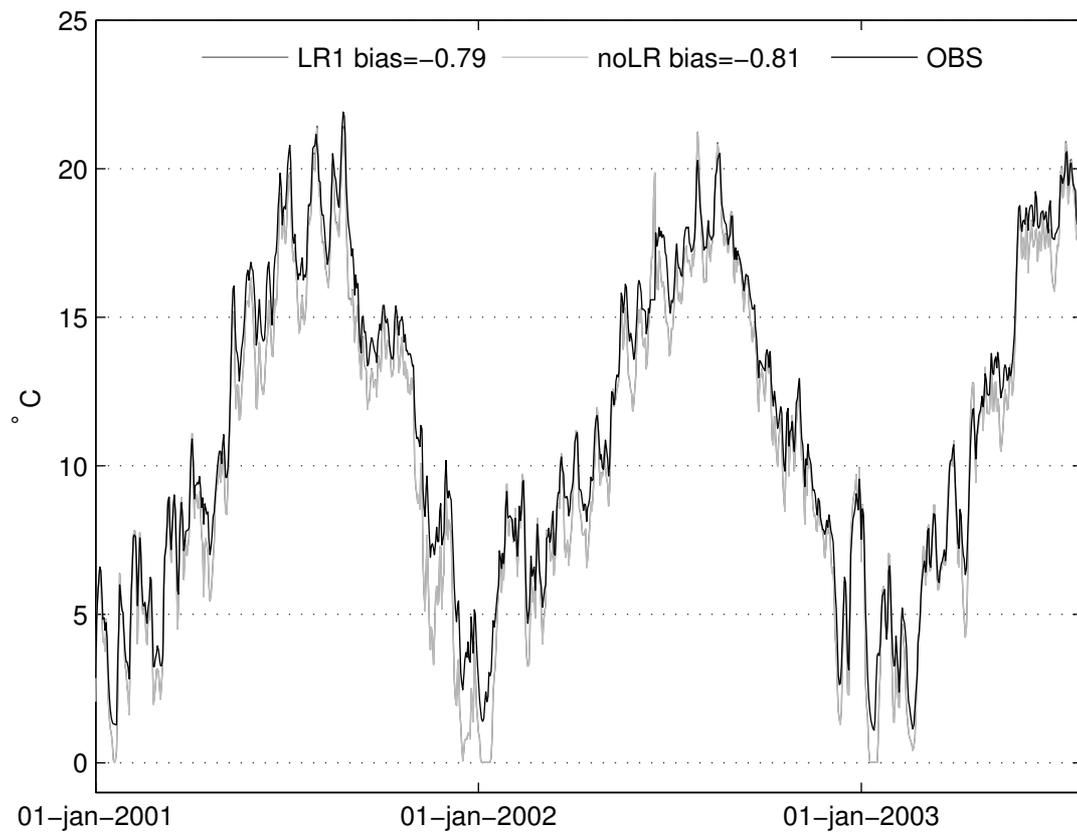


Figure 2.6. Simulated and observed soil temperatures at depth 10 cm from January 1st 2001 to July 31st 2003 ($^{\circ}\text{C}$, daily averages). The 10 cm temperature is measured hourly at the Meteo-France station located in Abbeville. The simulated temperatures correspond to the temperatures computed in the middle of the layer between the depths of 5 cm and 15 cm. As the soil temperatures from the LR1 and noLR simulations are very close, the curves appear practically superimposed.

More generally, in the case of the Somme River basin, water availability is not a limiting factor to evaporation at the annual timescale, because of the oceanic climate (see Section 2.2). It is therefore normal that, in this case-study, LR has a negligible influence on the evaporation and, as a consequence, on the energy budget. Figure 2.6 illustrates this point. It shows the validation of the soil temperature at 10 cm depth against the data recorded over 942 days at the single meteorological station of the catchment, located in Abbeville. The CLSM with or without LR reproduces very well both the seasonal and the daily variations. The bias for the whole period is less than one degree. We observe that the introduction of LR does not significantly change the soil temperature (2 % decrease of the absolute value), which confirms that the energy balance is not affected much.

2.4.5 Sensitivity analysis

The different runs with LR presented in Figure 2.7 were chosen by modifying only one parameter from the LR1 simulation. The dynamics of total runoff are extremely sensitive to the discharge timescale τ_G which drives the general hydrograph shape, in agreement with the fact that the Somme River is groundwater-fed (top panel, Figure 2.7). However, the new version of the CLSM is not entirely driven by LR. The saturated hydraulic conductivity (second panel) also exerts a strong influence on the simulated runoff because it controls the TOPMODEL baseflow and the vertical flow within the unsaturated zone. The soil depth (third panel) influences the recession curves as a smaller soil depth reduces the storage in the TOPMODEL reservoir. With the smallest value of soil depth ($D = 2m$, value from the ECOCLIMAP database), the soil column saturates frequently, and surface runoff increases, producing unrealistic peak flows. The same process explains the sensitivity to the parameter M_G , which is controlled by α . When $\alpha = 1$, i.e., when there is no threshold before water starts to infiltrate in LR, the TOPMODEL baseflow is very limited, as the whole soil reservoir is drained out into LR. On the other hand, when $\alpha = 0.5$, the threshold M_G is reached less often, resulting in more frequent soil saturation events and unrealistic peaks flow. We do not show the case of $\alpha = 2$, because runoff is then simply reduced to the sum of surface runoff and LR flow without baseflow and the discharge is poorly simulated. The sensitivity to ν is very low, and is not displayed.

This brief analysis confirms that the prevailing process in the CLSM-LR adapted to the Somme River catchment is the groundwater outflow. This opens three approaches

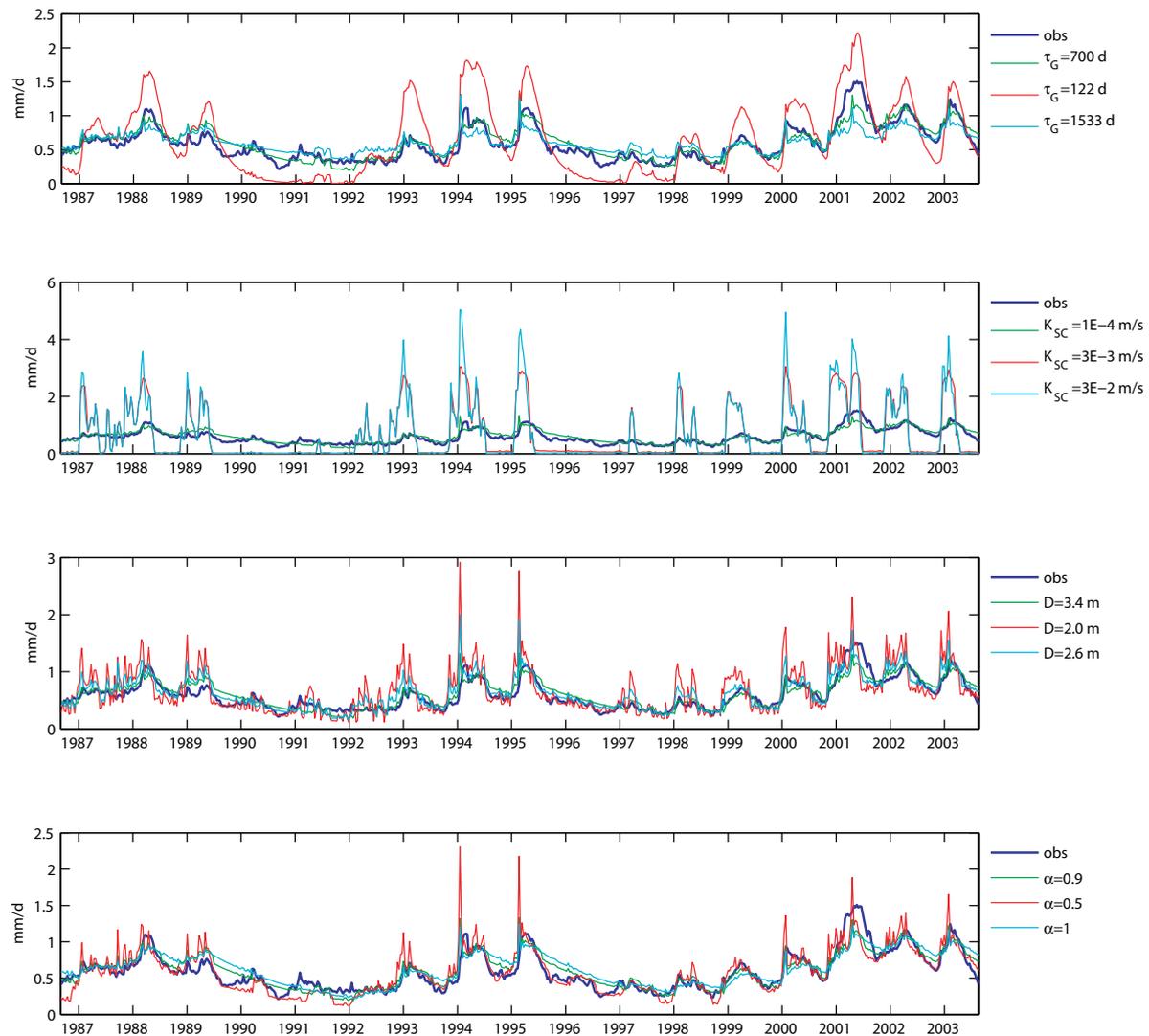


Figure 2.7. Total runoff (10-days averages) for different parameters sets. Only one parameter is modified for each plot. The reference simulation LR1 is represented in red. From top to bottom: discharge timescale of LR (days), Cosby's saturated hydraulic conductivity (m/s), soil depth (m), factor defining the minimum catchment deficit before infiltration toward LR (-).

to improve the simulated discharge. First, by optimising the LR parameters, especially τ_G , it is likely that the Nash coefficient can be slightly increased. The top panel of the Figure 2.7 shows that, by reducing the value of τ_G , it is possible to improve the shape of the recession curves, but the consequence is that the low flows are not sustained enough. To take into account this non-linearity with the CLSM-LR, the second approach is to modify the linear parameterisation of the discharge from the groundwater reservoir, which is easy to implement, but can be difficult to assess. The third approach is the implementation of a physically-based groundwater flow (or coupling to a groundwater flow model). A simple linear reservoir, however, has two assets: it is easy to calibrate and it requires much less computation time than a distributed hydrogeological scheme. This second aspect is particularly relevant when the LSM is coupled to a GCM or used off-line for climate or land cover change impact studies.

2.5 Conclusion

The TOPMODEL-based land surface model CLSM was applied to the groundwater-driven Somme River catchment. Implementing a new groundwater storage reservoir led to considerable improvement in the simulated runoff. The interannual hydrological dynamics of the catchment are now properly represented and the streamflow is simulated efficiently, offering the opportunity to realistically evaluate the long-term impact of climate change and land-cover change on water resources in further studies.

Complementary tests in which the Somme River basin was subdivided into 15 sub-basins or 133 grid cells led us to the same conclusion as the present lumped application: the original runoff formulation was not adapted to properly simulate runoff in this basin.

The groundwater flow in the CLSM-LR is now composed of two terms. A fast component originates from a shallow water table, computed as in TOPMODEL using the diffusivity equation under some simplifying assumptions. This thin saturated zone is connected to the non-saturated zone using the Richards equation, allowing capillary rise due to evapotranspiration. The TOPMODEL water table also controls the lateral distribution of soil moisture and surface runoff production using the concept of the variable contributing area. The deep component comes from a new reservoir LR that exerts no feedback on the surface as the flux between the soil layer and LR is always downward.

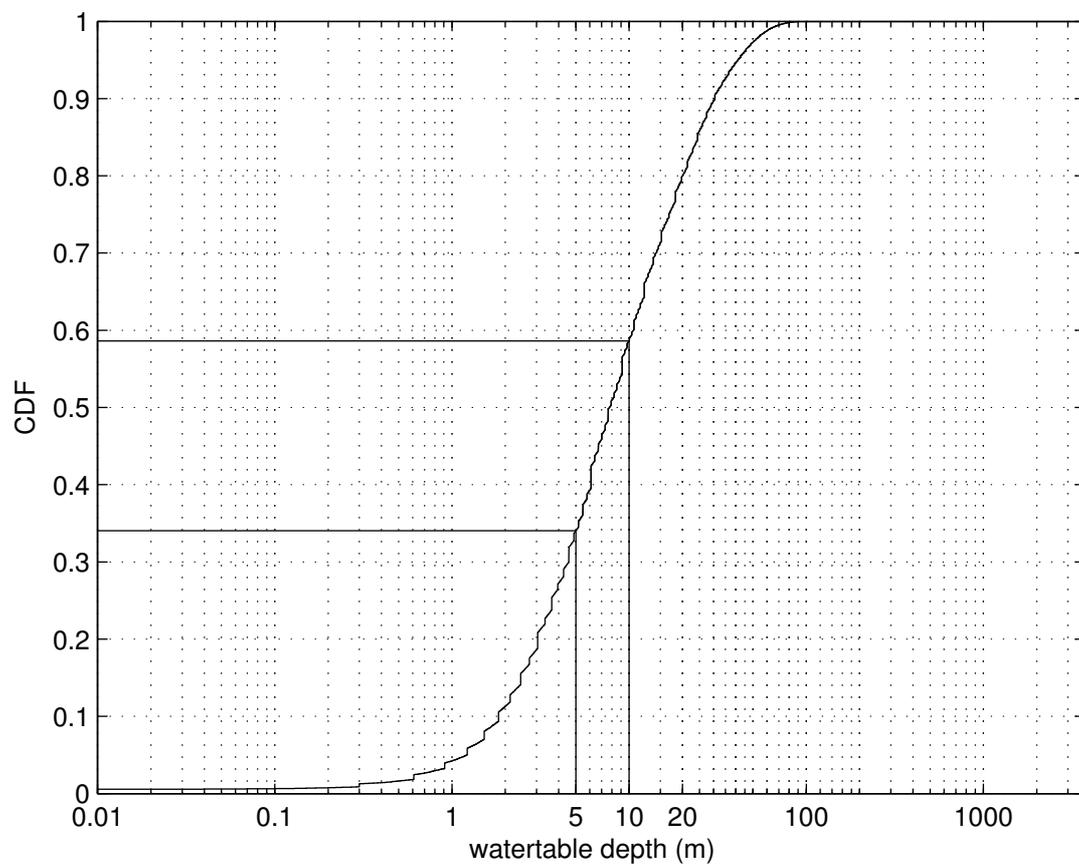


Figure 2.8. Empirical cumulative distribution function (CDF) of the water table depth in the United States (548,572 observation points, averaged over the record period at each site). Data after Fan *et al.* (2007).

This is a change from the traditional representation of groundwater in LSMs in which the saturated zone is usually connected to the soil moisture through a continuous hydraulic profile, as in the original version of the CLSM. In regions where the water table is shallow, soil moisture is certainly coupled with groundwater variations (e.g. Yeh et Eltahir, 2005). This is not the case, however, in the Somme River basin where the average water table depth is 40 m. This hydrological setting is far from unique. Figure 2.8 shows the cumulative distribution of the average water table depth at 548,572 sites in the United States (Fan *et al.*, 2007): 66% of the point observations have an average water table depth lower than 5 m, which corresponds roughly to the maximum depth to which capillary suction and root uptake are likely to draw groundwater toward the root zone in a temperate climate. Even considering a maximum rooting depth of 10 m, which is frequently reached in arid regions (FAO, 1989), then 41% of the observed water table depths are still lower and thus not affected by evapotranspiration withdrawal.

In conclusion, the LR parameterisation is a simple but efficient addition to the TOP-MODEL approach to represent groundwaters that are too deep to be directly influenced by the surface energy balance. It is important to account for these, however, as their recharge can change both soil moisture and land surface fluxes, and their outflow has a significant buffering effect on river regimes, which is important to consider when addressing the impact of climate change on water resources.

Acknowledgements

This work was supported by the Institut National des Sciences de l'Univers: programme ECCO-PNRH (Ecosphère Continentale : processus et modélisation - Programme National de Recherche en Hydrologie). The authors gratefully acknowledge Ying Fan Reinfelder from Rutgers University for sharing the groundwater point observations that she collected from the USGS website.

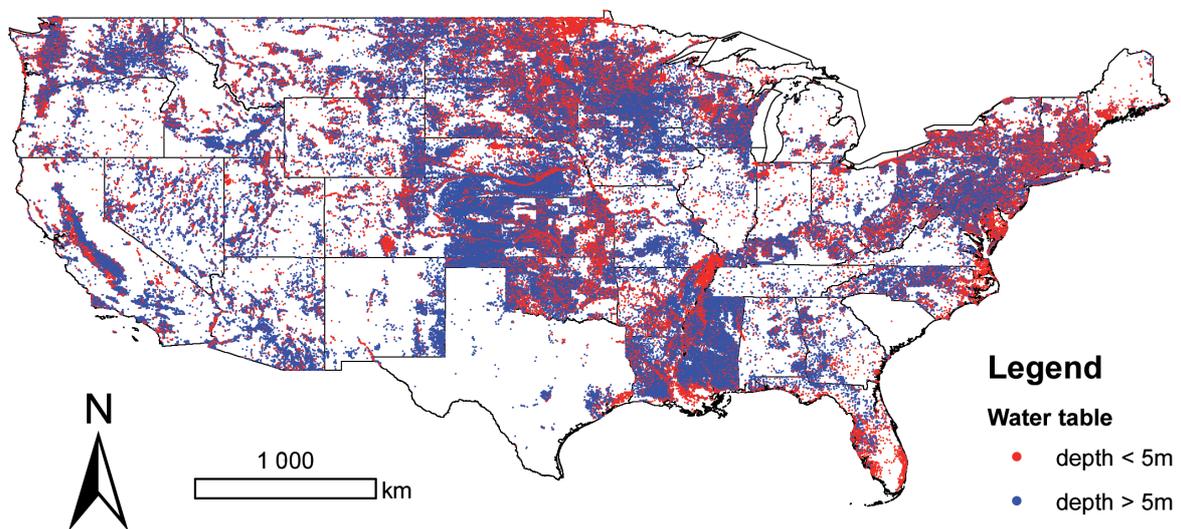


Figure 2.9. Figure complémentaire : profondeurs des nappes mesurées aux Etats-Unis (48 états contigus). Représentation spatialisée des points utilisés pour la figure 2.8 (548 572 points, moyenne de la série observée à chaque site). Données de Fan *et al.* (2007).

Chapitre 3

Relation albédo–humidité du sol sur la moraine du glacier Zongo

3.1 Contexte de l'étude

3.1.1 Le glacier du Zongo

Depuis les années 1970, on observe une régression accélérée des glaciers andins si bien qu'ils sont menacés de disparition dans les prochaines décennies, au risque de bouleverser la gestion de la ressource en eau dans la région (Bradley *et al.*, 2006). C'est le cas du glacier du Zongo (2,0 km²), qui se situe dans le massif de la Cordillère Royale, en Bolivie. Le torrent à l'exutoire de son bassin versant constitue une ressource essentielle pour la population de la région de La Paz. Les dix usines hydroélectriques installées au fil du Rio Zongo permettent de produire un total de 174,6 MW (Caballero *et al.*, 2004).

Le bassin du Zongo est étudié par l'unité GREAT-ICE de l'Institut de la Recherche pour le Développement (IRD) depuis 1991 (Ribstein *et al.*, 1995). Les premiers travaux ont permis de bien quantifier la fonte du glacier en relation avec le climat local (Wagnon, 1999; Sicart, 2002; Soruco *et al.*, 2009), si bien que le glacier du Zongo est désormais considéré comme un site de référence pour l'étude de la cryosphère en zone tropicale (Blard *et al.*, 2007).

Une station de mesure automatique a été installée sur la moraine latérale et fournit depuis septembre 2004 des données météorologiques à haute résolution temporelle (Figure 3.1). La station est financée au titre d'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers).

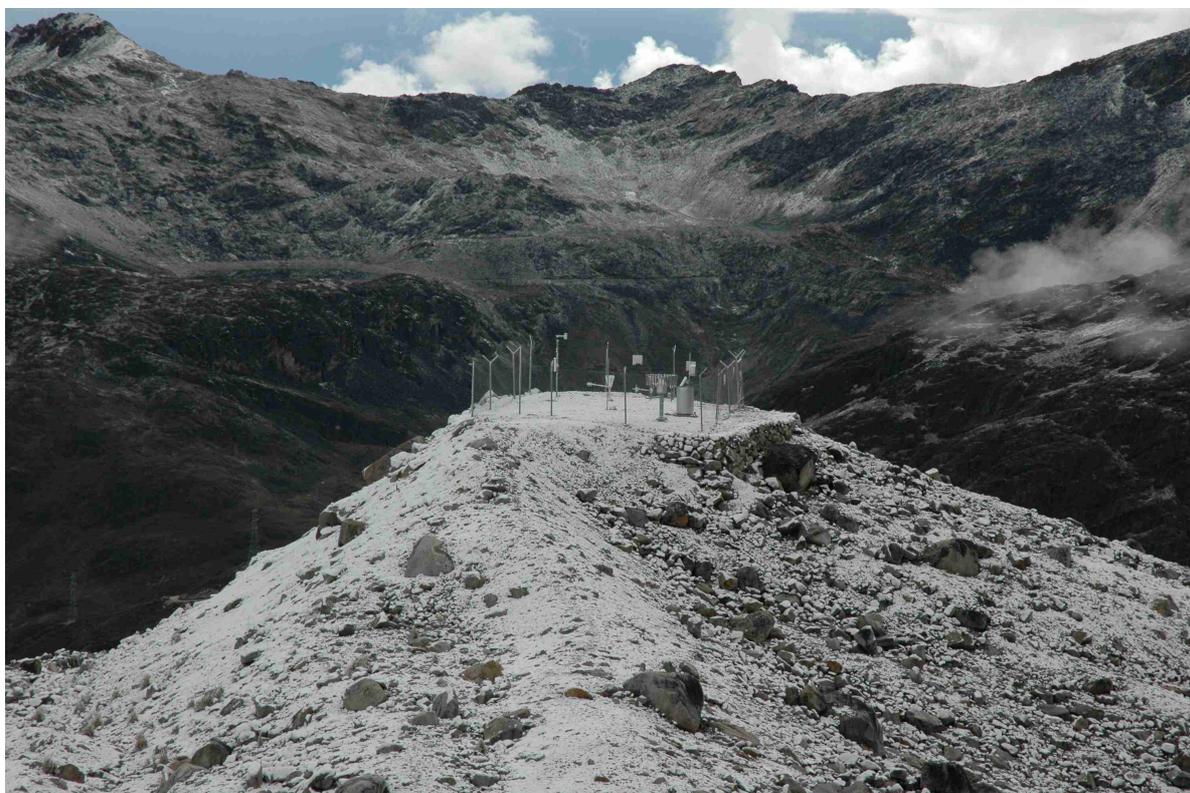


FIG. 3.1. Station météorologique ORE GLACIOCLIM sur la moraine du glacier Zongo (photographie P. Ginot).

3.1.2 Les surfaces non-englacées

Une des méthodes utilisées pour estimer le bilan de masse du glacier du Zongo repose sur la mesure du débit du torrent exutoire au niveau de la station hydrométrique située à 4830 m. Or, ce torrent reçoit une partie de l'eau précipitée sur les surfaces non-englacées du bassin versant, qui représentent actuellement un tiers du bassin versant (1,2 km² sur 3,2 km²). Il est donc nécessaire d'estimer les transferts d'eau en dehors du glacier pour résoudre son bilan de masse.

Pour cela, Sicart (2002) a utilisé un coefficient d'écoulement égal à 0.8 (rapport du volume écoulé sur le volume précipité). Ce coefficient vise à décrire un écoulement rapide sur les faces rocheuses et abruptes formées par le socle granodioritique peu perméable, mais fait l'impasse sur les hétérogénéités dans les flux hydrologiques engendrées par la moraine.

Les bilans d'eau annuels à l'échelle du bassin versant ont montré que la contribution des surfaces non-englacées au débit total du torrent est faible et de l'ordre de grandeur de l'incertitude sur la quantité d'eau provenant du glacier (Sicart, 2002). Cependant, l'étude des écoulements sur les surfaces non-englacées présente un intérêt au moins pour les deux raisons suivantes :

- Le retrait du glacier, observé et projeté, implique que la proportion de ce flux grandit constamment et est amenée à grandir (Soruco *et al.*, 2009). Un modèle du bassin versant qui ne prend pas en compte ces écoulements de façon satisfaisante sera difficilement applicable pour évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau.
- A l'échelle infra-annuelle, il est vraisemblable que cette contribution soit significative et affecte notablement l'hydrogramme du Rio Zongo, par exemple après une forte pluie ou en cas de fonte rapide du manteau neigeux.

3.1.3 D'une problématique à une autre

Les constats mentionnés ci-dessus ont motivé le développement d'un projet ECCO-PNRH « Etude du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant partiellement englacé Zongo (Bolivie), site de l'ORE Glacioclim », dirigé par Pierre Etchevers. L'objectif général est de mieux quantifier les apports respectifs du glacier et des surfaces non-englacées au bilan hydrologique du bassin du Zongo. Un des sous-objectifs du projet

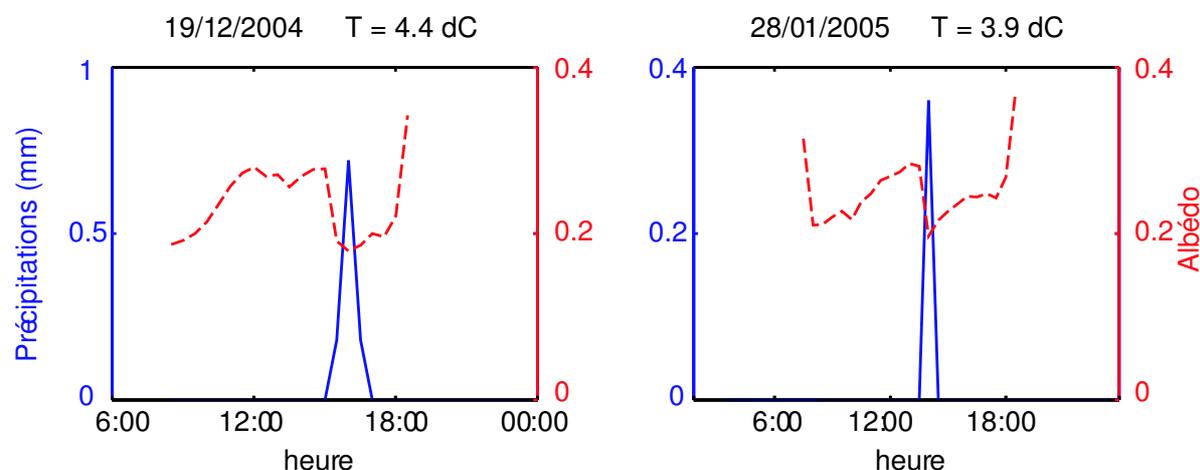


FIG. 3.2. Exemples de variations de l'albédo observé lors de deux événements pluvieux le 19/12/2006 et le 28/01/2006. En rouge pointillé : albédo; en bleu trait plein : précipitations. Les mesures sont au pas de temps demi-horaire. Les variations d'angle zénithal faussent l'interprétation de l'albédo en dehors de la plage 9h-16h. La température non ventilée est donnée pour le maximum des précipitations, et indique que les précipitations sont bien liquides à ce moment là.

est d'estimer la contribution des surfaces non-englacées aux écoulement en appliquant le modèle CLSM, forcé à l'aide des données météorologiques de la station ORE. Le projet prévoit également une modélisation distribuée du bassin (glacier et moraine) à l'aide du schéma de surface ISBA couplé au modèle de manteau neigeux CROCUS (Brun *et al.*, 1992). Ce travail est réalisé par Yves Lejeune dans le cadre de sa thèse au Centre d'Etude de la Neige de Météo-France.

La mise en place du modèle CLSM faisait partie du projet initial de ma thèse. Ce travail m'a conduit à analyser de près les données météorologiques de la station ORE. En particulier, j'ai remarqué dans les séries d'albédo des baisses rapides de 0.1 unités d'albédo consécutives à certains événements de précipitations (Figure 3.2). Cette observation a été le point de départ d'une étude approfondie sur l'effet de l'humidité du sol sur l'albédo de la moraine et l'impact associé sur les bilans d'eau et d'énergie (sections 3.2 et 3.3).

Toutefois, la mise en place de CLSM à l'échelle des surfaces non-englacées n'a pas été abandonnée et fait actuellement l'objet du stage de Mériem Labbas (stage de master 2 à l'UMR Sisyphe sous la direction d'Agnès Ducharne).

3.2 Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia)

Gascoïn, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Perroy, E., and Wagnon P. (2009)
Geophysical Research Letters, vol. 36, L02405, doi :10.1029/2009JD011709

Résumé

L'albédo de la surface continentale est un paramètre essentiel de la modélisation climatique à toutes les échelles. Il module directement le bilan radiatif de surface. De nombreux travaux témoignent notamment de la forte sensibilité du climat à des variations d'albédo liées à des changements du couvert végétal (p. ex. désertification, reboisement, déforestation, voir respectivement : Charney, 1975; Betts, 2000; Bala *et al.*, 2007).

Une des causes bien connue de variabilité de l'albédo est l'humidité du sol. Ce phénomène a été décrit par Ångström (1925) et l'on peut parfaitement l'expliquer d'un point de vue théorique (Ishida *et al.*, 1991). Plusieurs études ont été consacrées à la mesure de l'albédo (ou des reflectances) de différents types de sol en fonction du contenu en eau sur l'albédo, mais la plupart du temps elles reposent sur des expériences effectuées en laboratoire dans des conditions artificielles (p. ex. Twomey *et al.*, 1986; Lobell et Asner, 2002; Liu *et al.*, 2002).

En revanche, il existe très peu d'études qui quantifient la dépendance de l'albédo avec l'humidité du sol en milieu naturel (Idso *et al.*, 1975; Wang *et al.*, 2005). De fait, l'expérience in-situ réalisée par Idso *et al.* (1975) reste la référence majeure utilisée pour les LSM qui intègrent effectivement cette dépendance. Mais la formule établie par Idso est une fonction linéaire, alors que les études en laboratoire plus récentes indiquent que la relation est exponentielle. Surtout, dans un bon nombre de LSM, y compris les plus évolués, l'albédo du sol nu est un paramètre constant (Zeng, 2005), alors que le sol nu couvre 26% de la surface continentale (Antarctique exclue, Sterling et Ducharne, 2008).

C'est dans ce contexte que nous avons étudié la relation albédo-humidité du sol sur la moraine du glacier Zongo. La parcelle de l'ORE GLACIOCLIM¹ située à 5050 m d'altitude sur la moraine latérale est un site *ad hoc* car elle est dénuée de toute végétation

¹Observatoire de Recherche en Environnement, pour plus d'informations voir le site de l'ORE-GLACIOCLIM : <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>

et l'albédo y est mesuré en continu au pas de temps demi-horaire². En novembre 2007 nous avons installé une sonde d'humidité pour suivre en parallèle le contenu en eau dans les cinq premiers centimètres pendant huit mois.

Nous proposons d'abord une méthode empirique pour supprimer les données d'albédo affectées par les effets de l'angle zénithal et de la neige. La série résultante est bien corrélée selon une loi exponentielle décroissante avec l'humidité du sol ($R^2 = 0.67$). Les valeurs d'albédo s'échelonnent entre un pôle « sec » à 0.26 et un pôle « humide » à 0.16. Ainsi, l'albédo durant la saison humide est globalement inférieur de 40% à celui de la saison sèche, mais des variations entre ces deux pôles peuvent également se produire à l'échelle journalière pendant la période de transition entre ces deux saisons.

Des mesures complémentaires réalisées à deux autres endroits sur la moraine suggèrent que les paramètres de la relation exponentielle varient significativement au sein d'une même classe texturale. D'autres critères devront être trouvés pour transférer la relation vers des sites où les mesures font défaut, à moins que l'on puisse utiliser les mesures par télédétection (comme les images MODIS, Liang *et al.*, 2005).

²Si l'on exclut toutefois les périodes de lacunes causées par des vols de matériel ou des pannes de batteries.

Abstract

The dependence of bare soil albedo on soil water content is investigated using in-situ data collected on the moraine of an Andean glacier (Bolivia). This study demonstrates a high negative correlation between the two variables that is best approximated by an exponential function, in agreement with previous studies. More importantly, the average snow-free albedo value during the rainy season is 40% lower than during the dry season (0.16 vs. 0.26). These results are relevant for climate and land surface modeling applications, where bare soil albedo is often considered as a constant parameter.

3.2.1 Introduction

Albedo, defined as the ratio of reflected to incoming solar radiation is a fundamental parameter in climate modeling. The terrestrial albedo, which depends on local vegetation and soil characteristics, directly modulates the energy balance of the land surface.

Therefore, the variation of land surface albedo exerts a strong influence on climate, as shown for instance by numerous studies of deforestation or afforestation (Dirmeier et Shukla, 1994; Betts, 2000; Bala *et al.*, 2007).

In such studies, the tools used to represent the land surface component of the climate system are Land Surface Models (LSMs), sets of equations that simulate surface water and energy fluxes and may be coupled to an atmospheric general circulation model, or driven by an atmospheric forcing data set.

Our study deals with bare soil albedo. It is known that variations of soil albedo occur because of soil moisture variations. However, bare soil albedo is set constant in many LSMs applications. According to Zeng (2005), soil moisture effect on albedo is not

taken into account in the LSMs of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

It is worth noting that the estimated area of bare soil on Earth is 35×10^6 km², i.e. 7% of the Earth's surface area or 26% of the total land surface area, excluding Antarctica (Sterling et Ducharne, 2008). The regions with the largest bare soil surfaces are the arid to semi-arid areas (e.g. Sahel region, Middle East, Gobi desert), but large bare soil surfaces also occur in high altitude mountainous areas and temporarily in many cultivated areas.

The darkening of soil when it changes from dry to moist is a familiar observation that was first addressed theoretically by Ångström (1925). It is due to the fact that water replacing air in the pores tends to increase the likelihood of light absorption by the surface. Kondratyev (1969) has compiled the values of wet and dry albedo for several soil covers.

Idso *et al.* (1975) showed in a pioneering field study that bare soil albedo is a linear function of the water content in the uppermost layer of the soil (0.2-cm to 10-cm). This result was obtained in Arizona on a calcareous loam soil, after irrigation and is still a major reference for the land surface modeling community. For example, Pitman *et al.* (1991); Acs et Hantel (1998); Matsui *et al.* (2007) included such a linear equation in their LSM.

But Idso's work has been challenged by more recent studies. Lobell et Asner (2002) have brought laboratory-based evidences that an exponential relationship is more appropriate for several soil types. Duke et Guérif (1998) give the parameters for exponentially decreasing soil reflectance-water content functions corresponding to three soil types (silty loam, clay loam, chalky soils), but their results are based on remote sensing and soil moisture is derived from an empirical relation. Moreover, they consider a soil layer depth of 1-mm, which is too thin to be appropriate for most land surface models. Liu *et al.* (2002) indicate that different soil reflectances measured across the solar spectrum decrease with soil moisture up to a critical point and then increase before saturation.

Most of these studies are based on laboratory experiments (Twomey *et al.*, 1986; Lobell et Asner, 2002; Liu *et al.*, 2002) or theoretical approach (Twomey *et al.*, 1986; Ishida *et al.*, 1991). Because they are generally motivated by the fact that albedo (or surface reflectance measured in the solar spectrum) is a potential proxy for soil moisture remote sensing, the authors try to establish a relationship as general as possible by using a large number of soil types.

Reference	Soil type	Soil moisture measurement depth	Type of study	Relationship
Idso <i>et al.</i> (1975)	Avondale loam	0.02 - 10 cm	Field	Linear
Duke et Guérif (1998)	various (3 soils)	1 mm	Remote sensing	Exponential
Lobell et Asner (2002)	various (4 soils)	1 mm	Laboratory	Exponential
Liu <i>et al.</i> (2002)	various (10 soils)	1.5 cm	Laboratory	Exponential*
Wang <i>et al.</i> (2005)	clay	3 cm	Field	Exponential

Table 3.1. Summary of studies addressing the dependence of bare soil albedo (or reflectance) on soil moisture. *Only for low to medium water content.

To the authors' knowledge, the only in-situ study after Idso *et al.* (1975) is reported by Wang *et al.* (2005), who also showed that bare soil albedo dependence on soil moisture on the Tibetan Plateau is nonlinear, but did not observe an opposite trend at high water content (Table 3.1).

In this paper we use albedo and moisture collected on the moraine of a Bolivian glacier. The site, the measuring instruments and the data processing are described in section 3.2.2. The correlation between bare soil albedo and soil moisture is presented and discussed in section 3.2.3.

3.2.2 Site description, data and method

Site description

We use data from an automatic weather station (hereinafter referred as ORE-AWS) located on the lateral moraine of the Zongo glacier ($68^{\circ}10'W$, $16^{\circ}15'S$, altitude 5050 m a.s.l.) in the Cordillera Real, near La Paz, Bolivia (Figure 3.3). The soil particles come from the weathering of a crystalline silicate bedrock. Except for the bedrock outcrops, the non-glacierized areas are mainly covered by glacial deposits. The vegetation cover becomes significant below 4800 m a.s.l., in wetlands along the Zongo River. In general, bare soil areas are large in the Central Andes, considering the fact that the vegetation is sparse above 3500 m a.s.l. The local climate is characterized by the alternation of a rainy season during austral summer and a dry season during austral winter.

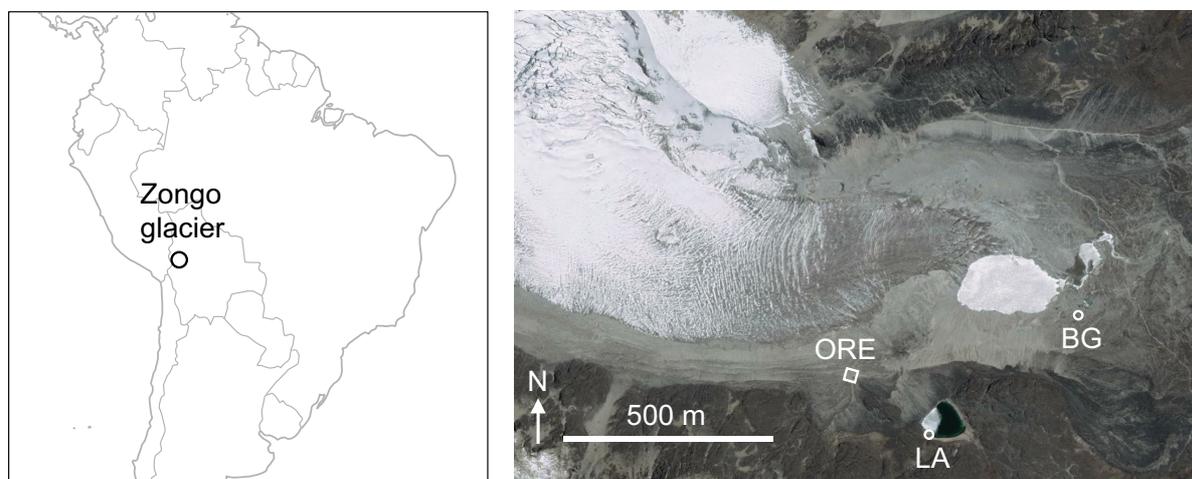


Figure 3.3. Left panel: Localization of the Zongo glacier. Right panel: Aerial view of the study area and localization of the ORE-AWS and study sites LA and BG around the Zongo glacier.

The annual precipitation varies between 600 mm and 1200 mm (Wagnon *et al.*, 2001), but the night-time temperatures are too low to allow the development of vegetation.

Measurements

The main study site is located inside the ORE-AWS perimeter, where albedo and soil moisture are continuously monitored among other meteorological parameters. In addition, albedo and soil moisture measurements have been performed at two different flat sites located on the moraine surrounding the glacier (noted LA and BG, see Figure 3.3). LA site is located near a small lake and BG is located on the flat area near the glacier mouth.

For each of the three sites, 15 soil samples of approximately 50 g have been collected and mixed to make an average sample (AFNOR X 31-100, 1992). The granulometric analysis indicate that the three average samples belong to the sand class in the USDA triangle (Table 3.2).

In the ORE-AWS, instantaneous albedo is computed from incident and reflected shortwave radiations that are measured at a 10 s interval by two CM3 Kipp & Zonen pyranometers (waveband 305 nm to 2800 nm). The mean albedo value is recorded every 30 min to an accuracy of 5%. Volumetric water content (VWC, volume of water per

Texture Class	Size (μm)	Mass fraction (%)		
		ORE	LA	BG
Clay	<2	1.8	2.8	1.8
Fine silt	2-20	2.7	3.9	1.7
Coarse silt	20-50	3.1	5.0	3.5
Fine sand	50-200	22.2	24.1	15.7
Coarse sand	200-2000	70.2	64.2	77.3

Table 3.2. Soil granulometry (5 fractions) of the three experimental sites ORE, LA and BG.

volume of soil) is logged every hour in the top 5-cm using a ThetaProbe Soil Moisture Sensor which was set up on 7 November 2007. The study period ends on 21 June 2008 and thus is long enough to observe the whole rainy season which roughly begins in December and ends in March.

The same devices were used to measure albedo and soil moisture outside of the ORE-AWS, at sites LA and BG. To this purpose, a portable AWS (PAWS), similarly equipped with two CM3 Kipp & Zonen pyranometers, has been moved on the moraine. At each site, the VWC is measured at 15 different spots near the PAWS using another ThetaProbe sensor, with special care taken that the soil surface be not disturbed in the pyranometer footprint. Note that these measurements were taken on two days running at site LA, as a rainfall occurred during the night.

In addition, the soil has been artificially irrigated during 30 min at site LA. For this experiment, the soil moisture sensor was buried under the pyranometer in the same way as in the ORE-AWS.

Specific calibration of the ThetaProbe sensors was performed in laboratory by oven-drying the average soil samples at 105°C for 24 h. The soil volumetric water content (VWC) is thereby estimated with an accuracy of $0.05\text{ m}^3/\text{m}^3$ (Delta-T Devices, 1999).

Albedo data processing

The continuous albedo measurements in the ORE-AWS are strongly affected by the solar zenith angle (Figure 3.4a). Just after sunset or just before sunrise, when the solar zenith angle is high, the soil roughness induces shadowing of the surface, which tends to increase albedo. In the ORE-AWS data, the soil roughness effect on albedo is limited to the very

first and last hours of the daylight because the surface is practically flat. Thus, instead of using a theoretical correction which would introduce new parameters (e.g. Twomey *et al.*, 1986), we chose to select the data following an empirical procedure. The period of the day with no significant zenithal effect can be seen using a representation of all daily cycles over the investigated period (Figure 3.4b). This representation shows that the values measured between 9:00 and 16:30 (local time) are not significantly influenced by the zenith angle (Figure 3.4c). The distribution of the remaining values (Figure 3.4d) allows us to highlight the snow effect. As soon as snow covers a fraction of the surface under the pyranometer, it tends to increase the albedo value. Only the values between 0 and 0.4 are kept thereafter to filter out most of the values affected by the snow in the soil moisture sensitivity analysis (Figure 3.4e)

3.2.3 Results and discussion

The simultaneous (but with opposite signs) variations of bare soil albedo and VWC clearly appear in the measurements taken at site LA and in the ORE-AWS (Figure 3.5). Albedo decreases several times in the ORE-AWS time series and stabilizes after the end of the rainy season. The soil water content is equivalent at the beginning and at the end of the period. Similarly, the latest albedo values are close to the average value at the beginning of the period, demonstrating that the soil surface has not been modified during the rainy season. The albedo values distribution (Figure 3.4d) shows two well-marked modes that can be related to two different soil moisture conditions. The mode at 0.26 corresponds to a dry soil and the mode at 0.16 to a wet soil in the ORE-AWS. These values are close to the dry and moist values reported by Kondratyev (1969) for the class “gray earth”, i.e. 0.25-0.30 and 0.10-0.12, respectively.

But the point measurements LA and BG indicate that these values may not be adapted for the whole study area (Table 3.3). Albedo can vary significantly between soils that come from the same bedrock and that belong to the same texture class. For example, the albedo at LA when the soil is wet (VWC=0.27) is 60% of the value measured at BG for a close water content. The same conclusion can be drawn from the data collected during the irrigation experiment. This is simply due to the fact that the soil color is darker at this site.

Figure 3.4e clearly shows that the dependence of bare soil albedo on water content in the top 5-cm is nonlinear. A good fit is obtained with the following exponential function

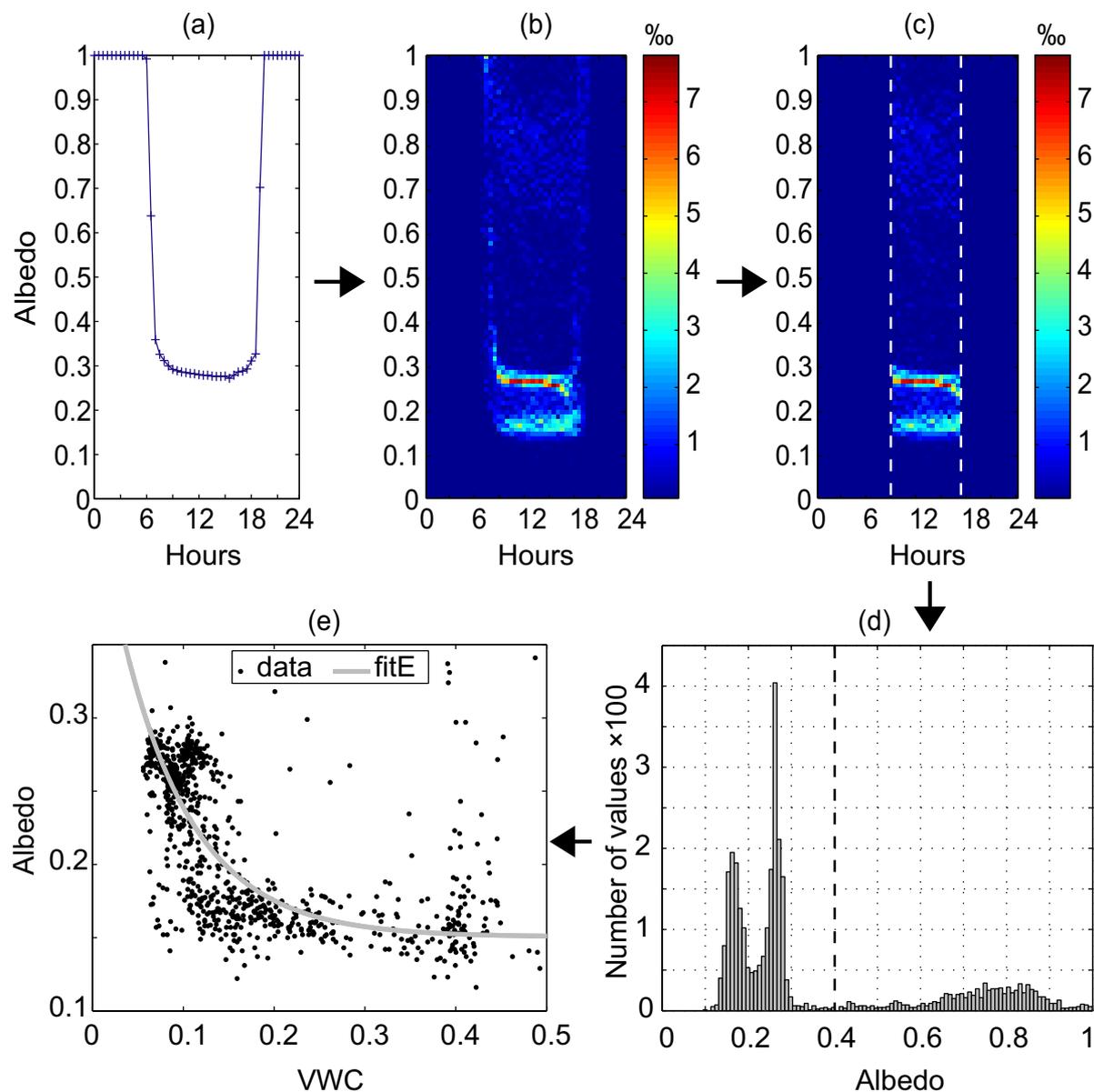


Figure 3.4. Albedo data processing. (a) Albedo values recorded on Nov-11-2007 in the ORE-AWS, as an example showing solar zenith angle effect. (b) All albedo values recorded every 30 min from Nov-07-2007 to Jun-21-2008, grouped into 100 classes of albedo along the y-axis and into 48 classes of time of day along the x-axis. The color scale represents the amount of points in each pixel. (c) Same graph after the empirical data selection. Only albedo data recorded between 9:00 and 16:30 are kept. (d) Distribution of the remaining albedo values. Only values lower than 0.4 are considered as not influenced by snow. (e) Snow-free albedo versus VWC (1-hr mean values, data from the ORE-AWS). fitE: fitting curve obtained with an exponential function.

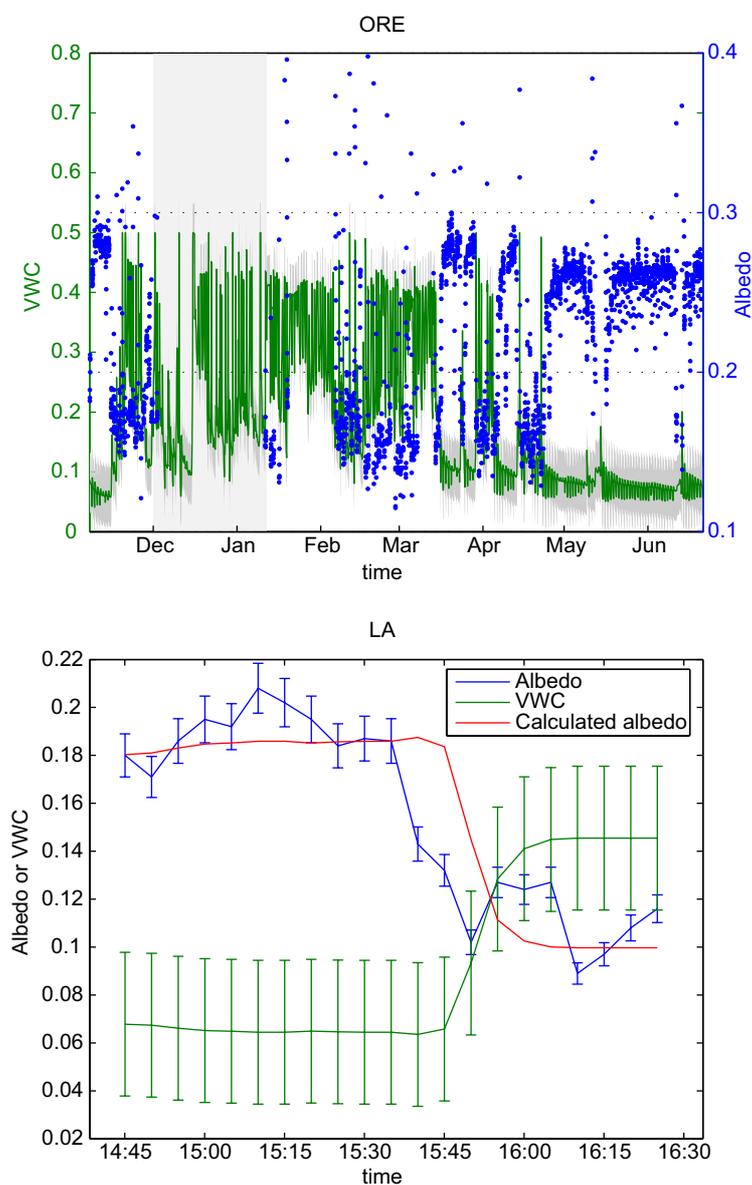


Figure 3.5. Volumetric water content (VWC in m^3/m^3) and corrected albedo time series for both sites ORE and LA. Top plot: Data from the ORE-AWS (1-hr mean values); left y-axis, grey line: VWC and error bars; right y-axis, black dots: soil albedo. The light-grey rectangle in background indicates a data gap in the albedo data set due to datalogger's battery failure. Bottom plot: Data from the in-situ experiment performed at LA site on 14-Nov-2007 (with error bars) and calculated albedo using Equation 3.1).

Label	date	VWC		Albedo	
		mean	std	mean	std
LA	14-Nov-2007	0.066	0.029	0.19	0.011
LA	15-Nov-2007	0.27	0.077	0.12	0.0084
BG	15-Nov-2007	0.33	0.029	0.20	0.0087

Table 3.3. Mean values and standard deviations of VWC and albedo. Each value is computed from 15 measurements (section 3.2.2).

($R^2=0.67$ and $RMSE=0.030$):

$$\alpha_b = A \exp(-B\theta_S) + C \quad (3.1)$$

where α_b is the soil albedo and θ_S the VWC.

The best fit coefficients $A=0.31$, $B=12.7$ and $C=0.15$ are in the range of values found by Lobell et Asner (2002), but Wang *et al.* (2005) reported a much lower value for the B coefficient ($B=3.52$, clay soil type).

If the values of albedo and water content are only known for two different soil surface conditions (preferably when the soil is driest and wettest), A and C coefficients can be computed from Equation 3.1. As an example, we used data from the irrigation experiment at LA. Bare soil albedo before irrigation averages 0.18, corresponding to dry soil (VWC=0.068) and it drops to 0.1 when VWC increases to 0.145. These values allow us to compute A and C , while the B parameter is taken from the previous fit. Figure 3.5 shows that the resulting albedo is still properly estimated.

However, the discrepancy between calculated and measured albedo is large when the soil moisture is varying. This discrepancy is due to a short time lag between soil moisture and albedo variations. Indeed, albedo depends on the moisture of the very surface, whereas soil moisture is measured at a 5-cm depth. Moreover, the soil was particularly dry at the beginning of the experiment, which delayed the infiltration.

This phenomenon is a possible explanation as to why several very low albedo values are measured simultaneously with low water content in the ORE-AWS (Figure 3.4e).

On the other hand, large albedo values are recorded in the ORE-AWS while VWC is close to maximum. This is likely to be linked with the snow occurrence. Indeed, Lejeune *et al.* (2007) observed that snow pack in this area is ephemeral due to the extremely

high solar radiation. The resulting patchy snow cover integrated by the pyranometer may have a high albedo value while the soil is wetted by snow melt.

3.2.4 Conclusion

The covariation of bare soil albedo and water content has been demonstrated using in-situ data collected on the moraine of the Zongo glacier, where cold temperature conditions limit vegetation cover. For this purpose, the ORE weather station is a suitable study site. The local relationship we found seems robust, but the parameters must be carefully examined before application to other regions.

At the annual timescale, snow-free albedo measured during the rainy season is 0.16, i.e. approximately 40% lower than during the dry season (0.26). The consequence is a 14% increase of absorbed incoming solar radiations, so that one can expect a significant impact on the energy balance and consequently on the water balance.

To demonstrate this point, the relationship found between albedo and soil moisture has been included in the energy balance equations of a hydrometeorological model. In comparison with a run in which bare soil albedo is set constant, the result is a 12% increase of the annual evaporation (Gascoin *et al.*, 2009b).

In conclusion, a global database containing parameters describing the soil albedo and its variation with soil moisture in the top first centimeters would be highly valuable for climate modeling (Liang *et al.*, 2005).

Acknowledgements

Work on Zongo catchment was funded by the French Observatoire de la Recherche en Environnement (ORE) GLACIOCLIM (IRD, French research ministry) with the support of Instituto de Hidraulica e Hidrologia, La Paz, Bolivia.

3.3 Dependence of bare soil albedo to soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : implications for land surface modeling

Gascoin, S., Ducharne, A., Ribstein, P., Lejeune, Y., Wagnon, P. (2009)
Journal of Geophysical Research - Atmospheres, doi :10.1029/2009JD011709

Résumé

Dans le chapitre précédent, nous avons pu mettre en évidence la forte dépendance de l'albédo du sol nu à l'humidité dans les cinq premiers centimètres sur la moraine du glacier Zongo. Dans cette partie nous évaluons l'impact de cette dépendance sur les flux de surface calculés par un modèle de surface continentale (CLSM). Comme la relation empirique entre ces deux variables a été établie dans la parcelle de la station météorologique (ORE), le domaine de modélisation est restreint aux dimensions de cette parcelle ($10 \times 10 \text{ m}^2$). Les forçages atmosphériques sont constitués à partir du jeu de données de l'ORE. Les paramètres du sol sont déterminés à partir de la classe texturale observée (sable). Cette configuration locale permet un contrôle très précis sur la calibration et la validation du modèle.

La simulation est divisée en une période de calibration ($\simeq 6$ mois) et une période de validation/analyse ($\simeq 20$ mois).

La période de calibration nous a permis de contraindre le modèle pour qu'il respecte deux conditions préalables avant de simuler les variations d'albédo du sol nu (α_b) avec l'humidité dans la couche de surface (θ_S , contenu volumétrique d'eau dans le sol) :

- Il faut déjà s'assurer que le modèle reproduise bien les périodes où la neige couvre le sol. Dans ce but, le paramètre qui définit le minimum de neige qui peut couvrir une maille est modifié pour tenir compte du fait que l'échelle de modélisation considérée est bien inférieure à l'échelle habituelle d'une maille de LSM. Cette modification suffit à simuler correctement les périodes où le sol de l'ORE est couvert par la neige.
- La variable θ_S doit être simulée le plus fidèlement possible (amplitude et phase) pour pouvoir diagnostiquer α_b à l'aide la relation empirique du chapitre 3.3.

La comparaison avec les mesures de la sonde d’humidité montre que la paramétrisation par défaut ne permet pas de reproduire les fortes variations de θ_S qui suivent une précipitation ou une période d’évaporation. Cela est dû au fait que les échanges entre la couche de surface et la couche racinaire³ se font trop rapidement. En réalité, la couche de surface apparaît relativement découplée des couches de sol plus profondes.

La calibration manuelle du paramètre a_{τ_2} (équation (1.25), chapitre 1) permet de résoudre ce problème. Ce paramètre est critique pour définir la cinétique des transferts entre la couche de surface et la zone racinaire. La figure 3.15 ajoutée en complément à la fin de cet article montre l’effet de cette calibration sur les principales variables du bilan d’eau et d’énergie.

Le modèle ainsi calibré est ensuite utilisé sur la période de validation, qui permet de montrer que le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement de grande longueur d’onde émis par le sol sont reproduits de façon très satisfaisante par le modèle.

Enfin, sur cette période, on évalue l’effet de la relation $\alpha_b = f(\theta_S)$ dont les bornes de variations sont étalonnées à $\alpha_b = 0.16$ et $\alpha_b = 0.31$, respectivement pour l’état du sol à saturation et pour le point résiduel.

Ceci résulte en une baisse moyenne de l’albédo et l’énergie supplémentaire ainsi absorbée est dissipée en chaleur latente et chaleur sensible. L’évaporation moyenne augmente de 12% par comparaison avec une simulation dans laquelle l’albédo est constant (fixé à sa valeur la plus fréquente $\alpha_b = 0.3$). L’impact sur les flux turbulents est plus fort pendant la saison des pluies. La conséquence est une baisse du runoff de plus de 5% durant la période.

Ainsi, on montre que le couplage entre l’albédo et l’humidité des premiers centimètres du sol peut avoir un effet considérable sur les flux de surface, et qu’il permet de renforcer les interactions entre les bilans d’eau et d’énergie à la surface continentale.

³Le terme zone racinaire est employé par cohérence avec le chapitre 1, même s’il n’y a aucune racine dans le sol de l’ORE!

Abstract

Although the dependence of bare soil albedo on soil moisture is a familiar observation, it is not commonly represented in climate modeling. We investigate the impact of this dependence in a land surface model (LSM) using meteorological data collected on the moraine of a Bolivian glacier. The relationship which is implemented to simulate albedo variations with soil moisture is deduced from a previous field study.

The model is set up at the scale of the meteorological station plot to have the most accurate control on the model calibration and validation. A snow parameter is modified to account for the fact that the model was designed for larger cell sizes. Water content measurements are used to calibrate the parameter controlling the vertical water fluxes within the soil surface layer. This allows us to enhance the model's ability to capture the fast changes in surface soil moisture.

The comparison of simulated ground heat flux and outgoing long-wave radiations with observations shows that the model performs well despite the fact that all other parameters are set a priori based on local properties of the surface.

The results show that the dependence of bare soil albedo on soil moisture, which causes an increase in the net radiation, importantly influences the turbulent fluxes at the annual and monthly timescales. The mean annual evaporation is increased by 12%. As a consequence, this parameterisation modifies the computed runoff, which is reduced by more than 5% during the rainy season.

3.3.1 Introduction

The darkening of soil when it gets wet is a common observation that was already addressed by Ångström (1925) and has been theoretically explained for long (e.g. Twomey *et al.*, 1986; Ishida *et al.*, 1991). It is due to the fact that water replacing air in the uppermost layer of soil tends to increase the likelihood of light absorption by the surface.

Idso *et al.* (1975) showed in a pioneering field study that bare soil albedo is a linear function of the water content in the top soil layers (0.2-cm to 10-cm). Such a linear relationship has been implemented in several land surface models (LSMs) (Pitman *et al.*, 1991; Acs et Hantel, 1998; Nai *et al.*, 2001; Lawrence et Slingo, 2004; Matsui *et al.*, 2007).

But Idso's work has been challenged by more recent studies which indicated that, for many soil types, a non-linear exponential relationship is more appropriate to depict the dependence of bare soil albedo on water content (Duke et Guérif, 1998; Liu *et al.*, 2002; Lobell et Asner, 2002; Wang *et al.*, 2005; Gascoïn *et al.*, 2009c).

However, the bare soil albedo is still set constant in many LSMs applications. For example, a soil albedo parameterisation is included in the state-of-the-art LSM ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005), but is actually not activated (M. Mancip, personal communication). According to Zeng (2005), the soil moisture effect on albedo is not taken into account in the weather forecast models of the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) and of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), whereas the estimated area of bare soil on Earth is 35×10^6 km², i.e. 26% of the total land surface area (excluding Antarctica, see Sterling et Ducharne, 2008).

To the authors' knowledge, the only LSM application in which this exponential function was included is reported by Liang *et al.* (2005). This modification (combined with modifications of snow and vegetation albedo) markedly improved the existing albedo scheme of the Common Land Model LSM (Dickinson *et al.*, 1993; Nai *et al.*, 2001), but the authors did not assess the effect on the energy and water fluxes.

On the other hand, a good estimate of the albedo over various surfaces is widely recognised as a critical issue in climate modeling. To cite only one recent example, Charlson *et al.* (2005) pointed out how important is the accuracy of the albedo representation at all scales in order to understand the part of the radiative forcing due to the emission of greenhouse gases in the recent climate change.

We think that this paradox is partly due to the fact that only few studies have addressed the implications of the bare soil albedo dependence on soil moisture in terms of energy and water balance.

McCumber et Pielke (1981) performed sensitivity tests (24-h simulations) in which soil albedo was free to vary as a function of surface moisture according to Idso's formulation. Depending on the soil type, the authors reported a shift of the simulated surface temperature ranging between -1°C and $+2.5^{\circ}\text{C}$. Despite this change, they discarded the effect of the albedo variability because they found that the effect of the soil moisture initialization in the simulation is much stronger. This result was confirmed by the numerical experiments of Clark et Arritt (1995), who found that the albedo effect is lower than the effect of soil moisture availability for the simulation of an atmospheric convective event.

However, these studies focus on the sensitivity of energy fluxes at short timescales (hourly to daily). In this paper, we report a case study to investigate the following question: in a land surface model, what is the effect at the annual timescale of coupling bare soil albedo with soil moisture? To what extent does this dependence modify the computed surface fluxes and the resulting water and energy budgets?

We address this issue using a land surface model forced with meteorological data collected on the moraine of a Bolivian glacier. This site is well suited to this study, because there is no vegetation and the sensitivity of albedo to soil moisture was described in Gascoin *et al.* (2009c) based on in-situ measurements. The paper is organised as follows: first, the site, the model and the data are described (Sect. 3.3.2 and Sect. 3.3.3). The modeling strategy is described in Sect. 3.3.4 and the results are reported in Sect. 3.3.5.

3.3.2 Site description

The study site ($16^{\circ} 15'S$, $68^{\circ} 10'W$, 5050 m a.s.l.) is located on the moraine of the Zongo glacier, near La Paz, Bolivia (Fig. 3.6). The Zongo glacier (area 2.0 km^2) is part of the Huayna Potosi massif in the Cordillera Real. A stream gaging station at 4830 m a.s.l. defines the Zongo catchment (3.3 km^2 , see Soruco *et al.*, 2009).

In this subtropical region, the climate is typically characterised by the alternation of a rainy season and a dry season. The rainy season roughly starts in December and ends in March. The annual precipitation varies between 600 mm and 1200 mm (for more details about local climate, see Ribstein *et al.*, 1995; Wagnon *et al.*, 2001).

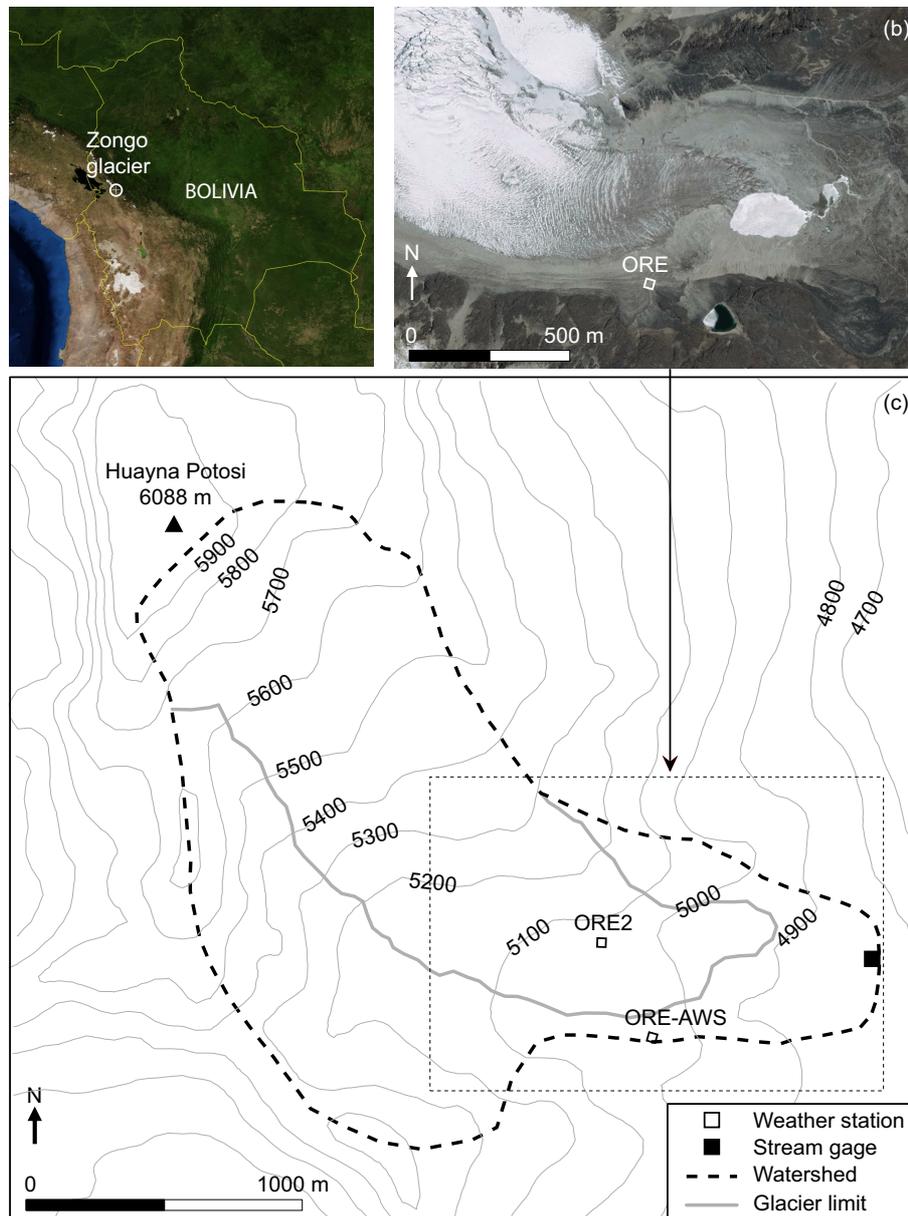


Figure 3.6. (a) Location of the Zongo glacier in Bolivia. Image Blue Marble Jan-2004 (Credit: NASA's Earth Observatory) (b) Aerial view of the study area and location of the ORE-AWS on the lateral moraine (Credit: Google Earth). (c) Simplified map of the Zongo catchment after Ribstein *et al.* (1995), also showing the ORE2-AWS on the glacier.

In the central Andes, the vegetation is sparse above 3500 m a.s.l (Kuentz *et al.*, 2007). On the moraine of the Zongo glacier, the altitude exceeds 4800 m a.s.l, and the vegetation cover is not significant. The non-glacierised areas are mainly covered by glacial deposits coming from the weathering of the silicate bedrock. These deposits appear clearly on the aerial photograph (Fig. 3.6) with colours ranging from light to dark gray. Darkest areas correspond to outcrops of granodiorite with steep slopes (except for a small lake).

Meteorological data have been collected since 2004 in the ORE-GLACIOCLIM automatic weather station (hereinafter referred to as ORE-AWS). The data are described in details in Sect. 3.3.3. The station is situated on a rounded part of the lateral moraine, forming a convex relief where runoff is likely to be enhanced by the strong topographic gradients (see Sect. 3.3.3). But the plot of the ORE-AWS is installed on is basically flat (dimensions 10×10 m²). In the ORE-AWS, there is no vegetation at all. The whole plot is homogeneously covered by a light gray soil. Granulometric analysis revealed that the surface layer (top 5-cm) belongs to the sand class in the USDA texture triangle (see Gascoin *et al.*, 2009c).

3.3.3 Model and data

Model description

The Catchment Land Surface Model (CLSM, Koster *et al.*, 2000a; Ducharne *et al.*, 2000) is used to compute water and energy fluxes at the land surface. This model has been evaluated in a number of model intercomparison projects at various scales (e.g. Nijssen *et al.*, 2003; Boone *et al.*, 2004).

CLSM is a land surface model that includes parameterisations from the Mosaic LSM (Koster et Suarez, 1996) to solve the water and energy budgets at the land surface. It also incorporates the three-layer snow model of Lynch-Stieglitz (1994).

CLSM uses TOPMODEL equations (Beven et Kirkby, 1979) to account for the influence of topography on soil moisture patterns and to generate runoff. The land surface is partitioned into hydrological catchment (typically 1000-10000 km²). Each unit catchment includes a conceptual water table. At each timestep (20-min), the mean water table depth is calculated from the catchment's average soil moisture. The subgrid variability of the water table depth is derived from the topographic index distribution. The

resulting distribution of the water table depth allows the partitioning of the catchment space into three regions with distinct hydrological regimes (saturated, intermediate and stressed). For each region, runoff and evaporation are computed independently using specific parameterizations (mostly taken from the Mosaic LSM).

In the vertical direction, the water fluxes are computed based on Richards equation and can be downward or upward. The soil moisture is represented by three non-traditional prognostic variables, which can be related to the water content within three layers, that is, the surface layer, the root zone layer and the deep soil layer (see Koster *et al.*, 2000a). In this paper, we focus on the surface layer. Its depth has been fixed to 5-cm to be consistent with the measurements depth. The bulk surface layer wetness ω_S , i.e. the degree of saturation, is computed with:

$$\omega_S = \sum_{i=1}^3 \omega_i A_i, \quad (3.2)$$

$$(3.3)$$

where i designates one of the three regions in the catchment and ω_i and A_i are the surface layer wetness and fractional area of the region i .

In the analysis below, we express the soil moisture in volumetric water content (VWC in m^3/m^3 , volume of water per volume of soil). The VWC in the surface layer θ_S is given by:

$$\theta_S = \omega_S \phi, \quad (3.4)$$

$$(3.5)$$

where ϕ is the soil porosity.

Meteorological data

All the meteorological data are taken from the ORE-AWS records (1-hr mean values). These data are available at <http://www-lgge.ujf-grenoble.fr/ServiceObs/>.

Meteorological forcing include wind speed, air temperature, relative humidity, incoming longwave and shortwave radiations and rainfall. The precipitation phase is determined using an air temperature threshold of 0.5°C , following L'Hote *et al.* (2005) who showed that 90% of the precipitation in this area is solid below this temperature.

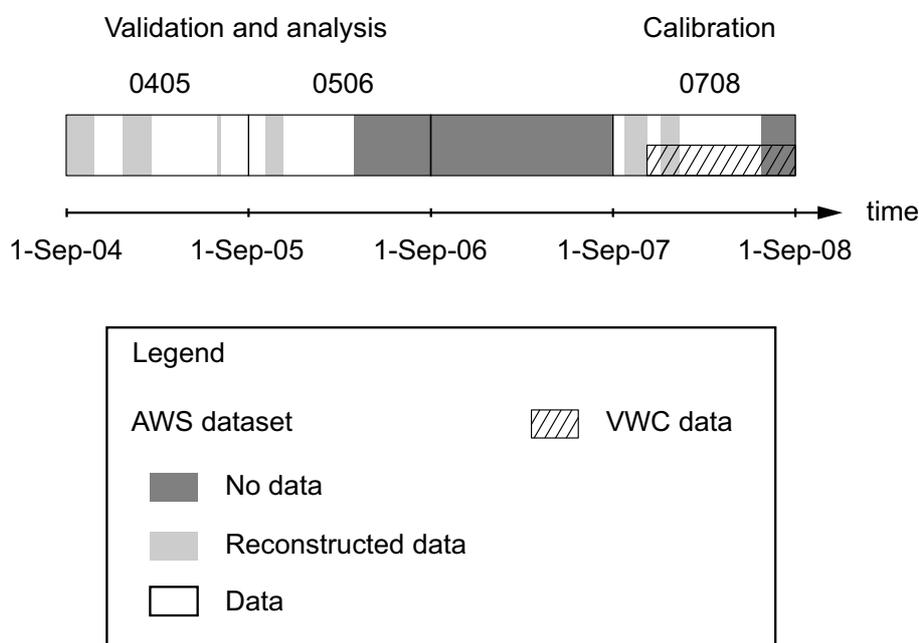


Figure 3.7. Overview of the data and simulation characteristics.

Calibration and validation data include upward longwave radiations, ground heat flux, albedo and soil water content. Albedo is computed every 10 seconds as the ratio of reflected to incoming shortwave radiations, but only the mean value is recorded every 30 min. Volumetric water content is logged every hour in the top 5-cm using a ThetaProbe Soil Moisture Sensor since November 2007 (Delta-T Devices, 1999).

The meteorological dataset is not continuous because the severe environmental conditions hinder the maintenance of the station (Fig. 3.7). The gaps are filled using data collected in the nearby meteorological station ORE2, which was set up on the glacier, at the same altitude as the ORE-AWS (Fig. 3.6), during the same period. Good correlations exist between each variable of the two datasets, allowing us to evaluate the missing values. This was done for all the atmospheric forcing except for the precipitation rate, as the ORE2 station does not include a precipitation gage. To solve this issue, we used daily data from a rain gage located at the Plataforma Zongo, 1000 m away from the glacier tongue, at an altitude of 4770 m. The daily water depths were interpolated to the hourly timestep based on the observation of the marked diurnal cycle (Sicart *et al.*, 2002).

The periods of reconstructed data represent 20 % of the calibration period and 28 % of the validation period. In the next sections, reconstructed data are not considered

Variable	Units	Value
Soil depth D	m	3.00
Root zone depth z_{RZ}	m	0.20
Porosity ϕ	-	0.45
Compacted saturated hydraulic conductivity K_{SC}	m.s ⁻¹	4.7e-05
Decay factor with depth of saturated hydraulic conductivity ν	m ⁻¹	3.26
Clapp et Hornberger (1978) b	-	2.79
Saturated soil matrix potential ψ_S	m	-0.069

Table 3.4. Soil parameters. K_{SC} is given for a compacted soil.

when averaging the variables or calculating coefficients to measure the performance of the simulations.

Model set-up

The focus of this study is on surface fluxes. Therefore, we chose to set up the model at the scale of the ORE-AWS, which is a 10×10 m² plot. This allows us to have the most accurate control on the model calibration and validation. A catchment-based approach would require the spatialization of the meteorological data. Considering the extreme variability of the topography in the study area (see the elevation contour lines over the potential catchment in figure 3.6), the data upscaling would largely increase the uncertainty on the computed fluxes.

The input data include meteorological forcing, soil parameters and the topographic index distribution. The land surface type is bare soil for the whole plot, thus the vegetation parameters do not need to be considered. Following in-situ data, The soil parameters are deduced from Cosby *et al.* (1984) for the sand class (Table 3.4)⁴, except for porosity, which is set as the maximum value of the water content time series i.e. $\phi = 0.45$ (Sect. 3.3.3).

This modeling approach, however, raises a conceptual problem. As the ORE-AWS plot is not a catchment, it is not possible to define its topographic index distribution (TID). Because of the morphology of the study area (Sect. 3.3.2), we chose to use the

⁴Note supplémentaire : K_0 est calculé selon l'équation (2.1) (chapitre 2)

TID	TID1	TID2	TID3
Mean \bar{x}	7.36	9.85	7.39
Variance σ_x^2	5.51	5.37	4.95
Skewness γ_x	1.23	1.41	0.42
DEM resolution (m)	30	75	50

Table 3.5. Parameters describing the three tested topographic index distributions.

TID parameters calculated for a mountaineous catchment, namely the Sleepers River catchment (Vermont, USA Stieglitz *et al.*, 1997). This distribution is referred to as TID1 below. To evaluate the influence of this choice, we have tested two other different TID prior to further calibration: TID2 refers to the TID of the Somme River catchment (France), which is a rather flat catchment (see Gascoïn *et al.*, 2009a) and TID3 refers to the TID of non-glacierized area extracted from the Zongo catchment (delineated in Fig. 3.6). The first three moments for each TID are given in Table 3.5. The results are presented in Sect. 3.3.5.

Bare soil albedo parameterisation

In the absence of snow, the surface energy balance equation in CLSM is:

$$SW_n + LW_{in} = \frac{C_H \Delta T_C}{\Delta t} + LW_{out} + H + \lambda E + G \quad (3.6)$$

SW_n : net shortwave radiation absorbed at the surface (W.m^{-2})

LW_{in} : incoming longwave radiation at the surface (W.m^{-2})

C_H : heat capacity of the surface ($\text{J.K}^{-1}.\text{m}^{-2}$)

δT_C : change of surface temperature over a timestep (K)

Δt : timestep duration (s)

LW_{out} : upward longwave radiation at the surface (W.m^{-2})

H : sensible heat flux (W.m^{-2})

λ : latent heat of vaporization (J.kg^{-2})

E : evaporation rate ($\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-2}$)

G : ground heat flux ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

The net shortwave radiation is deduced from the incoming shortwave radiation SW_{in} , using the surface albedo α :

$$SW_n = (1 - \alpha)SW_{in} \quad (3.7)$$

Therefore, a decrease in albedo acts like a positive radiative forcing. In the absence of vegetation, the surface albedo in CLSM is equal to the bare soil albedo α_b and does not vary with time. Based on detailed in-situ measurements (Gascoin *et al.*, 2009c), we implemented an exponential relationship between bare soil albedo and water content:

$$\alpha_b = A \exp(-B\theta_S) + C \quad (3.8)$$

where α_b is the soil albedo, θ the volumetric water content in the top 5-cm and A , B and C are parameters. B defines the curvature of the exponential relationship, whereas A and C define the extremes values. In the absence of VWC data for the whole simulation period, B is taken from the fit performed with 2007-2008 data i.e. $B = 12.7$ (waveband 305 nm to 2800 nm, see Gascoin *et al.*, 2009c). This value is consistent with the values found by Liang *et al.* (2005) from satellite measurements over North America, i.e. $B = 14.4$ for visible band (300 nm-700 nm) and $B = 11.6$ for near-infrared band (700 nm-5000 nm). This comparison suggest that the B parameter is independant of the measurement scale.

Regarding the parameters A and C , as the extreme albedo values have slightly changed between 2004 to 2008, the values for A and C were not taken from the 2007-2008 fit, but were deduced from the following hypotheses:

- the upper bound of the soil albedo is reached when the soil water content is at residual point. In the CLSM, the residual point corresponds to a soil wetness of 18% ($\theta_S = 0.081$)
- the lower bound is reached when soil wetness is 100% ($\theta_S = 0.45$).

These extreme values of VWC are verified to occur during the 2007-2008 monitoring period, but cannot be better constrained. On the other hand, the albedo extreme values

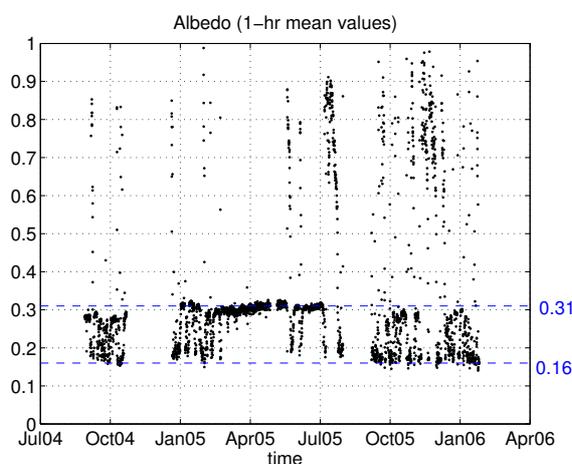


Figure 3.8. Albedo data collected in the ORE-AWS (1-hr mean values). Only values measured between 9h and 16h30 are taken into account in order to remove the solar zenithal effect in the observed time series (see Gascoin *et al.*, 2009c). The dashed blue lines indicate the extremes values chosen for the bare soil albedo parameterisation (Sect. 3.3.3).

are determined using the 2004-2006 albedo time series (Fig. 3.8), leading to $A = 0.42$ and $C = 0.16$. The main difference with the fitting parameters for 2007-2008 ($A = 0.31$, $C = 0.15$) is the value of A , indicating a decrease in the dry soil albedo with time, which appears in Fig. 3.8 on the minimum albedo values and is probably due to instrumental drift.

As CLSM runs using a 20-min timestep, bare soil albedo is computed every 20-min. If this new parameterisation is not activated, the bare soil albedo is set to 0.3, which is the most frequent value in the ORE-AWS dataset.

Snow parameterisation

The objective of this work is not to investigate snow albedo. A detailed study of snow processes and modeling in the same area is reported by Lejeune *et al.* (2007). However, the occurrence of snow cover has to be properly simulated to allow the analysis of the snow-free periods. For that purpose, we modified the minimum average snow amount S_{\min} (mm in water equivalent) above which the snow can accumulate. If the average snow amount over the grid cell is less than S_{\min} , then snow cover is forced to melt during the time step. As S_{\min} is computed as the average amount over the grid cell surface, it depends strongly on the scale of modeling. The default value in CLSM is $S_{\min} = 1\text{-}6$ mm.

This value is adapted to kilometeric cell size, where snow cover is non-uniform. On the contrary, over the $10 \times 10 \text{ m}^2$ ORE plot, an average snow amount of $1 \text{e-}6 \text{ mm}$ is unlikely to persist longer than 20-min. Therefore S_{\min} has been fixed to 1 mm.

The fresh snow density was also changed to 300 kg/m^3 , which is the value reported by Sicart *et al.* (2002) for the same study site.

3.3.4 Modeling strategy

The simulation exercise is split into two period (Fig. 3.7). The sensitivity to the topographic index distribution is tested over the calibration period. Next, the model's soil parameters are calibrated against VWC data, which are only available from 07 November 2007 to 21 June 2008. The simulation with the default parameter set is noted CAL0 and the calibrated simulation is noted CAL1. Then, the model is run using the same parameter set as CAL1 over a longer period (01 September 2004 to 01 April 2006), to perform validation and sensitivity tests (simulations VAL1, VAL1a, VAL1b). Thus, simulation VAL1 is equivalent to CAL1, but the simulation period is longer. Simulation VAL1a refers to the simulation in which the exponential variation of bare soil albedo with water content is activated (Sect. 3.3.3). VAL1b refers to a simulation in which the bare soil albedo is directly forced by the observed albedo time series, for timesteps when the observed value is less than 0.32. When $\alpha > 0.32$, the observed soil albedo is affected by snow cover or low solar zenith angle. In this case, the input values are interpolated from the observed values, using nearest-neighbor method.

For all simulations, the initial conditions are achieved by a ten-time spin-up, i.e. by running the model over ten repetitions of the meteorological forcing corresponding to the simulation period.

3.3.5 Results

Sensitivity to the topographic index distribution

Before testing the dependence of albedo on soil moisture, it is critical to simulate realistic soil moisture variations in the top 5-cm. However, the simulation of the soil moisture at the very surface is particularly challenging for several reasons. First, it relies heavily on the precipitation measurement. In this area, the uncertainty on precipitation depth

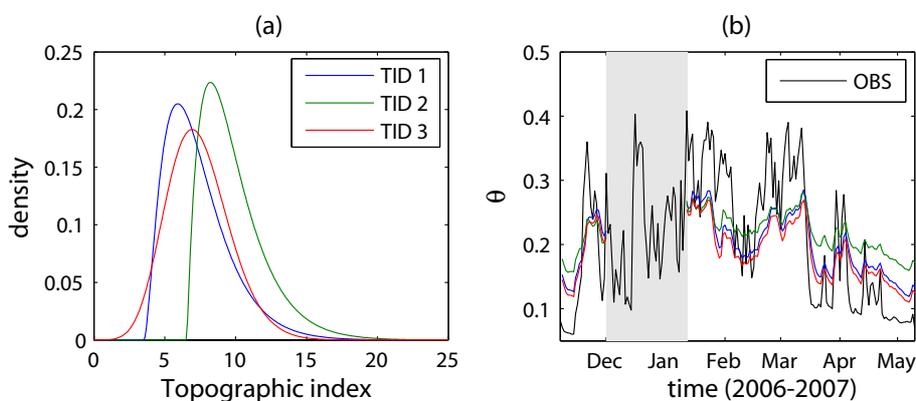


Figure 3.9. (a) Plot of the three tested topographic index distributions (each distribution is fitted to a gamma-law). TID1: Sleepers River catchment; TID2: Somme River catchment; TID3: Non-glacierized area of the Zongo catchment (b) Observed and simulated soil water content in the top 5-cm for each TID (m^3/m^3 , 1-day mean values). The shaded area indicates a data gap due to datalogger’s battery failure.

is large due to the frequent occurrence of snow. Secondly, large variations can occur during short periods. Thirdly, water content within the surface layer not only depends on atmospheric forcing, but also on the moisture conditions of underlying soil layers.

We performed three preliminary tests to assess the sensitivity of CLSM’s surface layer to the topographic index distribution (Sect. 3.3.3). We focused on the surface layer VWC, in comparison with VWC measurements. The results are depicted in Fig. 3.9. The main effect is a vertical translation of the simulated VWC, due to the fact that the TID controls the TOPMODEL water table depth.

Fig. 3.9 also shows that the most important aspect is the mean value of the TID, whereas the amplitude of variations is not strongly affected by the TID. This result is consistent with the wide body of literature about TOPMODEL’s sensitivity to the TID, including the conclusion of Franchini *et al.* (1996), who demonstrated that, apart from the sensitivity to the mean topographic index, “TOPMODEL shows such limited sensitivity to the basin’s actual index curve that it is possible (...) to replace it with other curves taken within a relatively broad band, without significantly altering the sequence of discharges generated”. In contrast, the latter is significantly influenced by the mean topographic index, which depends as much on local topography as on the DEM resolution, so that it is mandatory to calibrate the transmissivity parameters of TOPMODEL (e.g. Wolock et McCabe, 1995; Saulnier *et al.*, 1997; Ducharme, 2009).

We set TID1 as the default distribution for the model calibration, validation and sensitivity tests reported below.

Calibration of the surface layer parameter

As mentioned above, the VWC data collected in the ORE-AWS during the rainy season is an essential information to improve the simulation of the soil moisture in the surface layer. These data allowed us to calibrate the surface layer parameterisation. In this study, only manual calibration was performed without using an optimization technique.

We chose to calibrate only one parameter, a_{τ_2} (Equation (17) in Ducharne *et al.*, 2000), which defines the timescale of moisture transfer between the surface layer and the root zone layer. The standard values of a_{τ_2} in CLSM are tabulated for each soil class. For the sand class, the default value is $a_{\tau_2} = 2.45\text{e-}08 \text{ s.m}^3$. Figure 3.10 shows the simulated water content in the surface layer before (simulation CAL0) and after calibration (simulation CAL1), in comparison with the VWC data. If a_{τ_2} is set to the default value (CAL0), the hydraulic connectivity between the root zone and the surface layer is too strong. This induces a constant replenishment of the surface layer during periods of strong evaporative demand, e.g. at the end of the rainy season, whereas the measurements indicate abrupt decreases in the VWC. On the other hand, this default parameter prevents water from accumulating in the surface layer after precipitation events, as it can be observed several times in the VWC record.

A higher value of a_{τ_2} tends to limit the vertical water fluxes between the surface layer and the root zone. As a result, the surface layer is more sensitive to the atmospheric forcing and the buffering effect by the deeper soil is reduced. This led us to increase the magnitude of a_{τ_2} ($a_{\tau_2} = 2.16\text{e-}06 \text{ s.m}^3$ in CAL1), which improves markedly the simulated VWC by increasing the variation amplitude. The fast response of the observed signal is better captured. For example, the model reproduces properly the drastic change of water content in March 2008. The change in a_{τ_2} contributes to lower the root mean squared error (RMSE) and to strengthen the correlation between the simulated and observed signal (Nash-Sutcliffe efficiency raised from 0.59 to 0.73).

Validation

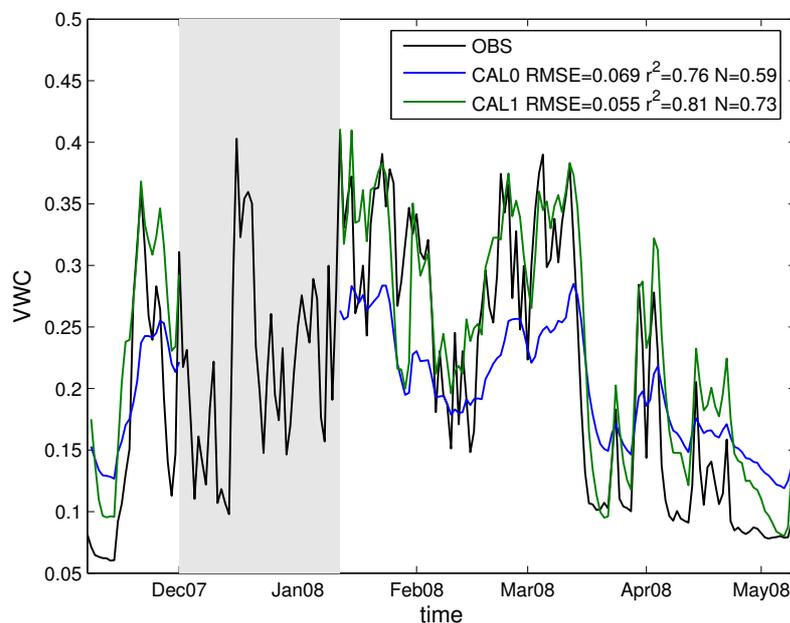


Figure 3.10. Observed and simulated soil water content (m^3/m^3) in the top 5-cm (1-day mean values). Simulation CAL0 corresponds to the run before calibration and CAL1 after calibration of the $a_{\tau 2}$ parameter. The shaded area indicates the data gap.

Albedo The graphical analysis of the simulated albedo is presented in Fig. 3.11. The simulated surface albedo (i.e. including the snow cover contribution) is represented against the observed albedo.

Lejeune *et al.* (2007) reported that the snow pack is particularly ephemeral in the area (and thus difficult to simulate with a classical snow model), mainly because of extreme solar radiation conditions. Figure 3.11 shows that some albedo values are overestimated, which may indicate that (i) the model underestimates snow melting rates; or (ii) the determination of the precipitation phase is not accurate. Nevertheless, there is a clear separation of two subsets ($\alpha > 0.32$ and $\alpha < 0.32$, cf. Sect. 3.3.4) in all simulations, which demonstrates that the snow parameterisation (Sect. 3.3.3) is adapted to represent the occurrence of snow cover on the moraine of the Zongo glacier, allowing a good match between the simulated and observed snow-free periods.

The albedo values ranging between 1 and 0.32 correspond to days with significant snow cover. They are not primarily affected by the soil albedo parameterisation, therefore we focus on the values lower than 0.32. Fig. 3.11 shows that VAL1 with a constant albedo does not properly represent the observed values. In simulation VAL1a, the albedo

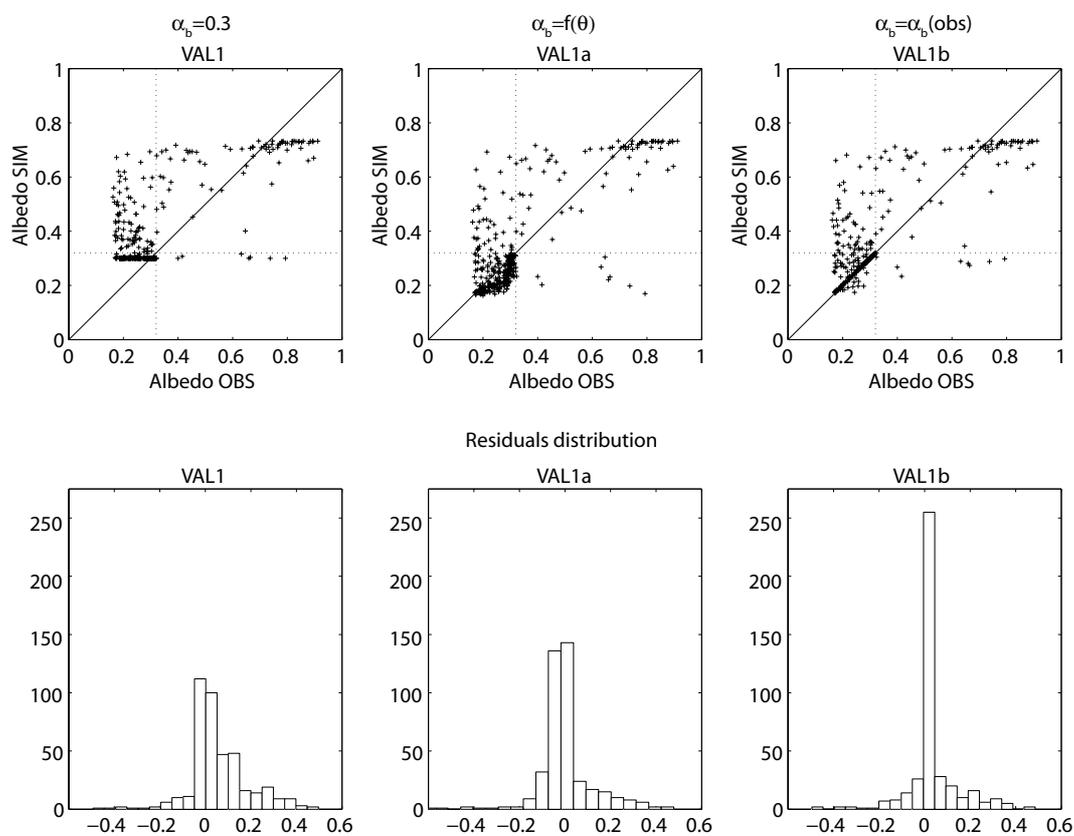


Figure 3.11. Analysis of simulated albedo values for runs VAL1, VAL1a and VAL1b. Top plots: simulated versus observed albedo (1-day mean values, 414 values from 01-Sep-2004 to 31-Apr-2006). The dotted line marks $\alpha_b = 0.32$. Bottom plots: distribution of the residuals (SIM-OBS).

	Simulation	VAL1	VAL1a	VAL1b
	Bare soil albedo	constant	$f(\text{VWC})$	Forced
All values	Bias	0.059	0.0023	0.025
	RMSE	0.14	0.12	0.11
	r^2	0.49	0.59	0.61
$\alpha < 0.32$	Bias	0.028	-0.015	0.0060
	RMSE	0.051	0.043	0.027
	r^2	0.042	0.39	0.67

Table 3.6. Validation of the albedo over the 2004-2006 simulation period. The coefficients are computed from daily mean values.

parameterisation induces an extension of the range of simulated albedo, and thus a better fit of the data, although the bare soil albedo is a bit underestimated. This results in fewer positive residuals compared to VAL1.

However, the points in VAL1 do not closely match the 1:1 line. This may be caused by discrepancies in the simulated surface moisture, in spite of the calibration effort (Sect. 3.3.5), or by the imperfection of the albedo parameterisation (Eq. 3.8), which was established using the 2007-2008 dataset, as no VWC data are available for the validation period (cf. Sect. 3.3.3).

The statistical analyses of these results confirms the fact that the albedo is better estimated in VAL1a and VAL1b. As shown in Table 3.6, simulations VAL1a and VAL1b have lower bias and RMSE, and higher coefficient of determination (r^2) than VAL1. These indicators were also computed on the sub-sample of daily albedo lower than 0.32, what emphasizes the improvement of the snow-free albedo representation. These results hold at lower timesteps.

Energy fluxes Figure 3.12 shows the comparison of VAL1, VAL1a and VAL1b against observations, for ground heat flux (W/m^2) and upward longwave radiations (W/m^2). The three simulations yield satisfactory estimates of the fluxes at the daily time step. Note that, except for a_{τ_2} (cf. Sect. 3.3.5) and S_{\min} (cf. Sect. 3.3.3), all other parameters were set a priori based on local properties of the surface.

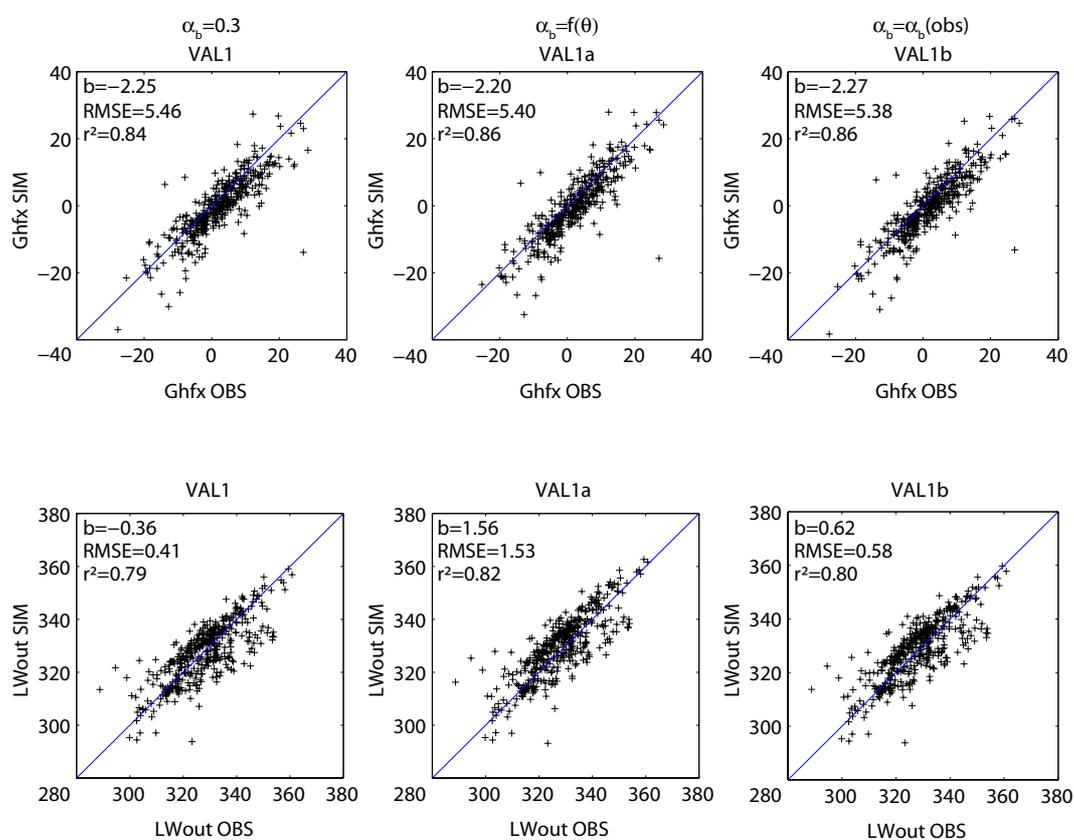


Figure 3.12. Simulated versus observed ground heat flux (Ghfx) and upward longwave radiation (LWout) in W/m^2 (1-day mean values). b: bias (W/m^2), RMSE: root mean squared error (W/m^2), r^2 : coefficient of determination.

	Simulation	VAL1	VAL1a	VAL1b
	Bare soil albedo	constant	$f(\text{VWC})$	Forced
Albedo	m (-)	0.39	0.34	0.36
	Δ (%)	-	-14.5	-8.6
Net radiation	m (W/m ²)	73.5	83.4	78.8
	Δ (%)	-	+13.5	+7.3
Surface temperature	m (K)	275.5	275.8	275.7
	Δ (K)	-	+0.37	+0.19
Ground heat flux	m (W/m ²)	-0.42	-0.37	-0.44
	Δ (%)	-	+11.1	-5.0
Sensible heat flux	m (W/m ²)	48.7	55.5	52.0
	Δ (%)	-	+14.1	+6.9
Total evaporation	m (W/m ²)	25.0	28.1	27.0
	m (mm/d)	0.88	0.99	0.95
	Δ (%)	-	+12.1	+7.9
Bowen ratio	m (-)	1.95	1.97	1.93
	Δ (%)	-	+1.5	-1.0
Water content 5-cm	m (%)	20.9	20.5	20.7
	Δ (%)	-	-1.9	-1.0
Total Runoff	m (-)	2.78	2.67	2.70
	Δ (%)	-	-3.9	-2.7

Table 3.7. Effect of the bare soil parameterisation on key variables (daily mean values). m : mean value, Δ : relative difference with simulation VAL1.

The variability of the bare soil albedo does not clearly improve the validation of the simulated fluxes. Although VAL1a and VAL1b tend to increase the correlation between the simulated and observed fluxes (increase in the coefficient of determination), the RMSE and bias of the upward longwave radiation are slightly increased (Figure 3.12). Overall, the bare soil albedo parameterization does not clearly modify the realism of these fluxes. The section below shows that other terms of the energy balance are more importantly affected by the bare soil albedo variability.

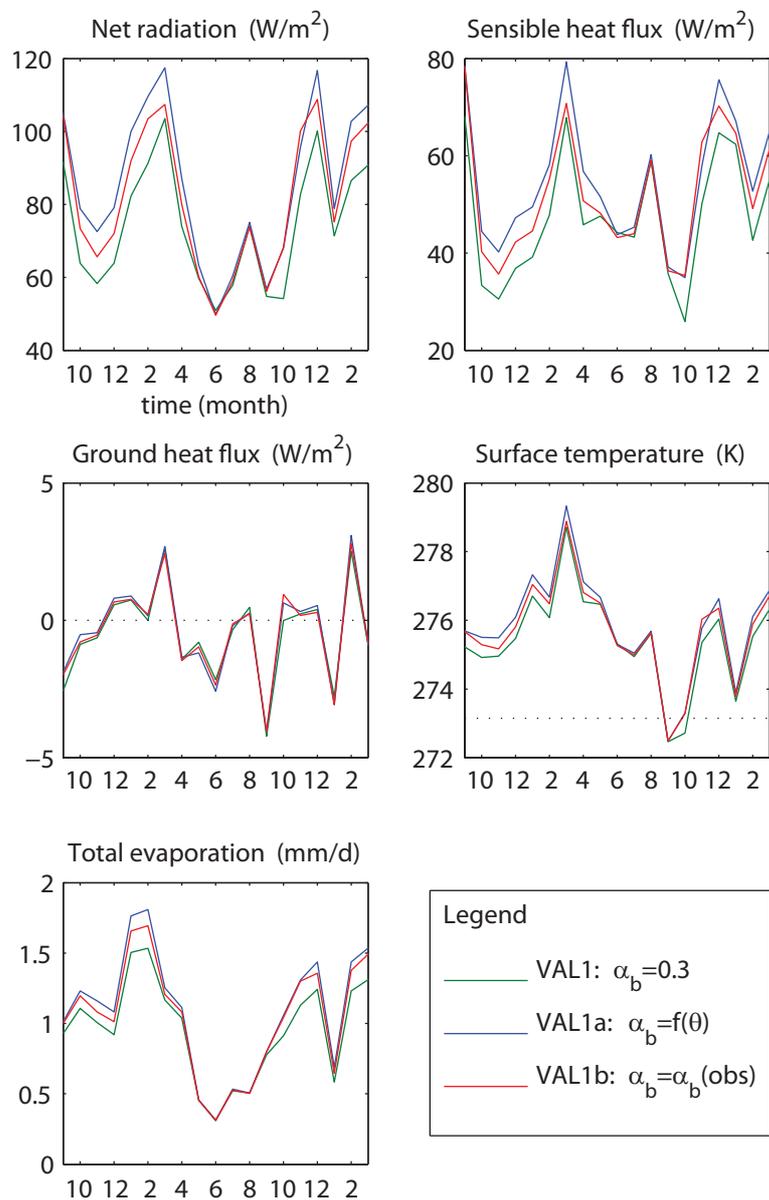


Figure 3.13. Effect of the bare soil albedo parameterization on the terms of the surface energy balance. Monthly mean values from 01 September 2004 to 31 March 2006 (labels: 1 for January).

Impact on surface water and energy budgets

The results are summarized in Fig. 3.13 and Table 3.7, which sums up the effect of the bare soil albedo parameterisation on key variables of the water and energy budgets. The soil moisture effect on albedo causes a considerable increase in the mean net radiation (+7% to +13%, see also Fig. 3.13). This is due to the increased absorbed shortwave radiation when the surface is wet (Eq. 3.7 and 3.8). Results show that the additional absorbed energy is mostly dissipated into sensible and latent heat fluxes. As a result, the net evaporation increases by 12% between VAL1a and VAL1, and the mean surface temperature is higher. The variation of the Bowen ratio is relatively low because the sensible heat flux and the evaporation are both increased. In general, the impact on the output variables is less important for VAL1b than VAL1a, certainly because the low albedo values are underestimated in simulation VAL1a (see Sect. 3.3.5).

Interestingly, coupling the bare soil albedo with surface moisture exerts a low negative feedback on the calculated soil moisture. Lower albedo means stronger evaporation rate, which causes a slight decrease in the surface water content. Lower VWC tends in turn to limit the decrease in albedo.

Figure 3.13 shows that the simulated turbulent fluxes in VAL1a and VAL1b are systematically greater at the monthly time step than those calculated with a constant albedo. For all displayed variables (which are the terms of the energy balance equation), the monthly mean values are almost identical during the dry season (from June to October). The difference is marked between November and May, when the soil albedo is frequently impacted by the precipitations of the rainy season. Notably, the difference between the evaporation rates averages 15 mm/month in January 2004 (+32%).

As a consequence, the simulated runoff (sum of surface runoff and base flow) is also impacted (Fig. 3.14). The annual mean decreases by 3-4%, but the total runoff is reduced by more than 5% during the two rainy seasons of the simulation period. The relative difference between VAL1 and VAL1a reaches -9.4% in January 2004.

The sensitivity of runoff is rather low at the annual scale because, in this area, the evaporation rate is much lower than the calculated runoff. In these conditions, a large variation of evaporation does not importantly affect the annual mean runoff. Thus, a stronger impact may be observed in areas where the ratio evaporation/runoff is higher, e.g. in flat areas of semi-arid zones.

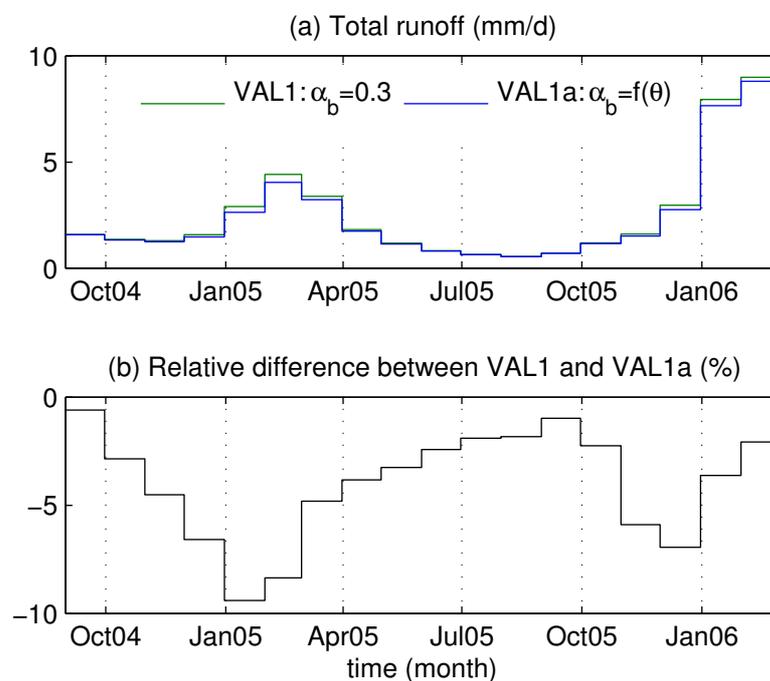


Figure 3.14. Effect of the bare soil albedo parameterisation on the total runoff. Monthly mean values from 01 September 2004 to 31 March 2006.

3.3.6 Conclusions

Using a land surface model and 25 months of hourly meteorological data, we investigated the effect of coupling bare soil albedo with surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia). The relationship between albedo and soil water content was deduced from previous field measurements.

We adapted one parameter to account for the downscaling of the snow representation. Then, only one parameter was calibrated, using water content measurements, in order to accurately represent the surface moisture variations. The model was successfully validated using observed ground heat flux and outgoing longwave radiations.

Our study clearly demonstrates that implementing the effect of soil moisture on bare soil albedo importantly influences the surface fluxes at the monthly and annual scale, even if we could not provide evidence of their improvement by lack of sufficient data. For example, the mean annual evaporation rate was increased by +12%. At the monthly timescale, the impact on the turbulent fluxes is stronger during the rainy season. The consequence is a reduction by more than 5% in the simulated runoff during this period.

This bare soil parameterisation is a step toward an enhanced coupling of water and energy fluxes in LSMs. It opens interesting perspectives in terms of land-atmosphere feedbacks, as the interplay between surface energy and water balances is often considered as a key process in climate modeling (Eltahir, 1998; Koster *et al.*, 2000b). We think that the effect of the bare soil albedo variability needs to be further investigated in other regions, especially in areas where the soil moisture exerts a strong influence on precipitation variability (e.g. the Sahel region Koster *et al.*, 2004). Such studies cannot be achieved without accurate monitoring of the soil moisture and albedo, in order to better assess their dependence over various bare surfaces.

Acknowledgements

Work on Zongo catchment was funded by Naturalia & Biologia and the French Observatoire de la Recherche en Environnement (ORE) GLACIOCLIM (IRD, French Research Ministry) with the support of Instituto de Hidraulica e Hidrologia, La Paz, Bolivia.

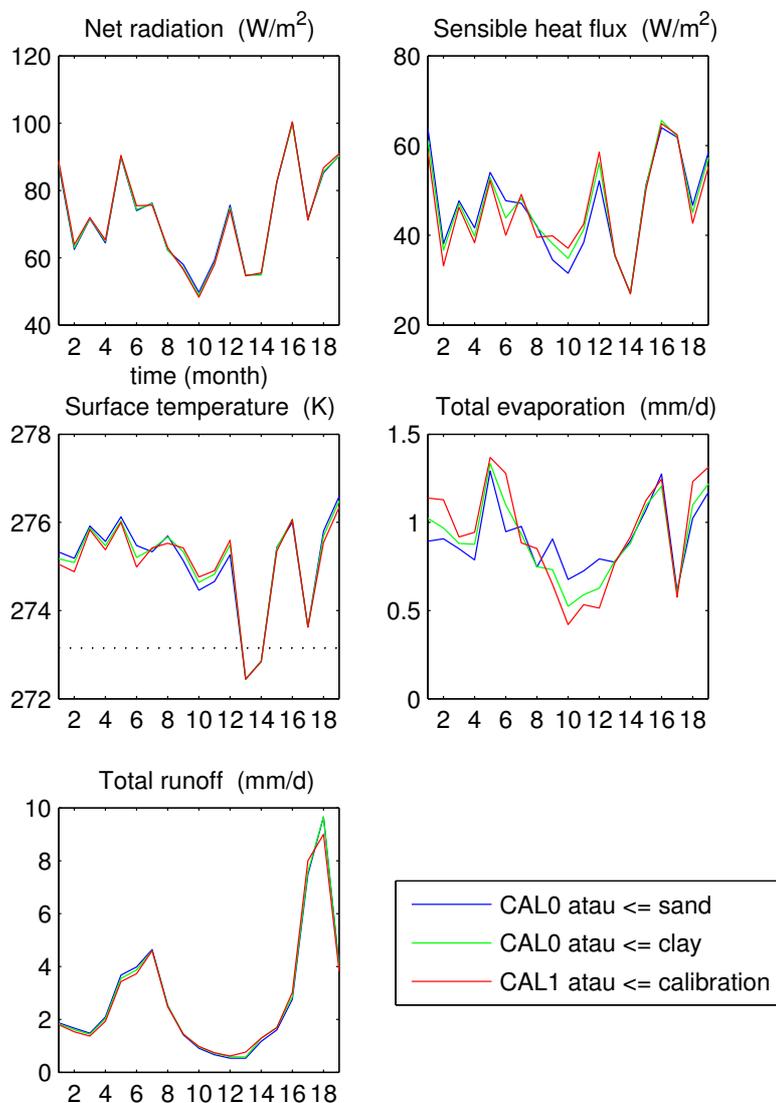


Figure 3.15. Effet de la calibration du paramètre de surface $a_{\tau 2}$ sur les principales variables du bilan d'eau et d'énergie (moyennes mensuelles du 01 septembre 2004 au 31 mars 2006). Les trois simulations présentées ne diffèrent que par la valeur de $a_{\tau 2}$: valeur pour la classe sable (observée sur le site de l'ORE), valeur de la classe argile et valeur calibrée.

On constate que les flux turbulents sont nettement impactés par $a_{\tau 2}$, en particulier la calibration accentue la saisonnalité de l'évaporation au détriment de la chaleur sensible. Ces résultats complémentaires ont ouvert la réflexion sur l'importance d'une paramétrisation adéquate des transferts d'eau dans la couche de surface, qui est poursuivie dans le chapitre suivant (chapitre 4).

Chapitre 4

Modélisation des processus de surface en Afrique de l'Ouest

4.1 Introduction

L'Afrique de l'Ouest est considérée comme une zone où les processus de surface exercent une influence considérable sur la variabilité du climat à l'échelle régionale (Koster *et al.*, 2004). Cette région est marquée par un fort gradient climatique latitudinal entre le Sahara aride au nord et la côte équatoriale humide au sud (figure 4.1). A l'échelle annuelle, le climat de l'Afrique de l'Ouest est rythmé par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison des pluies¹. Au cours de la saison sèche, le vent dominant est l'Harmattan qui souffle du Sahara vers le golfe de Guinée. Avec la saison des pluies apparaît le vent de mousson, qui est dirigé dans le sens opposé.

Ce retournement saisonnier des vents dans la basse atmosphère résulte de l'inversion du gradient de température entre la surface du continent et la surface de l'océan et plus largement de la remontée de la zone de convergence intertropicale. A l'instar de la mousson asiatique, la mousson africaine s'accompagne de précipitations car les masses d'air venues de l'océan transportent de l'humidité. La mousson africaine est cependant caractérisée par une bien plus forte variabilité à l'échelle interannuelle.

Ainsi, la région sahélienne a connu successivement une période humide au cours des années 1950 à 1970, puis une période de sécheresse entre les années 1970 et 1990. Si le régime des précipitations au cours des deux dernières décennies s'est partiellement redressé dans la partie centrale du Sahel, le déficit pluviométrique perdure dans la partie ouest (Lebel et Ali, 2009).

4.1.1 La sécheresse sahélienne

La sécheresse des années 1970-1990 a causé une des catastrophes humanitaires les plus dramatiques de notre époque. La baisse des précipitations s'est accompagnée d'une baisse de productivité des sols, avec de graves conséquences sur l'agriculture et l'élevage dont dépendent directement les populations locales.

Plusieurs théories ont été proposées pour expliquer cette sécheresse d'une durée exceptionnelle. Une des plus célèbres est l'hypothèse de Charney (1975) selon laquelle le surpâturage est responsable d'une hausse de l'albédo de surface. Cette hausse

¹On se concentre ici sur la partie située au dessus de 5 ° N, car il constitue l'essentiel du domaine étudié par la suite. Dans l'hémisphère sud, le rythme des saisons est inversé. Dans la zone équatoriale, les précipitations sont abondantes toute l'année.

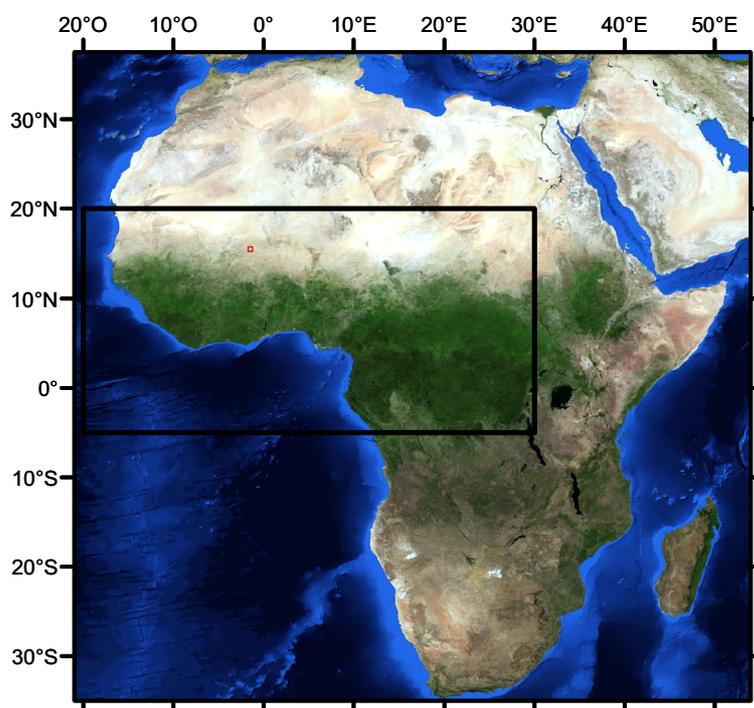


FIG. 4.1. Image NASA Blue Marble Next Generation du continent africain (juillet). Le gradient climatique est bien visible à travers l'étendue de la végétation, qui est maximale à cette saison. Le domaine régional utilisé pour ALMIP Phase 1 est marqué par le rectangle noir. Le point de validation utilisé au paragraphe 4.4 est marqué en rouge.

d'albédo entraîne une augmentation de la subsidence saharienne, une diminution des précipitations, et donc de l'humidité du sol, ce qui entretient la réduction du couvert végétal. Charney *et al.* (1977) a reproduit cette rétroaction positive avec un GCM, faisant état d'une baisse de 40% des précipitations dans la région du Sahel consécutive à l'augmentation de l'albédo de 0.14 (représentant une surface couverte de végétation) à 0.35 (surface désertique).

Le mécanisme de Charney a été abondamment discuté (une revue détaillée des controverses est présentée par Nicholson, 2000). L'importance des interactions entre la biosphère et le régime pluviométrique sahélien a été confirmée par les simulations de GCM couplés à des schémas de surface intégrant une plus grande diversité de processus (Xue, 1997; Clark *et al.*, 2001). Mais, le rôle de la végétation dans le déclenchement de la sécheresse a été contesté par de nombreux auteurs qui ont mis en évidence l'effet majeur des températures de la surface des océans du globe sur la variabilité de la mousson africaine (Lamb, 1978; Folland *et al.*, 1986; Palmer, 1986; Giannini *et al.*, 2003). D'autres auteurs ont avancé l'hypothèse de l'accumulation des poussières dans la région

comme un effet mémoire potentiel entre les années sèches (N'Tchayi Mbourou *et al.*, 1997; Nicholson, 2000; Solmon *et al.*, 2008). Récemment, Held *et al.* (2005) ont suggéré que la tendance à l'assèchement du Sahel au cours de la fin du xx^e siècle doit être en partie imputée à des facteurs anthropogéniques globaux tels que l'émission des aérosols dans l'hémisphère nord et la hausse des gaz à effet de serre.

Finalement, le seul consensus qui semble se dégager autour de cette question est le fait que la persistance de la sécheresse sahélienne est le résultat d'une combinaison complexe de facteurs exogènes et endogènes – parmi lesquels on trouve le mécanisme de Charney. Le rôle de la surface continentale dans la variabilité de la mousson, quoique supporté par de nombreuses hypothèses, n'est pas clairement établi.

4.1.2 Les processus hydrologiques

Du point de vue hydrologique, les expériences numériques de Delworth et Manabe (1989) et plus tard de Koster et Suarez (1995; 1996) indiquent que le temps de résidence de l'eau dans le sol influence notablement la variabilité des précipitations (cf. paragraphe 1.3.1, chapitre 1). Par conséquent, la modélisation adéquate des transferts hydriques est sans doute une des clés pour comprendre les rétroactions avec l'atmosphère à l'échelle locale et régionale.

En particulier, à de courtes échelles de temps, les couplages entre l'humidité du sol et la couche limite atmosphérique, comme celui proposé par Eltahir (1998), pourraient s'avérer féconds pour expliquer la persistance dans l'espace de certains événements convectifs. Cette persistance a été observée par Taylor et Lebel (1998) dans la région de Niamey au cours de la campagne HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994) entre des événements convectifs séparés de moins de 48 h.

Les observations faites à l'occasion de cette campagne de mesures intensives ont contribué à améliorer la connaissance et la modélisation des processus hydrologiques dans la région sahélienne. Ainsi, Braud *et al.* (1997) et Peugeot *et al.* (1997) ont souligné l'importance de la croûte imperméable qui se forme à la surface du sol. L'étendue de cette croûte contrôle la répartition des précipitations efficaces entre l'infiltration et le ruissellement de surface. Cette couche superficielle module aussi le flux de chaleur latente, ce qui a récemment conduit Saux Picart (2008) à l'intégrer dans un LSM appliqué à la zone sahélienne pour mieux reproduire le bilan hydrique de surface. Leduc *et al.* (2001) et Favreau *et al.* (2002) ont mis en évidence que l'encroûtement des sols associé

à la dégradation de la végétation a conduit à une hausse du ruissellement de surface. Ce ruissellement se concentre dans des mares qui favorisent l'infiltration. Ceci a permis d'expliquer la hausse paradoxale du niveau piézométrique de l'aquifère Continental Terminal au Niger en période de déficit pluviométrique.

En revanche, dans le domaine soudano-guinéen, le sol plus développé favorise l'infiltration et les écoulements peu profonds (Kamagaté *et al.*, 2007). Ces caractéristiques justifient l'utilisation des concepts de TOPMODEL pour représenter les processus hydrologiques dans cette zone (Le Lay *et al.*, 2008). Mais là encore, les interactions surface-atmosphère sont fondamentales pour expliquer le bilan hydrique de surface et restent à explorer (Kamagaté *et al.*, 2007).

4.1.3 Présentation du projet ALMIP

Cet aperçu montre que la mousson africaine et les bilans de surface associés mettent en jeu des processus à de multiples échelles spatiales, depuis l'influence synoptique des océans jusqu'aux interactions hydrologiques locales. Le cycle hydrologique ouest-africain est également sujet à une forte variabilité temporelle, qui est typique de la bande tropicale (hors désert), mais particulièrement marquée dans la zone sahélienne. Cette variabilité est caractérisée à l'échelle annuelle par le cycle saisonnier de la mousson, mais également par une composante interannuelle (la sécheresse sahélienne).

C'est pour mieux comprendre et prévoir la variabilité de la mousson africaine à différentes échelles de temps qu'a été lancé en 2005 le programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine, Redelsperger *et al.*, 2006; Lebel et Redelsperger, 2008)².

Le programme AMMA a permis la mise en place de nombreux projets scientifiques consacrés à la mousson africaine dans des champs disciplinaires variés. Les méthodes utilisées vont de l'observation à la modélisation numérique et les sites d'études s'échelonnent du domaine régional au site de mesure intensif.

Une des priorités identifiées du programme AMMA est de faire progresser la compréhension des mécanismes de couplage entre la surface et l'atmosphère, afin d'améliorer les prévisions climatiques en Afrique de l'Ouest.

²Site officiel : <http://www.amma-international.org/>

Le projet ALMIP (AMMA Land surface Model Intercomparison Project) vise à répondre à cet objectif à travers la comparaison de LSM de dernière génération. Le projet est décrit dans l'article en annexe (Boone *et al.*, 2009, soumis au *Bulletin of the American Meteorological Society*)³. La première phase du projet est consacrée à l'échelle régionale : le domaine d'étude s'étend des longitudes 20 ° W à 30 ° E, et des latitudes 5 ° S à 20 ° N (figure 4.1). Pour la deuxième phase, l'échelle de modélisation est celle des trois sites de méso-échelle (Gourna, Niamey et Ouémé) et des sites locaux intensifs⁴.

L'idée n'est pas seulement de comparer les simulations et les paramétrisations des LSM, comme cela a été fait à travers les expériences PILPS, mais aussi de produire une climatologie à haute résolution issue de la synthèse des simulations, pouvant être utilisée pour des études climatiques, hydrologiques, etc. (cette idée a déjà été mise en pratique par Dirmeyer *et al.*, 2006, dans le cadre du GSWP Phase 2). Pour cela, les participants ont forcé leur LSM avec un même jeu de données (Boone et de Rosnay, 2007). Les données du sol et de la végétation proviennent de la base ECOCLIMAP (Masson *et al.*, 2003). Les forçages météorologiques consistent en trois jeux de données différents qui correspondent à trois expériences différentes :

Expérience 1 : les forçages météorologiques couvrent la période 2002-2005 et sont issus des réanalyses du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF).

Expérience 2 : les forçages météorologiques (2002-2005) ont bénéficié des apports de la télédétection pour éliminer les biais couramment observés dans les réanalyses sur cette région : (i) les précipitations sont données par EPSAT (*Estimation of Precipitation by SATellite*), (ii) les rayonnements incidents de courte et grande longueur d'onde sont corrigés pour les mois d'été seulement.

Expérience 3 : le traitement du rayonnement est étendu à la totalité de la période de juillet 2005 à 2007. Les précipitations proviennent de la mission TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*). Les données couvrent donc la période 2002-2007.

Le modèle CLSM a été utilisé pour les trois expériences. Le traitement des données réalisé pour la mise en place du modèle est présenté dans la partie suivante.

³Voir aussi : http://www.cnrm.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/

⁴A ce jour, la première phase est terminée mais la deuxième phase n'a pas commencé.

4.2 Traitement des données et mise en place de CLSM

4.2.1 Masque continental

Le masque continental fourni avec les données ALMIP a dû être légèrement modifié pour les simulations CLSM. En effet, les données topographiques que nous avons utilisées (cf. paragraphe 4.2.5) ne sont pas disponibles pour certains pixels situés le long de la côte. Le masque résultant comporte 3630 mailles au lieu de 3650. L'aire du domaine modélisé est proche de 11 millions de km^2 ($1.0965 \times 10^7 \text{ km}^2$).

4.2.2 Forçages météorologiques

Les forçages météorologiques ont une résolution spatiale de 0.5° et une résolution temporelle de 3 h. L'humidité de l'air, la température de l'air, la pression atmosphérique et la vitesse du vent sont désagrégés au pas de temps de 20 min par une interpolation linéaire. Le rayonnement solaire est interpolé en fonction de l'angle zénithal qui dépend des coordonnées du centre de la maille et de la date. Les précipitations et le rayonnement de grandes longueurs d'onde sont considérés constants sur le pas de temps de forçage.

4.2.3 Sol

Les paramètres du sol sont uniformes sur une maille. Les profondeurs du sol et de la zone racinaire sont lus dans la base ECOCLIMAP (tableau 4.1, figure 4.2). Les autres paramètres sont tabulés en fonction de la classe texturale du sol définie dans le triangle de l'USDA par le contenu en trois fractions (sable, argile, limon). Les valeurs sont rassemblées dans le tableau 4.2. Les classes de sol ont été déterminées grâce au code Fortran de Gerakis et Baer (1999). Pour déterminer ω_{wilt} , on fixe le point de flétrissement à $\psi = -100$ m (point de flétrissement temporaire d'après Musy et Soutter, 1991). Le point résiduel est fixé à $\psi = -10^4$ m (point de d'hygroscopicité extrême d'après Musy et Soutter, 1991). Les degrés de saturation correspondants sont déduits des équations de Clapp et Hornberger (1978). La conductivité hydraulique en surface (K_0) est calculée selon l'équation (2.1) (chapitre 2). Enfin, le paramètre de décroissance de la conductivité hydraulique est fixé partout à sa valeur par défaut $\nu = 3.26$.

Paramètre	unité	moy	std	min	max	dim
<i>Root zone soil depth</i>	m	1.73	1.88	0.21	8.00	2D
<i>Total soil depth</i>	m	2.28	1.86	0.21	8.00	2D
<i>Leaf Area Index (LAI)</i>	m ² /m ²	1.79	1.77	0.00	6.00	4D
<i>Vegetation cover fraction</i>	-	0.60	0.38	0.00	0.99	4D
<i>Greenness fraction (transpiring vegetation)</i>	-	0.47	0.36	0.00	0.99	4D
<i>Total effective surface roughness length</i>	m	0.85	1.32	0.01	3.90	4D
<i>Total surface albedo (soil and vegetation)</i>	-	0.23	0.09	0.13	0.43	4D

TAB. 4.1. Aperçu statistique des paramètres de sol et végétation ECOCLIMAP sur le domaine régional ALMIP (moy : valeur moyenne, std : écart-type, min : minimum, max : maximum). La colonne dim indique le nombre de dimensions prises en compte dans CLSM (2D : une valeur par maille, 4D : une valeur par classe de végétation, par decade et par maille).

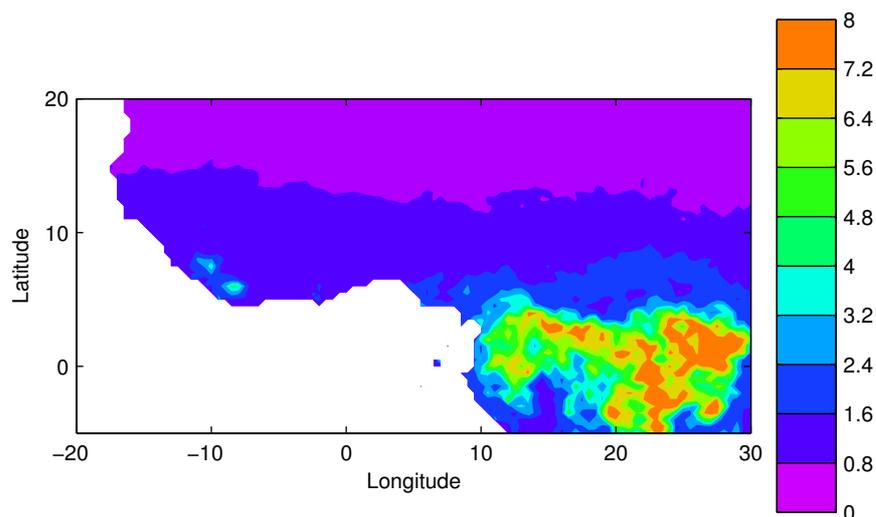


FIG. 4.2. Profondeur racinaire ECOCLIMAP (m).

Paramètre	b	ϕ	ω_{wilt}	ω_{res}	ψ_S	K_{SC}	$a_{\tau 2}$	ID
unité	-	m ³ /m ³	m ³ /m ³	m ³ /m ³	m	m/s	h.mm ³	-
<i>sand</i>	2.79	0.34	0.07	0.01	-0.069	0.0543	0.0030	1
<i>loamy sand</i>	4.26	0.42	0.16	0.05	-0.036	0.0164	0.0276	2
<i>sandy loam</i>	4.74	0.43	0.25	0.09	-0.14	0.0061	0.0201	3
<i>silt loam</i>	5.33	0.48	0.40	0.17	-0.76	0.0033	0.0165	4
<i>silt</i>	5.33	0.48	0.40	0.17	-0.76	0.0033	0.0165	4
<i>loam</i>	5.25	0.44	0.34	0.14	-0.35	0.0040	0.0169	5
<i>sandy clay loam</i>	6.77	0.40	0.37	0.19	-0.13	0.0052	0.0309	6
<i>silty clay loam</i>	8.72	0.46	0.55	0.33	-0.62	0.0024	0.0329	-
<i>clay loam</i>	8.17	0.46	0.48	0.27	-0.26	0.0028	0.0437	7
<i>sandy clay</i>	10.73	0.41	0.52	0.34	-0.10	0.0084	0.0466	8
<i>silty clay</i>	10.39	0.47	0.58	0.37	-0.32	0.0016	0.0957	-
<i>clay</i>	11.55	0.47	0.51	0.34	-0.04	0.0011	0.1257	9

TAB. 4.2. Paramètres pédologiques utilisés par CLSM. Les paramètres sont définis en fonction de la texture d'après Cosby *et al.* (1984), sauf ω_{wilt} et ω_{res} . Le code ID est utilisé dans la figure 4.3.

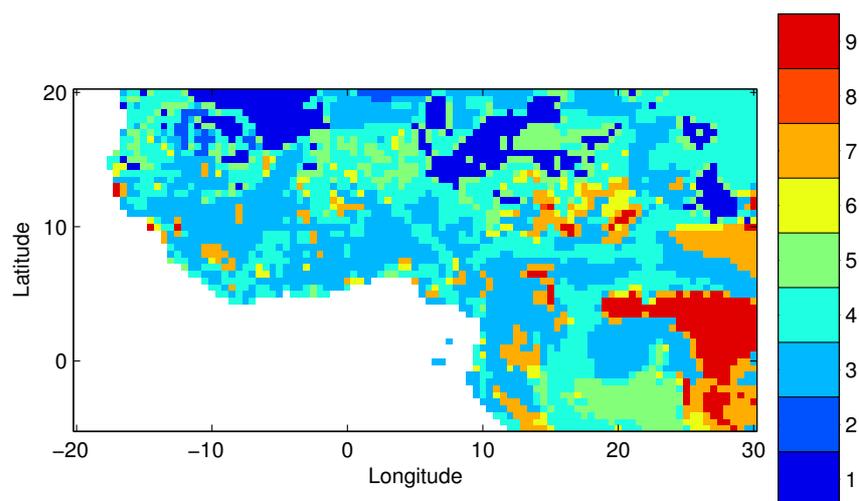


FIG. 4.3. Paramètre $a_{\tau 2}$ (sans interpolation). L'échelle de couleur donne la valeur du code ID qui est défini dans le tableau 4.2.

Classe ECOCLIMAP		Classe Mosaic	
Nom	Surface (%)	Nom	Surface (%)
<i>tropical tree</i>	22.5	<i>broadleaf evergreen</i>	22.5
<i>broadleaf trees</i>	5.1	<i>broadleaf deciduous</i>	5.1
<i>coniferous trees</i>	0.01	<i>needleleaf</i>	0.01
<i>C3 crops</i>	3.3	<i>grassland</i>	36.5
<i>C4 crops</i>	0.65		
<i>irrigated crops</i>	0		
<i>grassland</i>	0.60		
<i>tropical grassland</i>	31.6		
<i>parks - marshes</i>	0.35		
<i>flat bare soil</i>	35.7	<i>desert</i>	35.9
<i>rocks</i>	0.23		

TAB. 4.3. Correspondances entre les classes de végétation ECOCLIMAP et Mosaic et pourcentage de la surface occupée par chaque classe sur le domaine régional. Ces fractions sont constantes au cours du temps.

4.2.4 Végétation

La base de données ECOCLIMAP est construite sur des classes de végétation qui diffèrent de celles utilisées pour la mosaïque de végétation de CLSM (qui est la même que celle définie par Koster et Suarez, 1996, pour le LSM Mosaic). Par conséquent, les fractions de végétation par maille ont été agrégées comme indiqué dans le tableau 4.3.

Tous les paramètres de la végétation dans CLSM sont définis à partir des classes Mosaic. Mais dans les données ALMIP, certains paramètres morphologiques sont fournis directement et peuvent donc être lus par le modèle. Comme ces paramètres sont donnés pour chaque maille par classe de végétation ECOCLIMAP, il ont été agrégés en fonction des classes de végétation Mosaic sur cette même maille. Cela a été fait en suivant les recommandations de Noilhan et Lacarrère (1995) :

- pour les paramètres LAI, albédo et fraction de couverture végétale, une moyenne arithmétique suffit :

$$X_j^M = \sum_i^N f_i^E X_i^E \quad (4.1)$$

où X_j^M est la valeur moyenne du paramètre X calculé pour la classe Mosaic j sur une maille donnée, X_i^E est la valeur de ce paramètre pour la classe ECOCLIMAP i , et f_i^E est la fraction de la maille occupée par cette classe.

- Pour la hauteur de rugosité Z on utilise la formule suivante :

$$\frac{1}{\left(\ln \frac{Z_b}{Z_j^M}\right)^2} = \sum_i^N f_i^E \frac{1}{\left(\ln \frac{Z_b}{Z_i^E}\right)^2} \quad (4.2)$$

où Z_j^M est la hauteur de rugosité pour la classe Mosaic j , Z_i^E est la hauteur de rugosité pour la classe ECOCLIMAP i , et Z_b est la hauteur de mélange dans l'atmosphère, fixée à 10 m.

Les auteurs ne traitent pas la fraction transpirante (*greenness fraction*). Nous l'avons agrégée par moyenne arithmétique.

4.2.5 Topographie

CLSM est mis en place pour le maillage rectangulaire de résolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, et non pas sur un découpage du domaine en bassins versants. Si cette disposition est contraire aux hypothèses du modèle, elle n'empêche pas de capturer l'essentiel de la variabilité sous-maille qui résulte des indices topographiques. CLSM avait été appliqué de cette façon pour Rhône-AGG (Boone *et al.*, 2004).

Les indices topographiques proviennent de la base HYDRO1k (Verdin et Greenlee, 1996) de l'USGS. Cette base de données topographiques dédiée à l'hydrologie est un produit dérivé du MNT GTOPO30, dont la résolution est $1 \times 1 \text{ km}^2$, après correction des principaux défauts de directions d'écoulement pour respecter les réseaux hydrographiques observés. Les trois premiers moments statistiques ont été extraits par maille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Ces statistiques ont été corrigées de la même façon que dans Ducharme *et al.* (2000) :

- La régression de Wolock et McCabe (2000) est utilisée pour corriger l'effet de la faible résolution du MNT sur la moyenne de l'indice topographique :

$$\bar{x}_{100} = -1.957 + 0.961 \bar{x}_{1000} \quad (4.3)$$

où \bar{x}_{100} et \bar{x}_{1000} sont les moyennes des indices topographiques d'un bassin versant calculés à partir d'un MNT de résolution 100 m et 1000 m respectivement. Cette

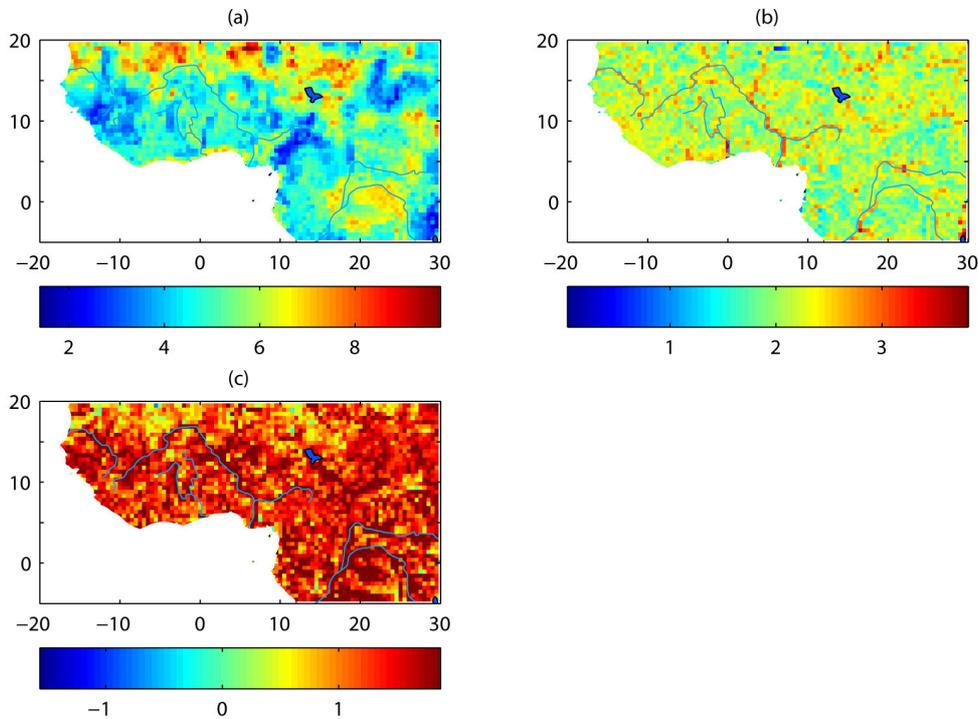


FIG. 4.4. Trois premiers moments des indices topographiques sur la zone ALMIP, extraits par maille $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ à partir des données HYDRO1k. (a) Moyenne corrigée par la régression de Wolock et McCabe (2000). (b) Ecart-type. (c) Asymétrie corrigée d'après Ducharne *et al.* (2000).

formule ne permet pas de corriger l'effet de la résolution du MNT sur les autres moments de l'indice topographique. Toutefois, c'est bien la moyenne qui exerce l'effet le plus significatif sur la profondeur de la nappe de TOPMODEL (cf. chapitre 3.3, paragraphe 3.3.5).

- Pour empêcher certains problèmes numériques, l'asymétrie est bornée dans l'intervalle $[-1.6; 1.9]$. Cet ajustement concerne 599 mailles sur 3630, soit 16%.

4.2.6 Adaptation des diagnostics de CLSM

CLSM utilise des variables non conventionnelles pour décrire l'humidité du sol. Pour ALMIP, ces variables ont été adaptées de sorte qu'elles puissent être comparées avec les sorties des autres modèles par couche de sol. Ainsi, trois couches conceptuelles ont été définies, caractérisées par leur contenu en eau W_1 , W_2 et W_3 (en mm), respectivement de haut en bas. Ces couches sont délimitées par la profondeur de la couche de

surface ($D_S = 2$ cm), la profondeur racinaire (D_{RZ}) et la profondeur du sol (D). Les correspondances avec les variables de CLSM sont les suivantes :

$$W_1 + W_2 + W_3 = D \cdot \phi - M_D + M_{RZ} + M_{SE} \quad (4.4)$$

$$W_1 + W_2 = M_{RZ}^{eq} + M_{RZ} + M_{SE} \quad (4.5)$$

$$W_1 = M_{SE}^{eq} + M_{SE} \quad (4.6)$$

où M_{SE}^{eq} est l'équivalent de M_{RZ}^{eq} dans la couche de surface, c'est-à-dire le contenu en eau dans la couche de surface si le profil d'humidité de la nappe de TOPMODEL jusqu'à la surface est à l'équilibre (cf. figure 1.7). Pour calculer ce terme de façon exacte, il faudrait intégrer le profil d'humidité dans la couche de surface dans les directions verticale et latérale, comme cela est fait pour M_D . Dans le cas présent nous nous sommes contentés de l'estimer par une relation simple :

$$M_{SE}^{eq} = M_{RZ}^{eq} \frac{D_S}{D_{RZ}} \quad (4.7)$$

Au cas où cette approximation entraîne un dépassement de la capacité de la couche, l'excès est transféré dans la couche sous-jacente. En pratique, nous avons constaté que cela se produit très rarement. Il est important de noter que cette adaptation concerne uniquement les sorties du modèle et qu'elle n'influe pas sur les calculs qui restent basés sur M_{RZ} , M_D et M_{SE} .

4.3 Comparaison des résultats avec les autres LSM

Les résultats préliminaires de l'étude ALMIP sont résumés dans l'article en annexe (Boone *et al.*, 2009). Ici, nous nous concentrons sur les spécificités de CLSM. De façon générale, il semble que la dispersion entre les modèles soit plus réduite que celles constatées à la suite des expériences PILPS, GSWP et Rhone-AGG, mais ce résultat reste à confirmer et ce n'est pas l'objectif de notre étude. Nous ne montrons pas les résultats de l'expérience 1, dont l'intérêt est plutôt d'illustrer le bénéfice des données satellitaires qui sont incorporées dans les forçages des expériences 2 et 3.

Pour la suite on se base sur les résultats de l'expérience 2 ou 3, en fonction des figures à notre disposition (réalisées par Aaron Boone pour l'ensemble des participants). On suppose que le changement de forçage ne change pas l'analyse qualitative des simulations.

La figure 4.5 montre que les termes du bilan d'eau simulés par CLSM sont cohérents avec ceux des autres modèles, marqués par le cycle annuel de la mousson. Cependant, CLSM se distingue des autres modèles par le fait que l'évaporation totale sur le domaine ALMIP est supérieure aux précipitations d'octobre à décembre. La plupart des modèles simulent une évaporation pratiquement égale aux précipitations sur cette même période, voire légèrement supérieure à la fin du mois de novembre (tous les modèles sauf ORCHIDEEC). Ce constat fait écho aux résultats de Mahanama et Koster (2003), qui ont mis en évidence, à l'échelle planétaire, un plus grand effet mémoire dans CLSM que dans le LSM Mosaic. Ce dernier diffère par la paramétrisation hydrologique (les paramétrisations du bilan d'énergie sont identiques, paragraphe 1.4). Nous remarquons toutefois que l'état $E > P$ n'est plus une spécificité de CLSM entre février et mars.

La figure 4.6 montre que la spécificité de CLSM identifiée à l'échelle du domaine complet est produite par tous les LSM à l'échelle de la zone sahélienne (définie par la fenêtre $11^\circ \text{N} - 17^\circ \text{N}$, $10^\circ \text{W} - 10^\circ \text{E}$). Le bilan hydrique est déséquilibré de juin à octobre : l'eau des précipitations estivales s'accumule dans le sol et est recyclée sous forme de vapeur d'eau jusqu'en décembre, soit deux mois après la fin de la saison des pluies. Dans la zone sahélienne, le bilan en eau de CLSM ne se distingue pas nettement de celui des autres LSM. On peut noter toutefois que le flux souterrain calculé par CLSM est quasiment nul, contrairement à celui calculé par ORCHIDEEC, SETHYS, NOAH et SWAP, MSHE.

Les explications du plus grand effet mémoire de CLSM à l'échelle du domaine complet sont à chercher dans la région équatoriale. La figure 4.2 montre que dans cette zone, la profondeur racinaire donnée par ECOCLIMAP dépasse 5 m. Comme les précipitations sont abondantes toute l'année, le stock d'eau disponible pour la transpiration est très élevé. Or, il apparaît clairement sur la figure 4.7 que CLSM simule une transpiration plus forte que les autres modèles dans cette zone⁵. Par conséquent, nous pouvons penser que l'évaporation totale simulée par CLSM à l'échelle du domaine complet est impactée par cette forte contribution équatoriale.

Il reste à comprendre pourquoi la transpiration simulée par CLSM est plus élevée que celle des autres modèles en région équatoriale, alors que l'épaisseur de la zone racinaire et les précipitations sont identiques. La figure 4.7 montre que le runoff généré par CLSM est faible dans cette zone, ce qui est cohérent, compte-tenu du fait que le bilan d'eau est fermé. Si CLSM produit peu de runoff, cela signifie que le ruissellement

⁵tous les modèles n'ont pas participé à l'Exp.3, ou n'avait pas encore envoyé leur simulation au moment où cette figure a été réalisée.

de surface est sous-estimé, ou bien que le flux de base généré depuis la nappe de TOP-MODEL est faible. Comme la figure 4.5 indique que l'écoulement souterrain simulé par CLSM est très nettement parmi les plus faibles, nous retenons cette dernière hypothèse. Or, le flux de base diminue lorsque la moyenne de l'indice topographique augmente (cf. équation (1.29), chapitre 1.4.5). Qualitativement, des indices topographiques élevés décrivent des surfaces mal drainées. Le premier panel de la figure 4.4 montre qu'effectivement, les indices topographiques utilisés pour CLSM dans la région équatoriale sont relativement élevés. De plus, toutes choses égales par ailleurs, des indices topographiques plus élevés produisent une nappe moins profonde (cf. figure 3.10, chapitre 3.3). Plus la nappe est susceptible d'être proche de la surface, plus les remontées d'eau vers la surface sont facilitées, d'autant plus que la demande évaporative est forte dans un tel contexte équatorial.

Cette analyse préliminaire montre que la spécificité de CLSM vis-à-vis de la rétention d'eau dans le sol est liée aux interactions complexes entre les équations de TOPMODEL et les bilans de surface. De ce point de vue, une perspective intéressante serait de tester la sensibilité de CLSM aux indices topographiques.

Les implications d'une telle sensibilité ne sont pas anodines car l'effet mémoire du LSM contrôle la quantité de vapeur d'eau en excès, qui est disponible pour le recyclage atmosphérique, par évaporation de l'eau accumulée durant la saison des pluies. Le recyclage de vapeur d'eau au dessus de la surface sahélienne est identifié comme une des clés pour comprendre la dynamique des précipitations (Savenije, 1995).

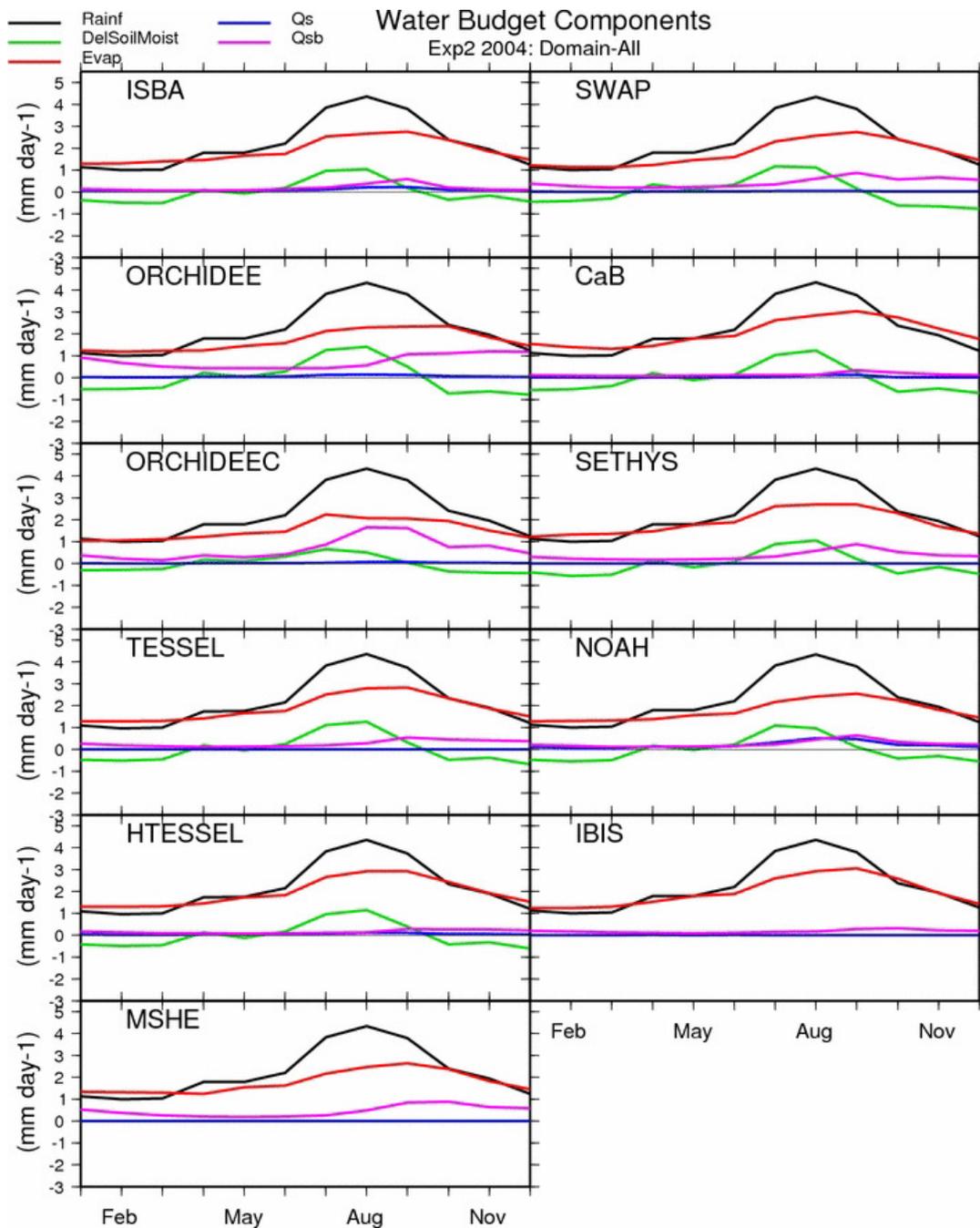


FIG. 4.5. Résultats ALMIP Exp.2 (2004) sur le domaine entier. CaB=CLSM, Rainf : précipitations, DelSoilMoist : variation d'humidité dans le sol, Evap : évaporation totale, Qs : ruissellement de surface, Qsb : écoulement souterrain (figures A. Boone).

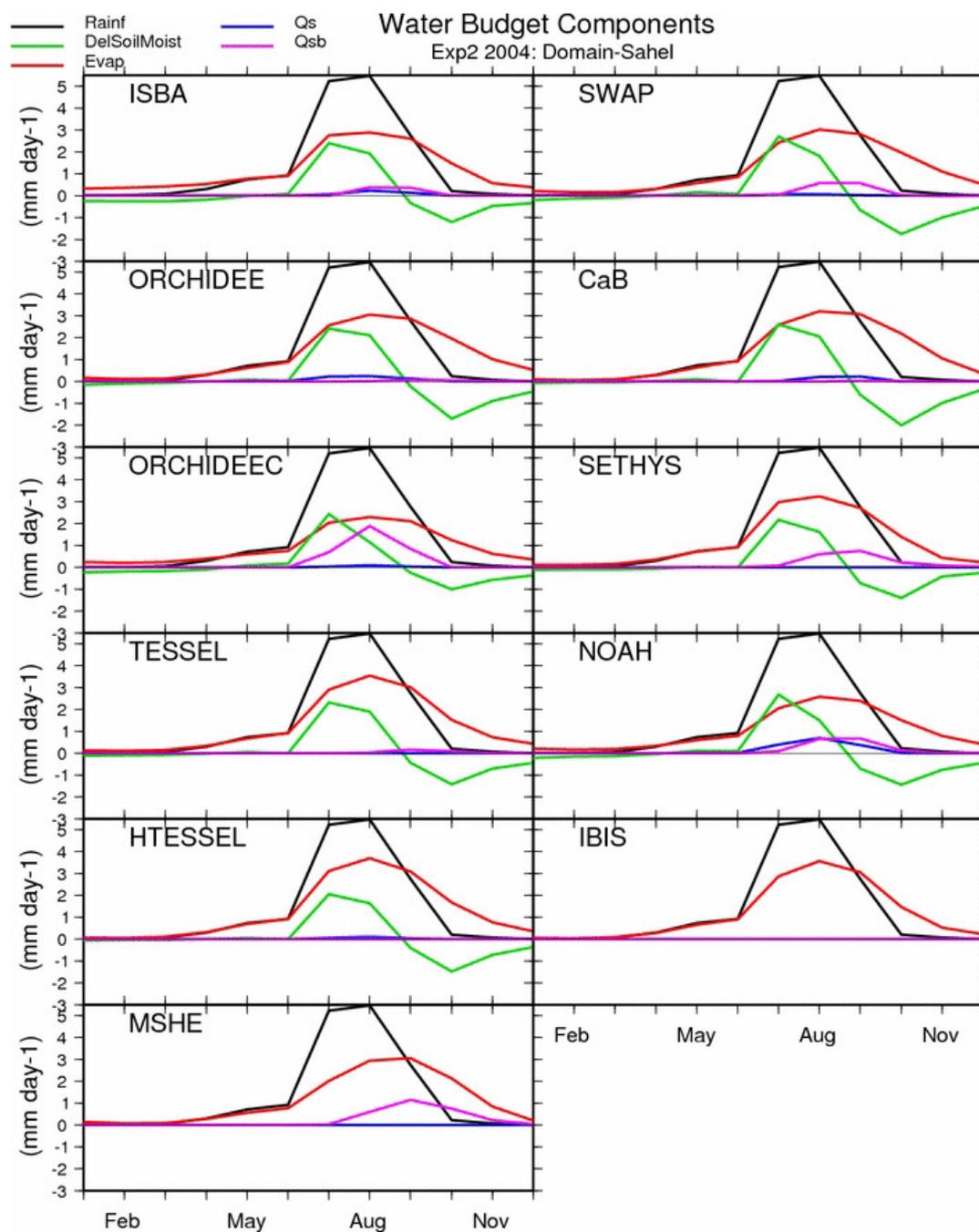


FIG. 4.6. Résultats ALMIP Exp.2 (2004) sur la zone sahélienne. CaB=CLSM, Rainf : précipitations, DelSoilMoist : variation d'humidité dans le sol, Evap : évaporation totale, Qs : ruissellement de surface, Qsb : écoulement souterrain (figures A. Boone).

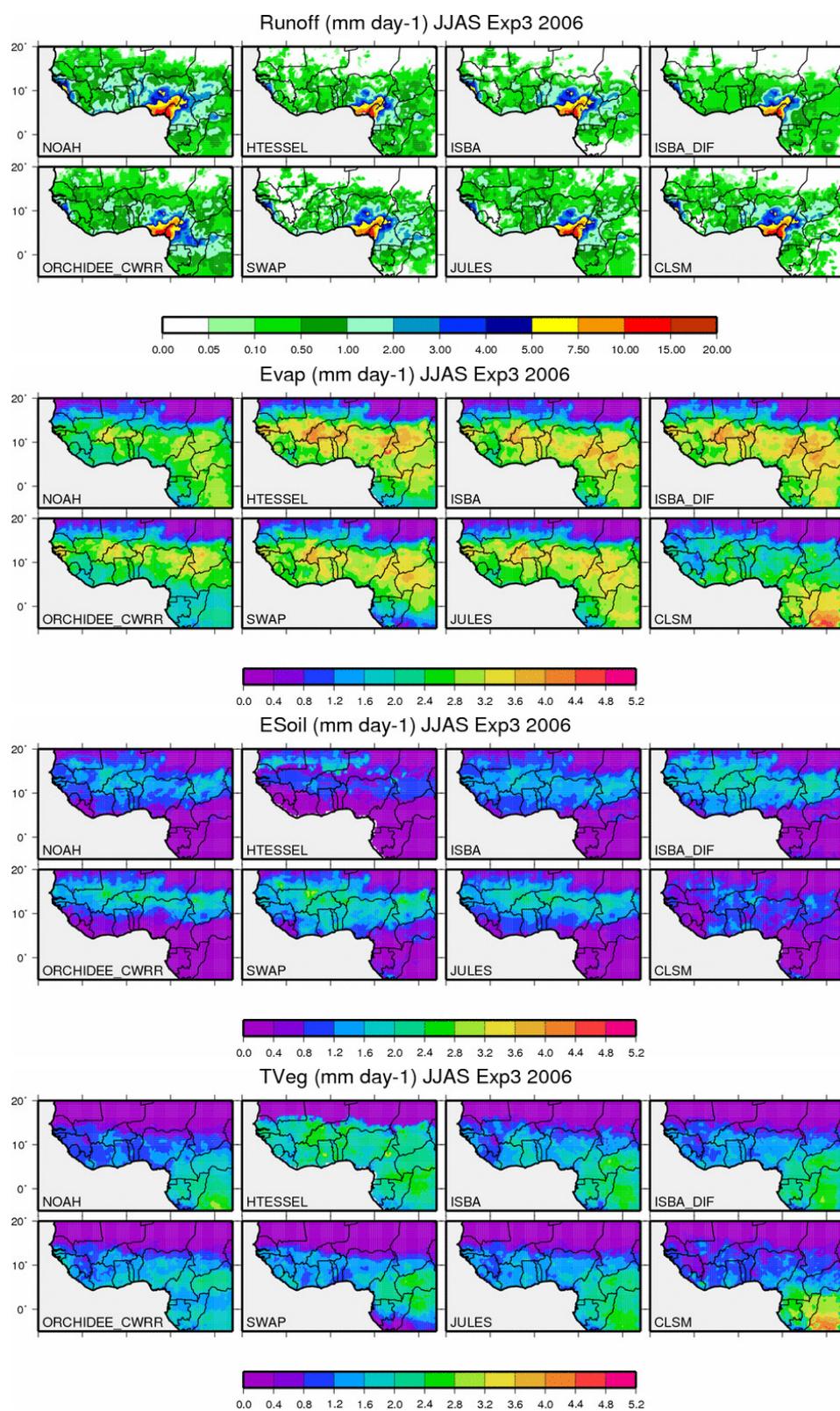


FIG. 4.7. Résultats ALMIP Exp.3 (été 2006). De haut en bas : runoff, évaporation, évaporation depuis le sol nu, transpiration (figures A. Boone).

4.4 Sensibilité à la paramétrisation de surface

4.4.1 Evaluation à l'échelle du domaine complet

La littérature indique que le sol encroûté joue un rôle considérable dans les processus hydrologiques en région sahélienne (paragraphe 4.1.2). En particulier, ce sont bien les propriétés physiques des premiers centimètres du sol, et non la végétation, qui contrôlent le ruissellement de surface (résultats de l'expérience Hapex-Sahel, cf. Peugeot *et al.*, 1997; Nicholson, 2000, pour un résumé). Nous pouvons en conclure que les paramètres qui modulent les flux d'eau dans la couche de surface d'un LSM sont essentiels pour simuler l'ensemble du cycle de l'eau au Sahel (Saux Picart, 2008).

Pour CLSM, le chapitre 3.3 a montré que le paramètre crucial est a_{τ_2} (équation (1.25), chapitre 1). Nous avons dû augmenter de deux ordres de grandeur ce paramètre pour bien simuler les variations d'humidité dans les cinq premiers centimètres de la moraine du glacier Zongo. Pour l'application ALMIP, l'épaisseur de la couche de surface est fixée à 2 cm (valeur par défaut). Les valeurs standards de a_{τ_2} sont représentées sur la figure 4.3.

Nous avons donc réalisé un premier test de sensibilité sur a_{τ_2} qui consiste à multiplier uniformément a_{τ_2} par 100 sur tout le domaine (simulation AT100). La figure 4.8 montre que l'impact sur les flux turbulents est considérable. Le gradient latitudinal de chaleur latente entre la côte et le Sahara est réduit de moitié. D'après Eltahir et Gong (1996), l'amplitude de ce gradient est d'importance car il module la dynamique de la mousson africaine. Ce premier test de sensibilité suggère donc qu'un soin particulier doit être accordé à la paramétrisation de la couche de surface pour simuler correctement les flux en entrée de la couche limite atmosphérique. Cela est vrai pour un LSM qui a vocation à être couplé à un modèle atmosphérique, ou bien pour un LSM dont les simulations seront utilisées comme conditions aux limites d'un AGCM découplé de la surface.

4.4.2 Evaluation à l'échelle locale

Pour évaluer l'influence de a_{τ_2} sur le réalisme des simulations, nous avons utilisé le flux de chaleur sensible mesuré dans le domaine méso-échelle Gourma malien sur un pixel de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ centré en à $1,5^\circ$ W et $15,5^\circ$ N (figure 4.9, voir les explications de Boone *et al.* 2009, dans l'annexe A). Les flux ont été agrégés par Timouk *et al.* (2009)

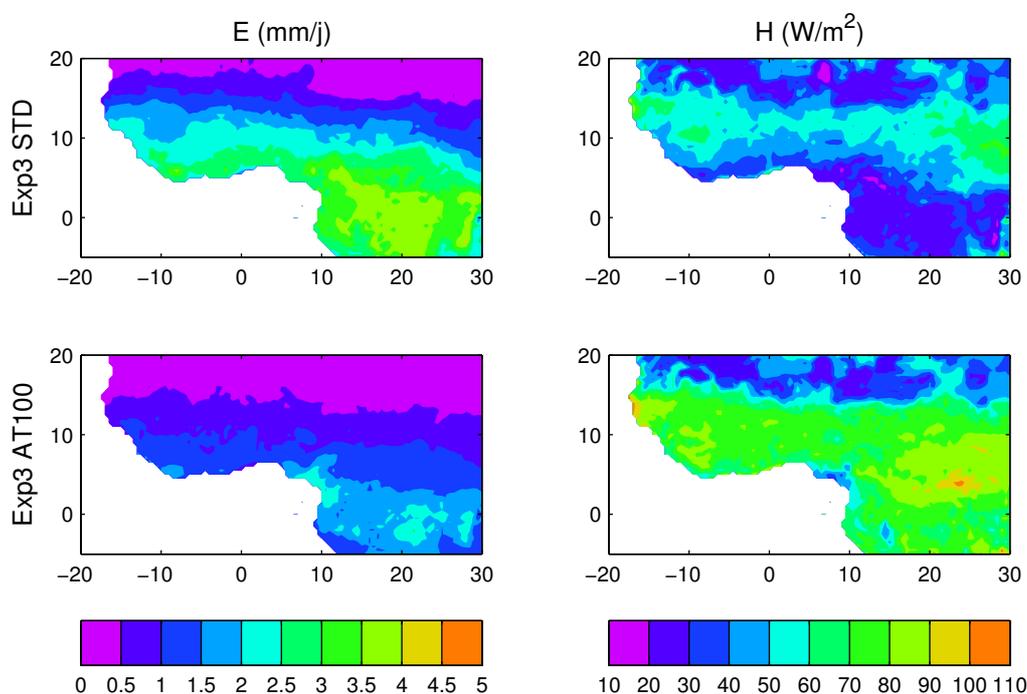


FIG. 4.8. Comparaison des flux turbulents calculés dans les simulations Exp3-STD et Exp3-AT100 (évaporation totale et flux de chaleur sensible). Dans la simulation Exp3-STD les valeurs de $a_{\tau 2}$ sont les valeurs standards. Dans la simulation Exp3-AT100 les valeurs de $a_{\tau 2}$ sont multipliées par 100. Les moyennes sont calculées sur la période couvrant les années 2003 à 2007.

sur ce pixel en utilisant le couvert végétal pour pondérer la contribution de chaque site au flux moyen.

Par ailleurs, nous avons étendu le test de sensibilité à $a_{\tau_2} \times 10$ et $a_{\tau_2} \times 0.1$.

La simulation originale est marquée par un fort biais négatif du flux de chaleur sensible à cet endroit (figure 4.10). La comparaison avec les données montre que l'augmentation de a_{τ_2} tend à diminuer l'écart entre les mesures et la simulation durant les quatre derniers mois de l'année.

Si le flux de chaleur sensible simulé est trop faible, cela indique que l'évaporation est vraisemblablement surestimée. Dans le paragraphe suivant, nous proposons une interprétation plus précise de l'effet de a_{τ_2} sur l'évaporation et les chemins de l'eau dans CLSM.

4.4.3 Interprétation à l'échelle locale

Cette maille est couverte par la classe sol nu à 87% (13% prairies ou *grassland*), par conséquent les variations de l'évaporation s'expliquent principalement par les variations de l'évaporation du sol nu⁶. La simulation STD indique $E_S=247$ mm/an (évaporation depuis le sol nu) et $E_V=101$ mm/an (transpiration) en moyenne sur la période 2005-2007.

La figure 4.11 montre que l'augmentation de a_{τ_2} diminue fortement l'évaporation à la fin de la saison des pluies.

Au début de la saison des pluies, cependant, l'évaporation est plus forte pour AT10 et AT100 que STD et AT01. De plus, durant toute la première moitié de la saison des pluies (jusqu'au jour 250 environ), la recharge de la nappe diminue nettement, comme le montre ΔM_{RZ} (flux entre la zone racinaire et la nappe). Par conséquent, le déficit de bassin diminue très peu lors de la saison des pluies pour les simulations AT10 et AT100. Inversement, la simulation AT10 montre que la hausse de a_{τ_2} empêche également les flux d'eau ascendants vers la surface, car le déficit de bassin M_D n'augmente que très faiblement pendant la saison sèche.

Rappelons que dans CLSM, M_D est directement relié à la profondeur de la nappe (équation (1.19), chapitre 1). Nous voyons donc ici que le paramètre de a_{τ_2} , bien qu'il

⁶Ce postulat a bien été confirmé par l'analyse séparée de la transpiration et de l'évaporation de sol nu sur cette maille.

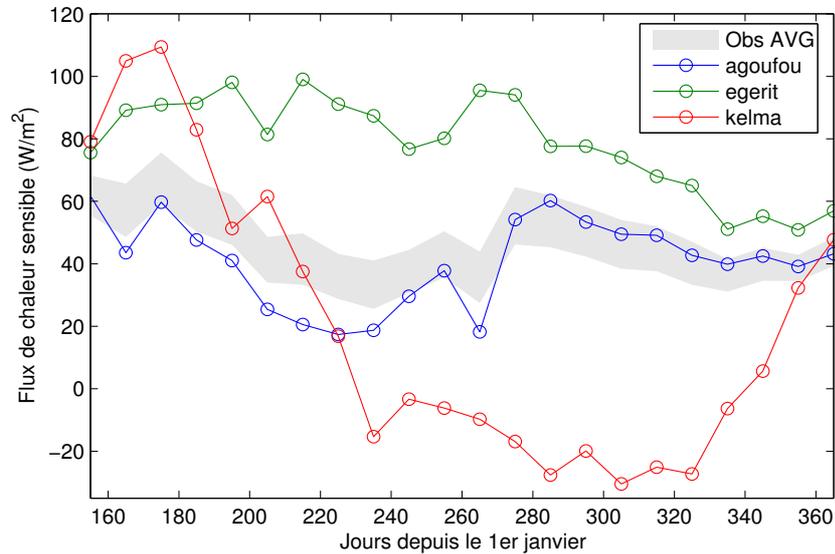


FIG. 4.9. Moyennes sur trois ans (2005-2007) des flux de chaleur sensibles journaliers mesurés dans le domaine méso-échelle Mali (1,5 W ; 15,5 N). Les mesures proviennent des trois sites voisins Agoufou, Egerit et Kelma et ont été agrégés sur un pixel de 60×60 km en fonction du couvert végétal (Timouk *et al.*, 2009; Boone *et al.*, 2009)

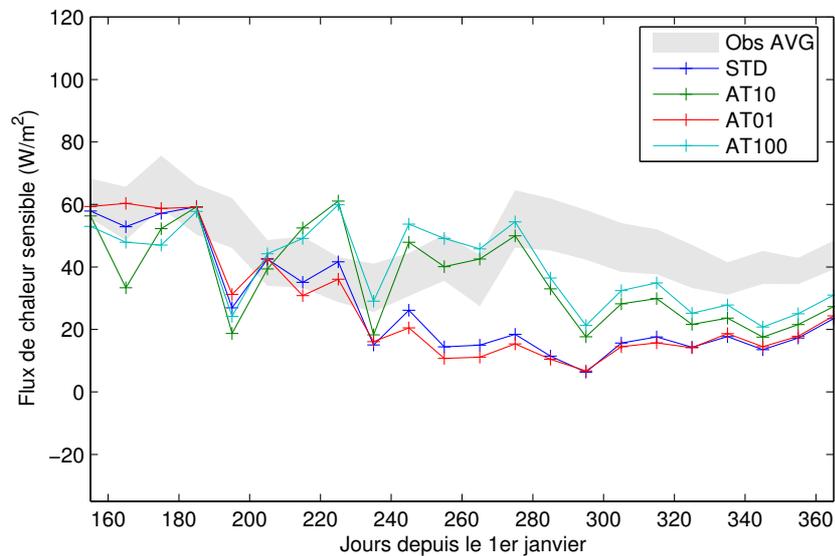


FIG. 4.10. Effet de a_{τ_2} sur le flux de chaleur sensible journalier moyen simulé sur la période 2005-2007 dans la maille de coordonnées (1,5 W ; 15,5 N). On n'a représenté que les 220 jours pour lesquelles les données de Timouk *et al.* (2009) sont disponibles. Dans la simulation Exp3-STD les valeurs de a_{τ_2} sont les valeurs standards. Dans la simulation AT01, AT10 et AT100, les valeurs de a_{τ_2} sont respectivement multipliées par 0.1, 10 et 100.

concerne la couche de surface, exerce un contrôle très net sur les variations du niveau de la nappe.

Ce dernier résultat est étroitement lié au fait que cette maille est dominée par l'évaporation du sol nu. Dans le cas où la végétation est abondante, l'eau est prélevée depuis la zone racinaire et ne passe pas par la couche de surface. Les remontées d'eau de la nappe vers l'atmosphère ne sont alors pas directement contraintes par $a_{\tau 2}$. En revanche, pour le flux d'eau descendant, l'influence de $a_{\tau 2}$ sur l'infiltration est inchangée, car l'infiltration de la pluie au sol est indépendante du couvert dans CLSM. Cela reste à évaluer de façon quantitative.

Ainsi, comme nous l'avons vu au chapitre 3.3, augmenter $a_{\tau 2}$ revient à freiner les flux d'eau entre la couche de surface et le sol sous-jacent. Dans le contexte tropical de haute altitude qui caractérise la moraine du glacier Zongo, cela avait entraîné une accentuation de la saisonnalité de l'évaporation, c'est-à-dire une hausse pendant la saison des pluies et une baisse pendant la saison sèche. Dans le contexte sahélien, c'est la baisse qui domine pendant la saison des pluies, malgré une tendance inverse au début de la saison. En dehors des mois de mousson, l'évaporation est très faible quel que soit $a_{\tau 2}$, ce qui rend la comparaison difficile. Enfin, aux courtes échelles de temps, la hausse de $a_{\tau 2}$, en favorisant la reprise évaporative rapide des précipitations qui ont davantage tendance à s'accumuler dans la couche de surface, fait que la variabilité de l'évaporation est davantage contrôlée par celle des précipitations. L'effet mémoire de CLSM évoqué au paragraphe 4.3 s'en trouve donc affaibli.

Bien sûr, comme ces conclusions sont limitées à l'échelle locale, elles ne peuvent être généralisées à l'ensemble du domaine. Cependant, cette étude indique qu'une calibration étendue de $a_{\tau 2}$, par exemple à l'aide de données satellitaires, devrait permettre de renforcer le réalisme des simulations, au moins dans la zone sahélienne où la fraction de sol nu est considérable. Une autre piste de travail pourrait être basée sur les données des deux autres sites de méso-échelles (Niger et Bénin), où les fluctuations de la nappe sont mesurées, ce qui offre la possibilité de mieux évaluer la balance hydrique simulée.

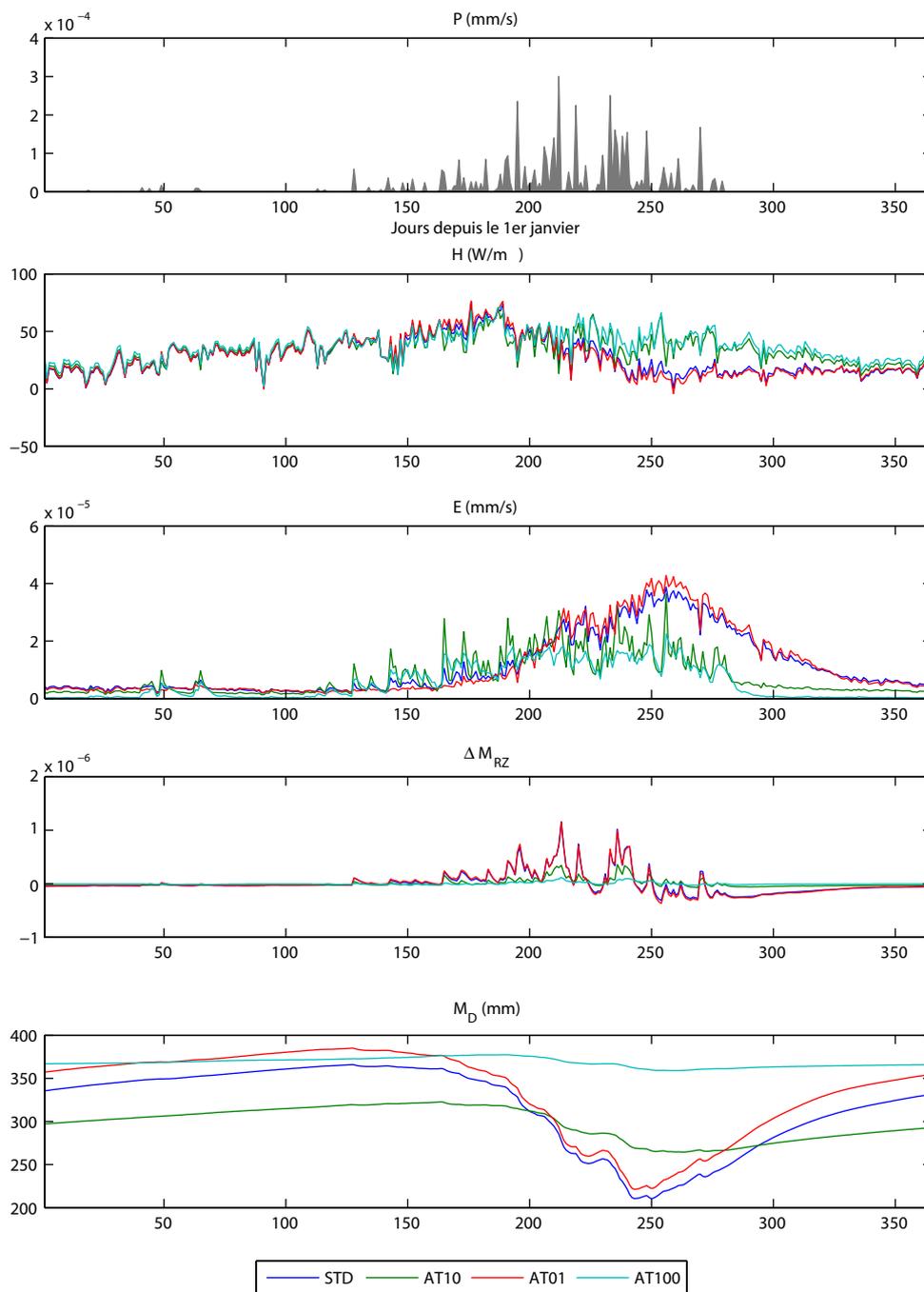


FIG. 4.11. Effet de a_{τ_2} sur différentes variables simulées dans la maille de coordonnées (1,5 W ; 15,5 N) : P : précipitations, H : flux de chaleur sensible, E : évaporation, ΔM_{RZ} : flux racinaire (positif vers le bas), M_D : déficit de bassin. Moyennes journalières sur la période 2005-2007.

Chapitre 5

Conclusion

Nous avons présenté l'application du modèle de surface continentale CLSM à trois sites contrastés. Si nous avons plutôt porté un regard hydrologique sur les processus de surface mis en jeu, nous avons systématiquement analysé les implications en termes de bilan d'énergie, car l'intérêt d'un LSM réside bien dans sa capacité à représenter le couplage entre les bilans d'eau et d'énergie à la surface des continents.

D'abord, CLSM a été appliqué au bassin de la Somme, où nous avons montré l'insuffisance de la nappe de TOPMODEL pour représenter les chemins de l'eau dans un bassin fortement influencé par le stockage profond d'eau souterraine. Nous avons intégré un réservoir supplémentaire qui résout de manière efficace le défaut de stockage souterrain dans CLSM pour ce site. La solution retenue repose sur l'idée que l'aquifère est déconnecté du profil d'humidité de surface, ce qui semble une hypothèse assez réaliste, au vu d'un large échantillon de données piézométriques, pour généraliser cette approche à d'autres bassins. Cette perspective ouvre immédiatement une autre question : comment estimer les paramètres de ce réservoir sans calibration, à partir de critères mesurables ? Cette question de la régionalisation des paramètres est un leitmotiv de la modélisation hydrologique et sa réponse dans le cas de CLSM n'est sans doute pas à l'abri des mêmes difficultés (Seibert, 1999; Merz et Blöchl, 2004). Nous avons par exemple essayé de voir si la constante de temps de vidange du réservoir obtenue par calibration pouvait être extraite simplement à partir des données de pluie et de débit. Nous avons réalisé, dans ce but, des essais d'analyses spectrales qui n'ont pas été concluants dans le cas du bassin de la Somme.

Le stockage souterrain est sans doute un défi à relever pour les LSM qui sont amenés à évaluer les impacts du changement climatique sur les ressources en eau. Le modèle CLSM-LR, tel que calibré sur la période 1985-2003 a été utilisé dans le cadre d'un projet

de ce type, le projet REXHYSS¹, qui vise justement à établir les effets du changement climatique sur les bassins de la Seine et de la Somme à l'horizon 2100. Ce projet est en cours, mais les premiers résultats montrent que CLSM-LR diverge significativement des autres modèles qui participent à l'expérience (modèles hydrogéologiques et modèles pluie-débit) car le réservoir souterrain s'assèche complètement à partir de la moitié du XXI^e siècle. Cela est peut être lié au fait que la calibration étant réalisée sur une période humide (comme en témoigne la crue de 2001), le modèle n'est pas adapté au climat du futur tel qu'il est généré par les GCM utilisés jusqu'ici. En particulier, la forte hausse de la température simulée par les GCM (pour plusieurs scénarios d'émissions) entraîne une augmentation continue de l'évaporation sur le bassin. De ce point de vue, l'analyse que nous avons menée dans les parties suivantes de la thèse (chapitre 3.3 et 4) sur la sensibilité de l'évaporation à la paramétrisation de surface mériterait sans doute d'être transposée au bassin de la Somme.

Dans une deuxième partie, nous nous sommes intéressés à la moraine du glacier Zongo. CLSM a été utilisé comme outil pour évaluer, en termes de flux de surface, l'effet des variations de l'albédo du sol nu causées par l'humidité du sol. Les résultats indiquent que cette variabilité exerce un impact très net sur le bilan radiatif qui conduit à augmenter significativement l'évaporation et le flux de chaleur sensible. Pour cette étude, l'apport des données de terrain a été décisif à plusieurs titres. Nos mesures d'humidité ont permis d'établir une relation empirique entre l'albédo et l'humidité dans les cinq premiers centimètres du sol, ce qui confirme des mesures en laboratoire, mais infirme celles de Idso *et al.* (1975). De plus, les mesures d'albédo réalisées sur la moraine en dehors de l'ORE indiquent qu'il sera difficile d'extrapoler cette relation à l'échelle du bassin versant. Surtout, les mesures d'humidité ont apporté un éclairage inattendu sur la paramétrisation de la couche de surface : nous avons pu montrer que CLSM surestimait les échanges d'eau entre cette couche de surface et le sol plus profond.

L'application du modèle dans le cadre du projet ALMIP offre la possibilité d'évaluer cette paramétrisation à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, dans un contexte où les processus de surface sont supposés jouer un rôle crucial dans la dynamique du climat. Si l'intérêt de l'intercomparaison est encore limité à ce stade car les modèles n'ont pas tous été confrontés à des données in-situ de large échelle, les données ont permis de conduire une étude préliminaire sur la modélisation des premiers centimètres du sol dans la zone sahélienne. La paramétrisation de la couche de surface est susceptible d'avoir un impact considérable sur le réalisme des flux de surface. Cette conclusion s'inscrit dans la

¹Voir sur <http://www.sisyphe.upmc.fr/~agnes/rexhyss/>

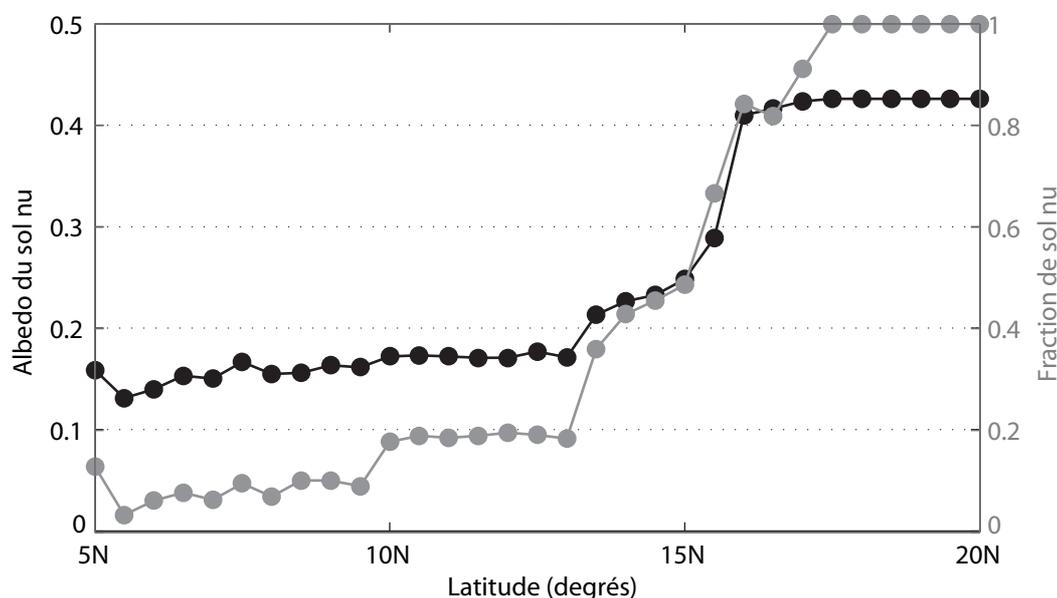


FIG. 5.1. Fraction de sol nu et albédo de sol nu sur un transect latitudinal à 5 ° W de longitude sur la zone ALMIP (données ECOCLIMAP). La fraction de sol nu augmente vers le Sahara, mais elle est significative sur tout le transect. Parallèlement, on observe que l'albédo du sol augmente. L'humidité du sol contribue-t-elle à créer ce gradient ? Quel est la variabilité de ces valeurs d'albédo ? Quel est l'effet des précipitations sur l'albédo et donc sur le bilan d'énergie de surface ?

continuité de travaux antérieurs consacrés à la couche de surface en milieu sahélien. De plus, Nicholson (2000) rappelle que la variabilité journalière des précipitations augmente avec le temps de rétention de l'eau dans le sol. Tout l'enjeu de la représentation adéquate des transferts d'eau dans cette couche de surface réside justement dans ce pouvoir de rétention de l'eau dans le sol, dont elle est la principale porte d'entrée et de sortie, dans ces régions comme le Sahel où le prélèvement racinaire n'est pas dominant.

L'application ALMIP ouvre d'autres perspectives. Il serait par exemple intéressant de transposer l'expérience du chapitre 3.3, à savoir l'effet de l'humidité du sol sur l'albédo, de la moraine du glacier Zongo vers les terres sahéliennes où la surface de sol nu est considérable. L'idée est d'utiliser le modèle pour quantifier l'effet de l'assombrissement de la surface après une pluie en termes de flux de chaleur sensible et de flux de chaleur latente dans l'atmosphère. Comme nous l'avons signalé dans le chapitre 1 (paragraphe 1.3.1), Eltahir (1998) a soutenu que ce phénomène pouvait déclencher une chaîne de rétroactions positives sur les précipitations à des échelles de temps courtes. Pour réaliser cette expérience dans de bonnes conditions, il faudrait disposer de données sa-

tellitaires permettant d'établir les bornes de variations de l'albédo du sol sahélien. Les données ECOLIMAP, qui ne donnent qu'un aperçu statique de l'albédo du sol, suffisent toutefois à démontrer le potentiel d'une telle étude (figure 5.1). Des mesures existent déjà (Samain *et al.*, 2008; Ramier *et al.*, 2008). Un autre obstacle est la résolution spatiale, mais si le maillage ALMIP ($60 \times 60 \text{ km}^2$) se révélait insuffisant pour représenter la variabilité spatiale de l'humidité du sol, il est possible de tirer partie des concepts de CLSM pour limiter, par exemple, la variation d'albédo à la fraction saturée, ou bien à toute autre fraction extraite de la distribution de l'humidité de zone racinaire.

Cette mise en pratique de CLSM dans différents contextes a mis en lumière l'importance de représenter l'intégralité du domaine souterrain, depuis les premiers centimètres du sol jusqu'aux aquifères, pour caractériser les processus hydrologiques qui interviennent de façon déterminante dans la modélisation des surfaces continentales. Par rapport aux LSM traditionnels, CLSM offre un degré de liberté conceptuel supplémentaire par sa paramétrisation sous-maille de l'humidité du sol et de l'écoulement souterrain, qui conduit à une définition originale des transferts hydriques dans le sol, y compris dans la direction verticale. Cela nous a permis d'approfondir la modélisation des processus hydrologiques à des échelles spatiales et temporelles contrastées, que ce soit à l'échelle de la station météorologique, du bassin versant, ou du continent, depuis les courtes échelles de temps caractérisant les échanges d'eau et de chaleur dans la couche de surface jusqu'aux écoulements souterrains pluriannuels. La contrepartie est que les paramètres qui régissent ces processus doivent être caractérisés.

De fait, ce travail d'application du modèle à des sites si différents m'a fait réaliser que la caractérisation « hydrologique » de la surface continentale est loin d'être aussi avancée que sa caractérisation « biologique ». Comme nous l'avons vu en introduction, à travers les revues de Sellers *et al.* (1997) et Pitman (2003), il apparaît clairement que c'est la représentation de la végétation qui motive les grandes étapes du développement des LSM (cf. paragraphe 1.2.2). Quelle que soit la cause épistémologique de ce retard, le fait est qu'actuellement, les paramètres de la végétation sont directement disponibles avec une résolution spatio-temporelle de plus en plus fine, alors que les caractéristiques hydrodynamiques doivent être dérivées des cartes des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert. Ainsi, les LSM comportent des paramétrisations distinctes pour différents types de végétation qui sont activées selon une classification en *biomes* ou bien en types fonctionnels (*plant functional types*). Une telle classification n'existe pas pour les processus hydrologiques. De même qu'il existe un type « prairie » pour la végétation, ne pourrait-on pas imaginer, par exemple, un *hydrome* « bassin sédimentaire » pour lequel

les paramètres hydrodynamiques pertinents sont donnés (perméabilité de surface, temps caractéristique de stockage souterrain, etc.).

Pour cela, l'effort de validation du modèle dans différents contextes hydrologiques doit être poursuivi. De plus, la confrontation aux données sera toujours riche d'enseignements, car il me semble que seules les observations ont ce pouvoir étrange de stimuler — et de tempérer à la fois — l'imagination scientifique.

Annexe A

The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP)

Boone, A., *et al.* (2009)

Bulletin of the American Meteorological Society (soumis)

The AMMA Land Surface Model intercomparison Project (ALMIP)

Aaron Boone

GAME-Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse, France

Patricia de Rosnay

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Gianpaolo Balsamo

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Anton Beljaars

European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK

Franck Chopin

IPSL, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France

Bertrand Decharme

GAME-Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse, France

Christine Delire

ISE-Montpellier, Université Montpellier 2, France

Agnes Ducharne

Sisyphé, Université Pierre et Marie Curie (UMPC/CNRS), Paris, France

Simon Gascoin

Sisyphé, Université Pierre et Marie Curie (UMPC/CNRS), Paris, France

Manuela Grippa

Centres d'Etudes Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France

Françoise Guichard

GAME-Centre National de Recherche Météorologique, Toulouse, France

Yeugeniy Gusev

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Phil Harris

Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, UK

Lionel Jarlan

Centres d'Etudes Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France

Laurent Kergoat

Centres d'Etudes Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France

Eric Mougin

Centres d'Etudes Spatiales de la Biosphère, Toulouse, France

Olga Nasonova

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Anette Norgaard

Institute of Geography, University of Copenhagen, Denmark

Tristan Orgeval

IPSL, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France

Catherine Ottlé

IPSL-Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France

Isabelle Pocard-Leclercq

LETG-Géolittomer, Université de Nantes, France

Jan Polcher

IPSL, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Paris, France

Inge Sandholt

Institute of Geography, University of Copenhagen, Denmark

Stephane Saux-Picart

IFREMER, Laboratoire d'Océanographie Spatiale, Plouzané, France

Christopher Taylor

Centre for Ecology and Hydrology, Wallingford, UK

Yongkang Xue

University of California at Los Angeles, CA, USA

Corresponding author address: Aaron Boone, GAME-CNRM Météo-France, 42 ave G. Coriolis, Toulouse, France 31057
E-mail: aaron.boone@meteo.fr

Abstract

The rainfall over West Africa has been characterized by extreme variability in the last half-century, with prolonged droughts resulting in humanitarian crises. There is therefore an urgent need to better understand and predict the West African Monsoon (WAM) because social stability in this region depends to a large degree on water resources: the economies are primarily agrarian and there are issues related to food security and health. In particular, there is a need to better understand land-atmosphere and hydrological processes over West Africa due to their potential feedbacks with the WAM. This is being addressed through a multi-scale modelling approach using an ensemble of land surface models which rely on dedicated satellite-based forcing and land surface parameter products, and data from the African Multidisciplinary Monsoon Analysis (AMMA) observational field campaigns. The AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP) offline multi-LSM simulations comprise the equivalent of a multi-model reanalysis product and currently represent the best estimate of the land surface processes over West Africa from 2004-2007. An overview of model intercomparison and evaluation is presented. The far reaching goal of this effort is to obtain better understanding and prediction of the WAM and feedbacks with the surface which then can be used to improve water management and agricultural practices over this region.

1. Introduction

The West African Monsoon (WAM) monsoon circulation modulates the seasonal northward displacement of the inter-tropical convergence zone (ITCZ), and it is the main source of precipitation over a large part of West Africa. But predominantly relatively wet years during the 1950s and 1960s were followed by a much drier period during the 1970s and 1990s. This extreme rainfall variability corresponds to one of the strongest inter-decadal signals on the planet over the last half century. There is an urgent need to better understand and predict the WAM because social stability in this region depends to a large degree on water resources: the economies are primarily agrarian and there are issues related to food security and health. In addition, there is increasing pressure on the already limited water resources in this region owing to a one of the most rapidly increasing populations on the planet.

Numerous researchers over the last three decades have investigated the nature of the extreme rainfall variability (e.g. Nicholson 1981; Le Barbé *et al.*, 2002). It has been shown that a significant part of the inter-annual variability can be linked to sea surface temperature anomalies (e.g. Folland *et al.*, 1986; Fontaine and Janicot, 1996), but there is also evidence that land surface conditions over West Africa make a significant contribution to this variability (e.g. Nicholson, 2000; Philippon *et al.*, 2005).

a. Importance of the land-atmosphere interactions on the WAM

The monsoon flow is driven by land-sea thermal contrast, and the atmosphere-land surface interactions are modulated by the magnitude of the associated north-south gradient of heat

and moisture in the lower atmosphere (Eltahir and Gong, 1996). The links between land surface processes and the WAM have been demonstrated in numerous numerical studies using global climate models (GCMs) and regional scale atmospheric climate models (RCMs) over the last several decades. Charney (1975) was one of the first researchers to use a coupled land-surface atmosphere model to demonstrate a proposed positive feedback mechanism between decreasing vegetation cover and the increase in drought conditions across the Sahel region of Western Africa. Numerous modelling studies since have examined the influence of the land surface on the WAM in terms of surface albedo (e.g. Sud and Fennessy, 1982; Laval and Picon, 1986), the vegetation spatial distribution (e.g. Xue and Shukla, 1996; Xue *et al.*, 2004; Li *et al.*, 2007), and the influence of soil moisture (e.g. Walker and Rowntree, 1977; Cunnington and Rowntree, 1986; Douville *et al.*, 2001). However, interpretation of the results from any one of such studies must be tempered by the fact that there are substantial discrepancies in African land-atmosphere coupling strength among current state-of-the-art GCMs (Koster *et al.*, 2002).

There is also a need to study and provide estimates of changes in rainfall variability resulting from predicted global climate change. Indeed, studies using GCMs have indicated that the impacts in this region could be further amplified owing to surface anthropogenic factors such as the clearing the land of natural vegetation for crops and over-grazing (e.g. Xue *et al.*, 2004). The aforementioned factors will not only impact the atmosphere, but also the regional scale hydrology in terms of changes in runoff regimes. This in turn would impact the quantity of water stored in surface reservoirs and the recharge of local and regional water tables. But it should be noted that considerable progress is needed in order to develop reliable estimations of land-atmosphere impacts for GCM climate scenarios. Indeed, a recent study examining the performance of GCMs within the Intergovernmental Panel on Climate Change

(IPCC) framework showed that models have significant problems simulating key aspects of the WAM for the present climate, and even GCMs that show some skill produce considerably different West African climatologies at the end of this century (Cook and Vizey, 2006).

b. Improving models in order to better understand and predict the WAM

The deficiencies with respect to modelling the African monsoon arise from both the paucity of observations at sufficient space-time resolutions, and because of the complex interactions of the relevant processes between the biosphere, atmosphere and hydrosphere over this region. The African Multidisciplinary Monsoon Analysis (AMMA) has organized comprehensive activities in data collection and modelling to further increase our understanding of the relevant processes in order to improve prediction of the WAM (Redelsperger *et al.*, 2006). In terms of large scale atmospheric multi-model initiatives, the AMMA-Model Intercomparison Project (AMMA-MIP: Hourdin *et al.*, 2009, this issue) inter-compares GCMs and RCMs over a meridional transect in West Africa focusing on seasonal prediction. The West African Monsoon Modelling Experiment (WAMME) project utilizes such models to address issues regarding the role of ocean-land-aerosol-atmosphere interactions on WAM development (Xue *et al.*, manuscript submitted to *Clim. Dynamics*). The modelling of the land surface component of the WAM is being addressed by the AMMA Land-surface Model Intercomparison Project (ALMIP), which is the focus of this paper.

c. Land surface modelling initiatives

In recent years, there have been a number of LSM intercomparison projects on an international level. In particular, the Project for the Intercomparison of Land-surface

Parameterization Schemes (PILPS) has increased the understanding of LSMs, and it has led to many model improvements. In Phase-2 of PILPS (Henderson-Sellers *et al.*, 1995), LSMs were used in so-called "off-line mode" (uncoupled from an atmospheric model and therefore driven using prescribed atmospheric forcing), and the resulting simulations were compared to observational data. The first attempt by PILPS to address LSM behaviour at a regional scale was undertaken in PILPS-2c (Wood *et al.*, 1998). The Global Soil Wetness Project Phase 2 (GSWP-2: Dirmeyer *et al.*, 2006a) was an "off-line" global-scale LSM intercomparison study which produced the equivalent of a land-surface re-analysis consisting in 10-year global data sets of soil moisture, surface fluxes, and related hydrological quantities. The Rhône-AGGregation LSM intercomparison project (Rhône-AGG: Boone *et al.*, 2004), differed from the aforementioned studies primarily because the impact of changing the spatial scale on the LSM simulations was investigated. The main idea behind ALMIP is to take advantage of the significant international effort in terms of the intensive field campaign and the various modelling efforts in order to better understand the role of land surface processes with respect to the WAM.

2. ALMIP Scientific Objectives

The strategy proposed in AMMA to develop a better understanding of fully coupled system is to break the various components into more manageable portions which will then provide insight into the various important processes. The first step is to begin with the land surface in off-line or uncoupled mode. This multi-model "off-line" technique has been used by numerous aforementioned intercomparison projects, and it is also used in operational land data assimilation systems (LDAS) such as the North American LDAS (NLDAS: Mitchell *et al.*, 2004) and the Global LDAS (GLDAS: Rodell *et al.*, 2004) for potential operational NWP

applications. In addition, Douville *et al.*, (2001) assimilated offline (the land surface decoupled from an atmospheric model, so there are no feedbacks and the atmospheric forcing must be provided by either observations or another source) soil moisture into a GCM as a proxy for reality in order to study WAM surface-atmosphere feedback mechanisms.

Offline results are also used for improved atmospheric model initialization. For example, ALMIP results are currently being used for numerous mesoscale case studies within AMMA (such as a study of feedbacks between dust emissions and the atmosphere in Tulet *et al.*, 2008), and to examine the influence of initial soil moisture on NWP at ECMWF (Agusti-Panareda, pers. commun.). In addition, ALMIP results have also been recently used for evaluating the land surface component of GCM and RCM models (Steiner *et al.*, 2009; Boone *et al.*, manuscript submitted to *Clim. Dynamics*, Xue *et al.*, manuscript submitted to *Clim. Dynamics*).

The idea is to force state-of-the-art land surface models with the best quality and highest (space and time) resolution data available in order to better understand the key processes and their corresponding scales. The ALMIP therefore has the following main objectives;

1. inter-compare results from an ensemble of state-of-the-art models, and study model sensitivity to different parameterizations and forcing inputs
2. determine which processes are missing or not adequately modelled by the current generation of LSMs over this region
3. examine how the various LSM respond to changing the spatial scale (three scales will be analysed: the local, meso and regional scales)

4. develop a multi-model climatology of “realistic” high resolution (multi-scale) soil moisture, surface fluxes, water and energy budget diagnostics at the surface (which can then be used for coupled land-atmosphere model evaluation, case studies, etc...)
5. evaluate how relatively simple LSMs simulate the vegetation response to the atmospheric forcing on seasonal and inter-annual time scales.

ALMIP is an ongoing project, and currently phase 1 (regional scale studies) is being completed which addresses items 1 and 4: highlights from these items will be presented in this paper. In terms of item 1, the LSMs have run three multi-year experiments in order to explore LSM sensitivity to different input meteorological forcings (based on NWP and satellite-based/observational data: this is described in the next section). A brief overview of intercomparison results are presented along with some examples of evaluation efforts which are under way (item 4). The next phase of ALMIP (Phase 2) will begin this year, and it will address the remaining items (2, 3 and 5) by focusing on the meso and local scales. General conclusions from Phase 1 and perspectives for the next phase of ALMIP will be given here.

3. Land Surface Model Forcing and Experiments

The creation of a multi-scale low-level atmospheric forcing database over land is essential in order to have a coherent multi-disciplinary modelling approach by the large and diverse group of land surface models. The land surface model forcing database is comprised of two components, one for the land surface parameters, and the other for the atmospheric state variables, precipitation and downwelling radiative fluxes. The database considers three scales: regional, meso and local: the regional scale data is used for ALMIP Phase 1 and it is described here. The corresponding model domain is shown in Fig. 1, and all of the models use

the same computational grid at a 0.50° spatial resolution. The same soil-vegetation database is used for all experiments (see Appendix A). Three experiments were designed to explore the LSM sensitivity to different input meteorological forcings (notably the most critical field, precipitation): they are summarized in Table 1. The methodology for creating the forcings and the composition are described in the following sub-section.

a. Control Atmospheric Forcing

The atmospheric forcing dataset is based on the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) NWP model forecasts for the years 2002-2007. The forcing variables consist in the air temperature, specific humidity and wind components at 10m, the surface pressure, the total and convective rain rates, and the downwelling longwave and shortwave radiative fluxes (see Appendix A for more details). There are, of course, several operational global-scale NWP models to choose from for forcing data. Most large scale land surface modelling studies use data from either ECMWF or the National Center for Environmental Prediction (e.g. Dirmeyer *et al.*, 2006a), so that these two sources were considered the primary candidates for ALMIP for consistency with other intercomparison efforts. At the time ALMIP was begun (2003), ECMWF data was selected due to a combination of the following factors; the forecast data was available at an approximately 50 km spatial resolution over West Africa (which was one of the highest spatial resolutions available at that time), and it was shown to have one of the best simulations of the regional scale circulation features over West Africa among several NWP models (e.g. Nuret *et al.*, 2007). This data comprises the Exp.1 or control forcing.

b. Merged Atmospheric Forcing

Because of the scarcity of surface observations over most of western Africa, remotely sensed data is the best choice for creating large-scale LSM forcing. However, the data product algorithms are generally calibrated or supplemented by any available local scale data. Satellite-based data is most commonly available for the downwelling solar and atmospheric radiative fluxes and the rainfall. The radiative fluxes from OSI-SAF (Oceans and Ice Satellite Applications Facility: <http://www.osi-saf.org>) for 2004 and the LAND-SAF fluxes (Land Satellite Applications Facility: Geiger *et al.*, 2008) for 2005-2007 are substituted for the corresponding NWP fluxes in Experiments 2 and 3. They have been evaluated over this region (and this work is ongoing as more observational data becomes available).

Rainfall is considered to be the most problematic variable produced by NWP models, especially over West Africa. Fortunately, there are a number of products available which merge satellite-based data and ground observations. In ALMIP, however, we are limited to those rainfall products which have maximum time steps on the order of a few hours since the LSMs in ALMIP are specifically designed to resolve the diurnal cycle and because most of the precipitation events are convective and thus relatively short-lived for a given point. The EPSAT-SG (Estimation des Pluies par SATellite – Seconde Génération: Chopin *et al.*, 2004) precipitation product from AMMA-SAT (AMMA-Satellite component: <http://ammasat.ipsl.polytechnique.fr>) was developed especially for activities such as ALMIP and was calibrated using Sahelian rainfall gauge data. Its high spatial and temporal resolutions made it quite relevant for ALMIP. This rainfall data was used for Exp.2.

Since ALMIP results began to be available to the research community, there has been an increasing demand for a longer term record of surface fluxes and soil moisture. However the

Exp.2 precipitation data is only available during the core monsoon period (May-June) from 2004-2006. For this reason, an additional experiment was run (Exp.3). The Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM) precipitation product 3B-42 (Huffman *et al.*, 2007) is used from 2002-2007 (hereafter this product is simply referred to as TRMM in this paper). The TRMM rainfall estimates are based on combined calibrated microwave and infrared precipitation estimates with a rescaling to monthly gauge data and have a three-hour time step (and thus meet the demands of ALMIP). Nicholson *et al.* (2003) showed that TRMM combined products performed well on a monthly timescale over West Africa compared to other available products (note that the product has evolved since the aforementioned study, but studies within AMMA have more recently come to the same conclusion).

Despite the fact that the ECMWF model captures most of the main dynamical features of the WAM, there is evidence that the simulated monsoon precipitation does not extend far enough to the north. This is illustrated in Fig. 2a, where the June-September average (hereafter referred to as JJAS) rainfall rate from ECMWF (Exp.1) is subtracted from the Exp.2 forcing. Clearly, the Exp.2 precipitation shows a northward displacement of the monsoon, characterized by both increased precipitation to the north (roughly north of 8° N) and decreased values along the southern coast. In particular, the Exp.2 rainfall is approximately 9% higher over the Sahel region (indicated in Fig.1) where the Exp.1 2006 JJAS average rainfall is $3.8 \text{ kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$, with the largest local relative increases over the northern part of this region. Further evidence of this problem will be given in Section 5 using satellite-based information. The same difference performed for the downwelling shortwave radiation is shown in Fig. 2b, and the Exp.2 values are generally lower where precipitation and clouds have increased (the difference corresponds to about a 1 % Sahel-average decrease for JJAS in Exp.2, although local decreases approach approximately 10%). The purpose of

this comparison is to emphasize the importance of the use of ancillary information to derive LSM forcings to reduce NWP model defaults or biases since the ultimate goal of ALMIP is to obtain more realistic estimates of surface processes.

4. Simulated Surface Processes

Previous intercomparison studies have highlighted the necessity to look at results from an ensemble of LSMs, as each individual model has its own biases and errors (refer to the references in section 1c. for example). A total of eleven distinct LSMs participated in ALMIP Phase 1 (see Table 2 for a listing). These LSMs are used in a variety of applications, such as the lower boundary conditions in GCM/RCMs, operational NWP models, mesoscale research models, and as upper boundary conditions in mesoscale to regional scale hydrological models. Nine of the models used the provided ECOCLIMAP soil and monthly-varying vegetation parameter information: two LSMs used their native set of parameters in order to give results consistent with other AMMA-related projects (the TESSEL models and SSiB). This implies that most of the model differences should be related to physics as opposed to parameter differences. A more complete LSM model configuration is presented in Appendix B.

a. LSM model setup

All of the models performed spin-up for 2002 since initial conditions were not available for all of the LSMs, and a single pass through 2003 was done as an adjustment year. The values of the prognostic variables at the end of 2003 were then used as initial values for Exp.s 1 and 2. A number of water and energy budget variables, and various diagnostics were reported at a 3-hour time step from 2004-2006 (i.e. 6 years of simulation for each model).

Nine of the eleven models (except for IBIS and MSHE), performed Exp.3. Model results were reported for all years, however analysis focuses on 2004-2007 since satellite-based radiative flux data and the EPSAT product were available (2004-2006). This period also encompasses the special observation period in AMMA. The output variables and conventions are essentially the same as those outlined in Dirmeyer *et al.* (2006a): the outputs consist in energy budget diagnostics (such as surface heat, mass, momentum and radiative fluxes) and water budget components (runoff, evapotranspiration, and soil water storage changes), and prognostic variables (soil temperature and moisture for ALMIP: see http://www.cnrm.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/index.html for a complete listing of LSM outputs).

b. Intercomparison overview

One of the most critical land surface fields is the evapotranspiration (*Evap*), as this flux forms the critical link between land surface hydrology and the atmosphere. The Exp.2 *Evap* averaged over the main active monsoon period (here defined as JJAS) for 14 LSMs is shown in Fig.s 3a-3n for 2006: the multi-LSM average for the same time period is shown in Fig.3o. Despite the fact that the LSMs are using the same input atmospheric forcing, there are differences in the *Evap* spatial distribution. Of particular importance for the WAM, there are inter-model differences over the Sahelian region (essentially north of approximately 10° N). The magnitude of the meridional gradient of *Evap* is a maximum in this region during the course of the monsoon season. When averaged over the longitude band from -10° to 10° East longitude, the gradient varies among the LSMs by up to approximately a factor of 2 between the largest and smallest LSM values (with the other LSMs fairly equally distributed within this range). The strength of this gradient is coupled with the WAM circulation and intensity

(Eltahir and Gong, 1996), so the implication is that the strength of the feedbacks in different fully coupled land-atmosphere models could vary considerably because of surface *Evap* parameterization differences (Dirmeyer *et al.*, 2006b).

The difference of the multi-model average Exp.2 *Evap* in Fig.3o less the Exp.1 (not shown) value is shown in Fig.3p. The impact of using the satellite-merged forcing is quite significant, with *Evap* increases of over $1 \text{ kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ (with local increases of well over $2 \text{ kg m}^{-2} \text{ day}^{-1}$) covering a large region north of approximately 8° N (including the Sahel) and with decreases to a lesser degree along the southern West-African coast. This response is consistent with the Exp.2 and Exp.1 precipitation and radiation forcing differences shown in Fig.2.

Despite the fact that different satellite-based precipitation products are merged with observational data, they can still have important differences. Therefore, the ALMIP results for the three different forcing datasets have been inter-compared. An example over the Sahel region during JJAS is shown in Fig.4. For each LSM and year from 2004-2006, the runoff ratio (the ratio of the total runoff to the rainfall) is plotted as a function of the ratio of the latent heat ratio (here this refers to the ratio of the latent to the net radiative flux). A low runoff ratio implies that much of the rainfall is going into evaporation or soil water storage (and therefore little is left for river flow). The latent heat ratio gives an estimate of the fraction of the available energy at the surface used to evaporate water, while the remaining fraction goes into heating the atmosphere.

It can be seen from Fig. 4 that the NWP forcing rainfall results in a runoff ratio below 0.08 for all LSMs (the average is well below this, at 0.012). Nearly all of the rainfall is evaporated,

but this still leaves most of the surface energy for sensible heating of the atmosphere (all latent heat ratios are below 0.45, and the average is 0.31). There is essentially no statistical relationship between the two ratios. Compared to Exp.3, there is 60% less rainfall and 50% less evaporation. For the Exp.2 case, there is more precipitation over the Sahel (see Fig.2) and this causes increases on both the runoff and latent heat ratios (the average latent heat ratio has increased to 0.51). Compared to Exp.3, there is 25 % less rainfall and 18% less evaporation. The TRMM rainfall produces much larger runoff ratios, and there is a non-negligible statistical relationship between the latent heat and runoff ratios (the correlation is -0.61): for the same input rainfall, increased runoff results in lower evaporation. In terms of physical processes, the models with the least surface runoff in Exp.s 2 and 3 tend to have the largest latent heat ratios, but for the remaining models there is no obvious relationship. In Exp.3, the rainfall exceeds the evaporative demand in many of the models at times resulting in considerably more runoff and therefore more water is available for river flow. The LSM simulation of river flow is currently being investigated and will be addressed in more detail in ALMIP Phase 2. Finally, in the Sahel, the average inter-experiment differences are far larger than the average of the inter-model differences for each experiment. This highlights the need to use satellite-based forcing data whenever possible in order to correct NWP model systematic biases.

c. Characterisation of the water and energy budgets by the LSM ensemble

One of the goals of ALMIP is to obtain a realistic picture of surface and sub-surface processes over a multi-year period. LSMs produce different results using the same inputs primarily because of differences in model physics. It is difficult to determine which LSM gives the most realistic result over a large domain, however some studies have shown that the

LSM multi-model mean generally compares better with observational data than the individual realizations (Dirmeyer *et al.*, 2006b). Gao and Dirmeyer (2006) showed the advantages and improved realism of using a multi-LSM model average to study simulated surface properties. They presented several different weighting techniques, ranging from a simple average to one using optimized weights which minimized errors based on observations. The low spatial density of surface observations over West Africa precluded the use of such optimization techniques, so the simple ensemble-mean of the ALMIP simulated surface fluxes are used in this study (which was also shown by Gao and Dirmeyer, 2006, to be preferable to any single model realization).

Note that in computing the ensemble average, multiple simulations from the same model were first averaged to obtain a single representative result for a given model (for example, ISBA and ISBA-DIF results were averaged to obtain a single ISBA representative result). This was done because the differences between multiple simulations by a single model were generally far less than the intra-LSM differences: we did not want to bias the ensemble average by weighting one model more than another.

Fig.5 presents a summary of the water and energy budgets simulated by the LSMs and the ensemble LSM mean during JJAS for Exp.3 from 2004-2006 over the Sahel, which are defined, respectively as

$$\text{Rainfall} = \text{SfcRunoff} + \text{Drainage} + \text{DelSoilMoist} + \text{Evap}$$

$$\text{SWnet} + \text{LWnet} = \text{Sensible Heat Flux} + \text{Latent Heat Flux}$$

where *DelSoilMoist* represents the soil water storage change. Note that over the temporal averaging period, the heat storage by the surface and the ground heat flux are quite small by comparison to the other terms and so are neglected here. In Fig. 5., the solid bars correspond to the averages (over all models, the Sahel and JJAS), and the spatial, temporal and intra-model variances are represented by the white, stippled and cross-hatched bars, respectively.

The rainfall in the Sahel is characterized by a prolonged dry season (lasting approximately 5 months), and then a steady increase in rainfall starting in about April with a peak during late July or August, then a more rapid decrease until about the end of October. The rainfall in 2006 was lagged by approximately 2 weeks compared to 2004. The rainfall began early in 2005, but then there was a lull in the activity (and a suppression of rainfall activity to the southern part of the Sahel) until mid to late July followed by a rapid increase and northward expansion. Despite these differences, the average rainfall from TRMM varies by just a few percent between the three years (Fig. 5a), as do the temporal and spatial variances.

The surface overland runoff (Fig. 5b) is slightly larger than the drainage (Fig. 5c), although the magnitudes are similar. Compared to the other variables, these two have the largest relative variability. There is also the least agreement between the LSMs, as indicated by the intra model variance which is comparable to the average value. The drainage has the largest intra-LSM variance, but this is not surprising as this variable is modulated by the surface runoff, the storage dynamics and vertical transfer, and finally the evaporative uptake (in a sense, it is like a residual after the other the aforementioned processes have acted).

The soil water storage change (Fig. 5d) average is comparable in magnitude to the total runoff. Of note, it has an extremely large temporal variance, which is directly related to and

similar in magnitude to the temporal variance of the rainfall. It should be noted here that the average soil water content (not shown) simulated by the LSMs is quite different, which is usually the case among LSMs (e.g. Dirmeyer *et al.*, 2006a). But despite this fact, the relative intra-model agreement of the soil water storage change among the LSMs is quite good so the soil water dynamics are simulated in a fairly consistent manner in this region.

The remaining water budget variable is the evapotranspiration, which can be seen in Fig. 5e (note that the latent heat flux can be converted to the same units as the other water budget components simply by dividing by approximately 30). This variable is the largest sink term (it corresponds to slightly over 60% of the rainfall for each of the 3 years). The relative variances are fairly low, and the LSMs have a generally good agreement (indeed, the intra-model evaporation variance is the lowest of the water budget variables: it is approximately 14 % of the average values for the 3 years). The sensible heat flux (Fig. 5f) is slightly lower than the latent on average, but again the relative variances are fairly low (the intra-model variance is approximately 35% of the mean for the three years). This implies that for a given rainfall over this region, the various LSMs simulate the surface-atmosphere transfer of heat and moisture in a fairly consistent manner.

The net longwave and shortwave radiation fluxes (Fig.s 5g and 5h, respectively) have the lowest variances. This is especially the case for the intra-model variance which is to be expected since they are dominated by the prescribed downwelling fluxes in the forcing input, and the vast majority of the LSMs used the prescribed surface characteristics (albedo and emissivity). The spatial and temporal net longwave variances are a bit larger than those for the shortwave radiation, and vary more year to year, but there is a significant contribution

from the simulated surface temperature (which is the result of the computation of the surface energy budget) so this is to be expected.

5. Simulation Evaluation Methodology

The obvious problem in doing simulations over western Africa (and in fact, for many large domain area applications) is the lack of appropriate evaluation data. But in AMMA, considerable effort has been put into addressing such issues by processing remote sensing datasets at the regional and meso scales and by establishing several dense surface observational networks over regions along a meridional transect. The location of the three intensive mesoscale study sites are shown in Fig. 1: a comprehensive overview of the surface observational networks and data is given in Redelsperger *et al.*, (2006). In this paper, two examples of ALMIP LSM evaluation methods are given, one at the grid box scale, and two others over a large-scale region.

a. Grid Box Evaluation

The comparison of local scale flux data with model output over a grid square is a scale problem and is generally only useful if the grid square surface parameters and forcing data are consistent with those observed at the local scale. This problem is being addressed in ALMIP by using spatially aggregated surface flux data. An example for the Mali super-site square (which corresponds to an approximately 60x60 km² area located within the blue rectangle in Fig.1) is given here.

The comparison of the observed-upscaled surface sensible heat flux, Q_h , with the multi-model ALMIP spread for a single grid box is shown in Fig. 6. The modelled and observed aggregated values have been averaged over 10-day periods for this comparison. The aggregated observed fluxes and their spread are shown by the shaded region. The corresponding spread is computed as the range in aggregated Q_h : the different aggregated values were computed using four different weighting schemes based on the spatial coverage of the dominant vegetation type at each site and the ranges in the soil types, the surface albedo and the coverage of standing water using remotely sensed data (see Timouk *et al.*, 2009, for further details). The solid curves enclose a region bounded by \pm one standard deviation about the ALMIP LSM average Q_h averaged over 2005-2007. Note that Exp.3 results are used here since they extend to 2007, but Exp.2 fluxes for 2004-2005 are quite similar to the Exp.3 values for the same period (not shown).

In Fig. 6, the dashed curves with open symbols correspond to the 3-year average (2005-2007) time series for each observation site within the mesoscale domain. Each site represents a very different land cover type: Kelma is a low-lying marshy site during the wet season and for the ensuing months (as seen by the negative Q_h values), Eguerit is a very dry, rocky site (soils quickly drain, thus Q_h remains relatively high all year), and the Agoufou site has sparse low vegetation. The vegetation coverage for this site is dominant over the mesoscale area. The ALMIP land cover for this grid box from ECOCLIMAP (87 % bare soil and 13% tropical grassland) is most consistent with the characteristics of this site.

The solid purple curves in Fig. 6 enclose a region bounded by \pm one standard deviation about the LSM-average Q_h averaged over 2005-2006. LSM-average Q_h values of approximately 70 W m^{-2} are simulated just before the onset of the summer rains (prior to DoY

180), while they are approximately two-times lower during the core monsoon period (DoY 200-260). After DoY 260, there is a rapid increase in Qh as the rains cease, however Qh begins to decline again after DoY 280 in response to reduced incoming radiation, so the LSM-average simulated Qh response to the wet season and the subsequent dry-down are similar to the dynamic of the observed average Qh . Note that the three-year average time series is shown here since there was far less year to year variability than inter-site variability. Also, Fig.6 highlights the need to ensure consistency between the surface properties of the measurement sites and the LSM input data.

b. Large scale surface evaluation

Within the joint framework of the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) satellite mission and AMMA, an evaluation of ALMIP soil moisture has been performed for 2006 for 8 LSMs from Exp.2 (the results for these LSMs had been processed at the time of this work). ALMIP-MEM (Microwave Emission Model) consists in coupling ALMIP soil moisture and temperature outputs to the Community Microwave Emission Model (CMEM) (de Rosnay *et al.*, 2009). It permits a quantification of the relative impact of land surface modelling and radiative transfer modelling in terms of the simulated brightness temperature background errors. ALMIP-MEM brightness temperatures have been evaluated for 2006 against AMSR-E C-band data provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). This work has been as part of the effort to test different forward models for data assimilation in the ECMWF model.

Time-latitude diagrams of the horizontal brightness temperature at C band for AMSR-E and that simulated with ALMIP-MEM (Exp.2) are shown in Fig. 7. For each LSM, a simple

bias correction has been taken into account in order to correct the simulated brightness temperatures based on the annual mean bias value. In this study, CMEM has been used with the Kirdyashev vegetation opacity model (Kirdyashev *et al.*, 1979) and the Wang and Schmugge dielectric model (Wang and Schmugge, 1980). AMSR-E C-band data show a wet patch over the Sahel during the rainy season, centered at DoY 210 and latitude 15.5° North. The correct representation of such patches by LSMs in coupled atmosphere models is important as the analysis of observational data has been used to show that such patches can induce mesoscale circulations in this region (Taylor *et al.*, 2007). This wet patch is captured by all of the LSMs, but the amplitude is either overestimated or underestimated depending on the LSM. However, this figure emphasizes the general good agreement between the forward approach and the AMSR-E satellite data. The corresponding statistics are summarized in the form of a Taylor diagram in Fig. 8, where SDV represents the standard deviation. The observed data point is located along the abscissa (at SDV=1). Most of the models are grouped in the same area: an exception are the ECMWF LSMs using the old hydrology (TESSEL and CTESSEL) which over-estimated the variance. The newer (now operational) scheme has excellent agreement (HTESSEL) , although the correlation has decreased.

This analysis also serves an indirect evaluation of the ALMIP Exp.2 precipitation forcing: when the LSMs were forced by pure NWP-based forcing (meaning no satellite or observational data was used, just forecast data: Exp.1), the CMEM results were poor compared to the AMSR-E data (not shown here). In the future, it is planned to rerun these tests using Exp.3 outputs. For a more in depth analysis of these results, see de Rosnay *et al.*, (2009).

c. Large scale sub-surface evaluation

Knowledge of the land surface water storage is important for estimating vegetation growth, and may hold a key to increasing long range atmospheric predictability over West Africa. However, despite the fact that numerous local scale site measurements are now available within AMMA, measurements of the land water storage are not available at the regional scale. The Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) satellite mission provides an accurate measure of the gravity field variations which are inverted to retrieve terrestrial water storage variations. Various products based on different retrieval methods are available: here we present results using one of the most recent methods (Lemoine *et al.*, 2007). GRACE has already been used with success to obtain estimates of regional scale water storage in LSM studies (e.g. Zaitchik *et al.* 2008). Here we compare GRACE water storage anomalies with those from ALMIP for 2 annual cycles (2005-2006) over the Sahel.

A comparison of the soil water storage anomalies between GRACE (black line) and the ALMIP LSMs for Exp.1 and Exp.3 are shown in Fig.9 (the curves enclose ± 1 standard deviation about the LSM mean over the Sahel). The results of this analysis show that GRACE soil moisture seasonal amplitudes are larger than those simulated by the ALMIP models, although the Exp.3 results (red curves) are much closer than the Exp.1 results using NWP forcing. Indeed, this is further evidence that satellite-based remote sensing offers an improvement to NWP forcing data. The Exp.3 temporal correlation for the two years is quite good (0.90). The differences in the amplitudes (the temporal variance for the mean of the ALMIP LSMs is 29 kg m^{-2} , while it is 45 kg m^{-2} for GRACE) can be due to a deficit in the precipitation forcing or to an overestimation of the water storage anomalies derived from GRACE during the dry season. It is also possible that the ALMIP LSMs do not use deep-enough soil depths (as drained water is not retained in the vertical column but rather is

assumed to be lost to the nearest river in most LSMs). Note that results from Exp.2 are not shown in Fig.9, but in fact the water variation amplitude is smaller than in Exp.3 consistent with the lower rainfall (see section 4). A study is currently under way which shows that the satellite data reproduce the ALMIP Exp.3 LSM modeled inter-annual variability over the Sahel during the study time period (2002-2007). The next step is to use discharge estimates in order to estimate the regional scale evaporation.

6. Conclusions

In summary, there is a need to better understand land-atmosphere and hydrological processes over western Africa due to their potential feedbacks with the WAM circulation. This is being addressed through a multi-scale modelling approach using an ensemble of LSMs which rely on dedicated satellite-based forcing and land surface parameter products, and data from the AMMA observational field campaigns. The idea is to have the best estimate of surface processes for initializing and evaluating the surface component of atmospheric models, and to determine which LSM processes agree the least (in order to eventually improve the corresponding physics). The far reaching goal of this effort is to obtain better understanding and prediction of the WAM which then can be used to improve water management and agricultural practices over this region.

Offline multi-LSM simulations performed using a mix of NWP and satellite-based forcing data comprise the equivalent of a multi-model reanalysis product and currently represent the best estimate of the land surface processes over large scale regions (Dirmeyer *et al.*, 2006a), and ALMIP has produced such an analysis for West Africa from 2004-2007. The impact of using satellite-based forcings to correct systematic biases in NWP meteorological

forcing on the LSM simulated evapotranspiration is significant, especially over a zone covering the Sahel and areas slightly southward (which is theorized to be the zone with considerable coupling with the atmosphere, e.g. Koster *et al.*, 2004). In terms of ECMWF forcing data, this corresponds to a several hundred km shift in precipitation compared to satellite-based data (and 60% less precipitation over the Sahel than in the TRMM merged satellite-rain gauge product from 2001-2006 during JJAS). This implies that special care should be used when using NWP or re-analysis data to force LSMs over West Africa for hydrological or meteorological studies.

The ALMIP LSM simulations have moderate inter-model variability, however, it is considerably less than that found in fully-coupled land-atmosphere models, so the surface fields from ALMIP are a good proxy for evaluating the surface flux components in terms of model improvements (Steiner *et al.*, 2009) or in GCM-RCM intercomparison exercises such as the AMMA-Model Intercomparison Project (AMMA-MIP: Hourdin *et al.*, 2009, this issue) and the West African Monsoon Modelling and Evaluation project (WAMME: Xue *et al.*, submitted to *Clim. Dynamics*; Boone *et al.*, submitted to *Clim. Dynamics*). The ALMIP fields are also being used in numerous ongoing atmospheric case studies within AMMA (e.g. in terms of convective initiation, dust storm simulations and chemical deposition) and in operational NWP (e.g. at ECMWF). Finally, ALMIP outputs are also being used within AMMA to estimate the surface contribution for atmospheric water budget studies, and to estimate the production functions (evapotranspiration) for hydrological models.

There are considerable differences in terms of the partitioning of the surface (fast response: scale of a rainfall event) and drainage (slow response: days up to approximately a week) runoff components. This partitioning is important since it modulates the amount of water

which is evaporated, stored in lakes, transferred to rivers or stored in the soil (which in turn impacts the partitioning of net radiation at the surface into latent and sensible heat fluxes). In addition, the intra-model variability of these two variables is the largest of all land surface variables, so that these output fields have a very high degree of uncertainty. This component of the water budget is also the most sensitive (in a relative sense) to the precipitation input forcing. This aspect of LSMs must be refined if such models are to be used in any type of regional scale water management application over west Africa, or in order for the popular soil moisture memory question to be properly addressed using coupled models (e.g. Douville *et al.*, 2007) since increased surface runoff corresponds to reduced water recycling with the atmosphere and therefore can impact the time scale and magnitude of this memory.

It is difficult to evaluate the realism of the simulated turbulent fluxes at regional scales, however, indirect methods are being used for large scale evaluation which were all based on using remotely sensed data. A sample of such work was presented herein. The ALMIP LSMs compared favorably with aggregated surface flux data in the Sahel during the monsoon season over a three year period for a given grid box: they are able to reasonably capture both the amplitude and the phase of the observed changes. At the regional scale, the simulated surface brightness temperature compared well with data from satellite (which is a first step for assimilating such data into LSMs for operational NWP). Finally, estimates of water storage from the Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE) were used to show that the TRMM satellite-based precipitation product is more realistic than NWP based forcing on the regional scale. This is currently the only method available to obtain reasonable estimates of the sub-surface water storage over the entire West African region aside from using LSM models, which is important for understanding the region water budget.

7. Perspectives

ALMIP is an ongoing project, and phase 1 at the regional scale is nearing completion. However, further regional scale simulations and experiments, and model evaluation will also be done as improved input data is made available. ALMIP phase 2 is scheduled to begin in 2009, which will focus on simulations for the three mesoscale super sites, in addition to several other local scale sites (in Senegal, Ghana, etc...). There will be a special focus on semi-arid land surface processes. Indeed, the semi-arid parametrizations in LSMs are quite diverse and also generally lack consideration of some fundamental processes specific to this region (reduced infiltration over dry crusty soils, drought resistant plant species, lateral transfer of surface runoff from bare soil to vegetated surface areas, etc.). In addition, input rainfall will be based on dense observational networks which should improve the realism of the land surface and hydrological simulations.

There is an effort under way at Météo-France to develop a new high resolution version of ECOCLIMAP over West Africa. The main drawback of the current version of ECOCLIMAP is that there is no vegetation inter-annual variability (which in fact, is fairly typical of such datasets used currently in GCM and NWP applications). However, this variability is known to be particularly large over this region (Philippon *et al.*, 2007). The new ECOCLIMAP should result in further improved surface flux estimates which is important from a modelling standpoint since the observed vegetation inter-annual variability has been shown to be correlated with the precipitation over this region, notably for the Sahel (Philippon *et al.*, 2005). It will also be available for atmospheric model studies.

LSMs which are able to simulate the life-cycle of the vegetation are being increasingly used in GCMs and will theoretically enable a more realistic feedback between the vegetation and potential increases in green-house gases in climate scenario studies. There will be a coordinated effort in ALMIP Phase 2 to inter-compare such LSMs on the mesoscale, which will be a first. Whereas ALMIP Phase 1 focused on making a robust multi-model representation of surface processes , ALMIP Phase 2 will also focus on improvement of the representation of such processes (for use in atmospheric and hydrological models). ALMIP Phase 2 will be open to the general scientific community, so interested parties will be encouraged to participate.

Acknowledgements

The authors would like to acknowledge the support of J.-P. Lafore at CNRM, and the data providers, notably R. Lacaze, B. Geiger, D. Carrer and J.-L. Roujean, who have offered considerable assistance with respect to using the LAND-SAF downwelling radiative flux products. A. Marsouin provided guidance on the OSI-SAF radiation product. We wish to extend our gratitude to the POSTEL Service Centre (<http://postel.mediasfrance.org>) at MEDIAS-France for customizing and providing the LSA SAF products, and to the people working on the AMMA-SAT database (<http://ammasat.ipsl.polytechnique.fr>) who have generated the EPSAT precipitation product developed by the Precip-AMMA group at IPSL/LMD (notably K. Ramage). Based on a French initiative, AMMA has been established by an international group and is currently funded by a large number of agencies, especially

from France, the UK, and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA international web site (<https://www.amma-eu.org/>).

Appendix A

Additional details related to the input forcing data is presented herein.

A.1. Soil and Vegetation model parameters

The ECOCLIMAP database (Masson *et al.*, 2003) provides land surface parameters (albedo, vegetation cover fraction, surface roughness, leaf area index, soil texture, etc...) over the entire globe at a maximum spatial resolution of 1 km. It is intended for use by LSMs which are coupled to GCM, numerical weather prediction (NWP), mesoscale meteorological research or hydrological models. The vegetation phenology for a single representative annual cycle at an approximately 10-day time step is derived from the International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) 1-km Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) monthly Normalized Difference Vegetation Index (NDVI).

A.2. Atmospheric forcing

The forcing variables have been interpolated to a 0.5° cylindrical equidistant projection grid at a three hour time step. There is a well known spin-down problem in terms of the simulated precipitation for the ECMWF model, therefore the ALMIP forcing consists in a series of 36 hour forecasts at 12 UTC every 24 hours, and the first 12 hours are not used. In Exp.2,

EPSAT rainfall replaced NWP data for the monsoon months. When either satellite-based radiative flux or precipitation data was missing, it was replaced by NWP data. In Exp.3, TRMM rainfall was used for all years (including spinup), and SAF fluxes were used from 2004 onward (refer to Table 1).

Appendix B

This section describes the LSM configurations for ALMIP. Please refer to Table 2 for model references and scheme details referred to herein. Two models did simulations using 2 different options: ISBA used force-restore and multi-layer diffusion (DIF) soil options, while ORCHIDEE also replaced its 2-layer soil approach (CHOIS) by an explicit multi-layer model. HTESSEL uses the newly implemented hydrological updates (TESSEL was operational until recently) and CTESSEL contains a new photosynthesis option. All of the LSMs used the same computational grid and atmospheric forcing.

Several of the models used multiple tile options for these experiments as it is their default setting. This essentially amounts to an explicit treatment of each surface land cover type, and then aggregating the fluxes using weights based on spatial coverage within each grid box (in order to theoretically better represent the non-linearity of the surface processes). Most of the LSMs use either a single composite or a double-energy budget representation (explicit treatment of canopy and soil), however a few schemes have unique treatments. CLSM computes three energy budgets based on soil wetness, while ORCHIDEE computes evaporation for different surface types overlying the same soil. IBIS also uses a similar approach with 4 distinct plant functional types, and it has the most detailed representation of the canopy containing multiple energy budgets. Finally, the MSHE model was designed for

hydrological applications, and it uses a very detailed treatment of vertical sub-surface fluxes of mass and energy (utilizing 42 layers).

References

Balsamo, G., P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirsch, A. Betts, and K. Scipal, 2008 : A revised hydrology for the ECMWF model: Verification from field site to terrestrial water storage and impact in the Integrated Forecast System. *J. Hydrometeor.*, (submitted).

Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, 2000: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme. 2000, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 1544-1569.

_____, F. Habets, J. Noilhan, D. Clark, P. Dirmeyer, S. Fox, Y. Gusev, I. Haddeland, R. Koster, D. Lohmann, S. Mahanama, K. Mitchell, O. Nasonova, G.-Y. Niu, A. Pitman, J. Polcher, A. B. Shmakin, K. Tanaka, B. van den Hurk, S. Vérant, D. Versegny, P. Viterbo and Z.-L. Yang, 2004: The Rhone-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project: An Overview. *J. Climate*, **17**, 187-208.

_____, Y. Xue, I. Pocard-Leclercq, J. Feng, and F. de Sales, 2009: Evaluation of the WAMME model surface fluxes using results from the AMMA land-surface model intercomparison project. *Clim. Dynamics*, (submitted).

Charney, J., P.H. Stone, and W.J. Quirk, 1975: Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism. *Science*, **187**, 434-435.

Chen, F., and J. Dudhia, 2001 : Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Pen State-NCAR MM5 modelling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569-585.

Chopin, F., J. Berges, M. Desbois, I. Jobard, and T. Lebel, 2004: Multi-scale precipitation retrieval and validation in African monsoon systems. *2nd International TRMM Science Conference*, 6-10 Sept. Nara, Japan.

Cook, K. H. and E. K. Vizy, 2006: Coupled model simulations of the West African monsoon system: Twentieth and twenty-first-century simulations. *J. Climate*, **19**, 3681-3703.

Coudert, B., C. Ottlé, B. Boudevillain, P. Guillevic and J. Demarty, 2006: Contribution of thermal infrared remote sensing data in multi-objective calibration of a dual source SVAT model. *J. Hydrometeor.*, **7**, 404-420.

Cunnington, W. M. and P. R. Rowntree, 1986: Simulations of the Saharan atmosphere-dependence on moisture and albedo. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **112**, 971-999.

Decharme, B., 2007: Influence of the runoff representation on continental hydrology using the NOAH and the ISBA land surface models. *J. Geophys. Res.*, **112**, D19108, doi:10.1029/2007JD008463.

Dirmeyer, P. A., X. Gao, M. Zhao, Z. Guo, T. Oki, and N. Hanasaki, 2006a: GSWP-2: Multi-model Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1381-1397.

_____, Randal D. Koster, and Zhichang Guo, 2006b: Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere? *J. Hydrometeor.*, **7**, 1177-1198.

Douville, H., F. Chauvin, and H. Broqua, 2001 : Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, **14**, 2381-2403.

_____, S. Conil, S. Tyteca, and A. Voldoire, 2007: Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality? *Climate Dyn.*, **28**, 723-742.

Eltahir, E. A. B., and C. Gong, 1996: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate*, **9**, 1030–1042.

Essery, R. L. H., M. Best, R. Betts, P. Cox, and C. M. Taylor, 2003: Explicit representation of subgrid heterogeneity in a GCM land surface scheme. *J. Hydrometeor.*, **4**, 530-543.

Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.

Fontaine, B., and S. Janicot, 1996: Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, **9**, 2935-2940.

Gao, X. and P. A. Dirmeyer, 2006: A multimodel analysis, validation, and transferability study of Global Soil Wetness Products. *J. Hydrometeor.* **7**, 1218-1236.

Geiger, B., C. Meurey, D. Lajas, L. Franchist'guy, D. Carrer, and J.-L. Roujean, 2008: Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. *Meteor. Applications*, (in press).

Graham, D. N., and M. B. Butts, 2006: Flexible integrated watershed modelling with MIKE SHE. *Watershed Models*, V. P. Singh and D. K. Frevert Eds., Taylor and Francis Group, 245-272.

Gusev, E. M., O. N. Nasonova, and E. E. Kovalev, 2006: Modeling the components of heat and water balance for the land surface of the globe. *Water Resour.*, **33**, 616-627.

Henderson-Sellers, A., A. J. Pitman, P. K. Love, P. Irannejad, and T. Chen, 1995: The project for intercomparison of land-surface parametrization schemes (PILPS): Phase 2 and 3. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 489-503.

Hourdin, F., F. Guichard, F. Favot, P. Marquet, A. Boone, J.-P. Lafore and J.-L. Redelsperger, P. Ruti, A. Dell'Aquila, T. L. Doval, A. K. Traore, and H. Gallee, 2009: AMMA-Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, (under revision).

Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker, D. B. Wolff, 2007: The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global,

Multi-Year, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *J. Hydrometeor.*, **8**, 38-55.

Kirdyashev, K., A. Chukhlantsev, and A. Shutko, 1979: Microwave radiation of the earth's surface in the presence of vegetation cover. *Radiotekhnika i Elektronika*, **24**, 256-264.

Koster, R.D., M. J. Suarez, A. Ducharne, P. Kumar, and M. Stieglitz, 2000: A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 1: Model structure, *J. Geophys. Res.*, **105**, 24809-24822 (2000JD900328).

_____, P. A. Dirmeyer, A. N. Hahmann, R. Ijpelaar, L. Tyahla, P. Cox, and M. J. Suarez, 2002: Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *J. Hydrometeor.*, **3**, 363-375.

_____, P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, T. Yamada, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138-1140.

Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet-Ducoudré, J. Ogée, J. Polcher, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, and I. Prentice, 2005: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **19**, GB1015, doi: 10.1029 / 2003GB002199.

Kucharik, C.J., J.A. Foley, C. Delire, V.A. Fisher, M.T. Coe, J. Lenters, C. Young-Molling, N. Ramankutty, J.M. Norman, and S.T. Gower, 2000: Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **14**(3), 795-825.

Lafont S., A. Beljaars, M. Voogt, L. Jarlan, P. Viterbo, B. van den Hurk, and J.-C. Calvet, 2006: Comparison of C-TESSSEL CO₂ fluxes with TransCom CO₂ fluxes. *Proc. Second Recent Advances in Quantitative Remote Sensing II*, Torrent (Valencia), Spain, 26-29 September.

Laval, K. and L. Picon, 1986: Effect of a change of the surface albedo of the sahel on climate. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2418-2429.

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *J. Climate*, **15**, 1872-1882.

Lemoine, J.-M., S. Bruinsma, S. Loyer, R. Biancale, J.-C. Marty, F. Perosanz, and G. Balmino, 2007. Temporal gravity field models inferred from GRACE data. *Adv. Space Res.*, **39**, 1620-1629, doi:10.1016/j.asr.2007.03.062.

Li, W., Y. Xue, and I. Pocard, 2007: Numerical investigation of the impact of vegetation indices on the variability of west african summer monsoon. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85A**, 363-383.

Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, and R. Lacaze, 2003: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *J. Climate*, **16**, 1261-1282.

Mitchell, K. E., D. Lohmann, P. R. Houser, E. F. Wood, J. C. Schaake, A. Robock, B. A. Cosgrove, J. Sheffield, Q. Duan, L. Luo, R. W. Higgins, R. T. Pinker, J. D. Tarpley, D. P. Lettenmaier, C. H. Marshall, J. K. Entin, M. Pan, W. Shi, V. Koren, J. Meng, B. H. Ramsay, and A. A. Bailey, 2004: The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modelling system. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JD003823.

Nicholson, S. E., 1981: The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473-487.

_____, S. E., 2000: Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys.*, **38**, 117-139.

_____, B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B. M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J. N. Noukpozoukou, M. M. Tanu, A. Thiam, A. A. Toure, and A. K. Traore, 2003: Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products. *J. App. Meteor.*, **42**, 1355-1368.

Noilhan, J., and J.-F. Mahfouf, 1996: The ISBA land surface parameterization scheme. *Glob. Planet. Change*, **13**, 145-159.

Nuret, M., J.-P. Lafore, N. Asencio, H. Bénichou, O. Bock, F. Favot, T. Montmerle, and Y. Seity, 2007: Evaluation of METEO-FRANCE NWP models during AMMA 2006-SOP.

(<http://www.cnrm.meteo.fr/aladin/newsletters/news32/news32.pdf>)

d'Orgeval T., J. Polcher, and P. de Rosnay, 2008: Sensitivity of the West African hydrological cycle in ORCHIDEE to infiltration processes. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, **5**, 2251-2292.

Philippon N., E. Mougin, L. Jarlan, P.-L. Frison, 2005: Analysis of the linkages between rainfall and land surface conditions in the West African monsoon through CMAP, ERS-WSC, and NOAA-AVHRR data. *J. Geophys. Res.*, **110**, D24115, doi:10.1029/2005JD006394.

_____, L. Jarlan, N. Martiny, P. Camberlin, et E. Mougin, 2007: Characterization of the interannual and intraseasonal variability of west african vegetation between 1982 and 2002 by means of NOAA-AVHRR NDVI data. *J. Climate*, **20**, 12021218.

Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher, 2006: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1739-1746.

Rodell, M., P. R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.-J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J. K. Entin, J. P. Walker, C. Lohmann, and D. Toll, 2004: The global land data assimilation system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 381-394.

de Rosnay, P., M. Drusch, A. Boone, G. Balsamo, B. Decharme, P. Harris, Y. Kerr, T. Pellarin, J. Polcher and J.P. Wigneron, 2009: Microwave Land Surface modelling evaluation

against AMSR-E data over West Africa. The AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model (ALMIP-MEM). *J. Geophys. Res.*, **114**, D05108, doi:10.1029/2008JD010724.

Steiner, A., J. Pal, S. Rauscher, J. Bell, N. Diffenbaugh, A. Boone, L. Sloan and F. Giorgi, 2009: Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. *Clim. Dynamics*, (in press), DOI 10.1007/s00382-009-0543-6.

Sud Y. C., and M. Fennessy, 1982: A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. *J. of Climatology*, **2**, 105-125.

Taylor, C. M., D. J. Parker, and P. Harris, 2007: An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029 / 2007GL030572.

Timouk F., L. Kergoat, E. Mougin, C. Lloyd, E. Ceschia, P. de Rosnay, P. Hiernaux, and V. Demarez, 2009: Response of sensible heat flux to water regime and vegetation development in a central Sahelian landscape. *J. Hydrol.*, (in press).

Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon and A. Boone, 2008 : The 7-12 March dust storm over West Africa: Mineral dust generation and vertical layering in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **113**, , D00C08, doi:10.1029/2008JD009871.

Van den Hurk, B., and P. Viterbo, 2003: The Torne-Kalix PILPS 2(e) experiment as a test bed for modifications to the ECMWF land surface scheme. *Glob. Plan. Change*, **38**, 165-173.

Walker, J. and P. R. Rowntree, 1977: The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model. *Quart. J. Roy. Meteor.*, **77**, 353-378.

Wang, J. R., and T. Schmugge, 1980: An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **18**, 288-295.

Wood, E. F., D. Lettenmaier, X. Liang, D. Lohmann, A. Boone, S. Chang, F. Chen, Y. Dai, C. Desborough, Q. Duan, M. Ek, Y. Gusev, F. Habets, P. Irannejad, R. Koster, O. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. Schlosser, Y. Shao, A. Shmakin, D. Verseghy, J. Wang, K. Warrach, P. Wetzel, Y. Xue, Z.-L. Yang and Q. Zeng, 1998: The Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2c Red-Arkansas River Basin experiment: 3. experiment description and summary intercomparisons. *Glob. Plan. Change*, **19**, 115-139.

Xue, Y., P. J. Sellers, J. L. Kinter III, and J. Shukla, 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. *J. Climate*, **4**, 345364.

_____, and J. Shukla, 1996: The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II: Afforestation. *J. Climate*, **9**, 3260-3275.

_____, R. W. A. Hutjes, R. J. Harding, M. Claussen, S. D. Prince, T. Lebel, E. F. Lambin, S. J. Allen, P. A. Dirmeyer, and T. Oki, 2004: The Sahelian climate. Vegetation, Water, Humans and the Climate: A New Perspective on an Interactive System. Springer Verlag, 59-78.

_____, K.-M. Lau, K. H. Cook, D. Rowell, A. Boone, J. Feng, Tim Bruecher, F. De Sales, P. Dirmeyer, L. M. Druyan, A. Fink, M. Fulakeza, Z. Guo, S. M. Hagos, S. S. Ibrah, K.-M. Kim, A. Kitoh, A. Konare, V. Kumar, P. Lonergan, M. Pasqui, I. Pocard-Leclercq, N. Mahowald, W. Moufouma-Okia, P. Pegion, J. K. Schemm, S. D. Schubert, A. Sealy, W. M. Thiaw, A. Vintzileos, E. K. Vizy, S. Williams, M.-L. C. Wu, 2009: The West African Monsoon Modelling and Evaluation project (WAMME) and its First Model Intercomparison Experiment. *Clim. Dynamics.*, (submitted).

Zaitchik, B. F., M. Rodell, and R. H. Reichle, 2008: Assimilation of GRACE Terrestrial Water Storage Data into a Land Surface Model: Results for the Mississippi River Basin. *J. Hydrometeor.*, **9**, 535–548.

TABLE 1. Summary of ALMIP Phase 1 forcing inputs for each of three experiments. Here NWP data refer to those from the ECMWF forecast model. SAF refers to data from the OSI-SAF (for 2004) and the LAND-SAF (from 2005 to 2007). EPSAT and TRMM 3B42 correspond to precipitation products consisting of merging satellite-based and rain gauge estimates. See Section 3 for more details.

Experiment:	Meteorological	Incoming	Precipitation
Time Period	State Variable	Radiative Flux	Source
	Source	Source	
1: 2002-2006	NWP	NWP	NWP
2: 2004-2006	NWP	Merged NWP and SAF	Merged NWP and EPSAT
3: 2002-2007	NWP	SAF	TRMM 3B42

TABLE 2. Listing of model groups participating in ALMIP. The institute indicates where the ALMIP model simulation was performed. A recent model reference is given. The structure used for ALMIP is shown in the rightmost column where L represents the number of vertical soil layers, E represents the number of energy budgets per tile (a separate budget for snow cover is not considered here), and SV corresponds to the soil-vegetation parameters used. Tile refers to the maximum number of completely independent land surface types permitted within each grid box.

Model Acronym	Institute	Recent Reference	ALMIP Structure
TESSEL ^a , CTESSEL ^b , HTESSEL ^c	ECMWF, Reading, UK	a. Van den Hurk and Viterbo, 2003 b. Lafont <i>et al.</i> , 2006 c. Balsamo <i>et al.</i> , 2008	4L, 6 tiles, 1E SV: ECMWF
ORCHIDEE-CHOIS ^a ORCHIDEE-CWRR ^b	IPSL, Paris, France	a. Krinner <i>et al.</i> , 2005 b. d'Orgeval <i>et al.</i> , 2008	2L ^a , 11L ^b , 13 tiles, 1E SV: ECOCLIMAP
ISBA ^a ISBA-DF ^b	CNRM, Météo- France, Toulouse	a. Noilhan and Mahfouf, 1996 b. Boone <i>et al.</i> , 2000	3L ^a , 5L ^b , 1 tile, 1E SV: ECOCLIMAP
JULES	CEH, Wallingford, UK	Essery <i>et al.</i> , 2003	4L, 9tiles, 1E SV: ECOCLIMAP
SETHYS	CETP/LSCE, France	Coudert <i>et al.</i> , 2006	2L, 12 tiles, 2E SV: ECOCLIMAP
IBIS	ISE-Montpellier, France; SAGE, UW- Madison, USA	Kucharik <i>et al.</i> , 2000	6L, 1 tile, 8E SV: ECOCLIMAP
NOAH	CETP/LSCE (NCEP)	Chen and Dudhia, 2001; Decharme, 2007	7L, 12 tiles, 1E SV: ECOCLIMAP
CLSM	UPMC, Paris, France	Koster <i>et al.</i> , 2000	3L, 5tiles, 3E SV: ECOCLIMAP
MIKE-SHE	U. Copenhagen, Denmark	Graham and Butts, 2006	42L, 1 tile, 1E SV: ECOCLIMAP
SSiB	LETG, Nantes, France; UCLA, Los Angeles, USA	Xue <i>et al.</i> , 1991	3L, 1 tile, 2E SV: SSiB
SWAP	IWP, Moscow, Russia	Gusev <i>et al.</i> , 2006	3L, 1tile, 1E SV: ECOCLIMAP

List of Figures

FIG. 1. The ALMIP regional scale (Phase 1) model domain. The three mesoscale supersites are indicated by blue (Mali), orange (Niger) and red (Benin) rectangles. The Sahel box (referred to herein) is represented by the violet rectangle. The color shading corresponds to the annual average Leaf Area Index (LAI: $\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) from the ECOCLIMAP database.

FIG. 2. The difference between the June through September average rainfall rate (Rainf) for 2006 from Experiment 2 (EPSAT-ECMWF forcing) less that from Experiment 1 (pure ECMWF forcing) is shown in panel a). The corresponding difference for the downwelling shortwave radiation (SWdown) is shown in panel b), for which Experiment 2 forcing consists in LAND-SAF-ECMWF data.

FIG. 3. The average evapotranspiration (*Evap*: mm day^{-1}) from Experiment 2 for 2006 for 14 LSMs (see Table 1 for a list of model acronyms). The multi-model average (AVG) is shown in panel o. The difference of the multi-model average *Evap* (Exp.2 less Exp.1) for the same time period is shown in panel p.

FIG.4 Comparison of the runoff ratio (ratio of total runoff to rainfall) to the ratio of latent heat to net radiation flux. Each dot represents and LSM simulation averaged over the Sahel for the period from June to September (JJAS), inclusive. The green line represents a linear regression of the points for all years (2004-2006). Results are shown using different forcing inputs for each panel: the rainfall amounts increased with each successive experiment.

FIG. 5. A comparison of the mean (shaded bars) water and energy budget components simulated by the LSMs for three years using TRMM rainfall (Exp.3). The means correspond to the average over the Sahel zone (Fig.1), the four month period JJAS (using daily values), and over 9 LSM models. The spatial, temporal and intra-model variances are represented by the white-filled, stippled and cross-hatched bars, respectively.

FIG. 6. The three-year average (2005-2007) observed Q_h for the three local sites are indicated by the non-filled symbols, and the shaded green area corresponds to the spread of the spatially aggregated fluxes (representing the 60x60 km² mesoscale domain). The dashed curves enclose the spread (1 standard deviation) of the ALMIP multi-model Q_h averaged over 2005-2007. The observed flux data for this figure were taken from Timouk *et al.* (2009).

FIG. 7. The surface brightness temperature (T_B) observed from AMSR-E is shown in the upper left panel, while the T_B values simulated by several ALMIP models are shown in the remaining panels. The spatial correlation coefficient is indicated in parentheses. Data for this figure were taken from de Rosnay *et al.* (2009).

FIG. 8. Taylor diagram of the statistical evaluation of the simulated ALMIP T_B values. Data for this figure were taken from de Rosnay *et al.* (2009).

FIG. 9. Comparison of the soil moisture storage change anomaly derived from the GRACE satellite product (black curve) to two simulations by the ALMIP LSMs over the Sahel from 2005-2006. The blue lines enclosed the mean plus the root mean square difference for results

from Exp.1 (using NWP rainfall forcing). The red lines correspond to results from Exp.3 (using TRMM rainfall input).

Figures

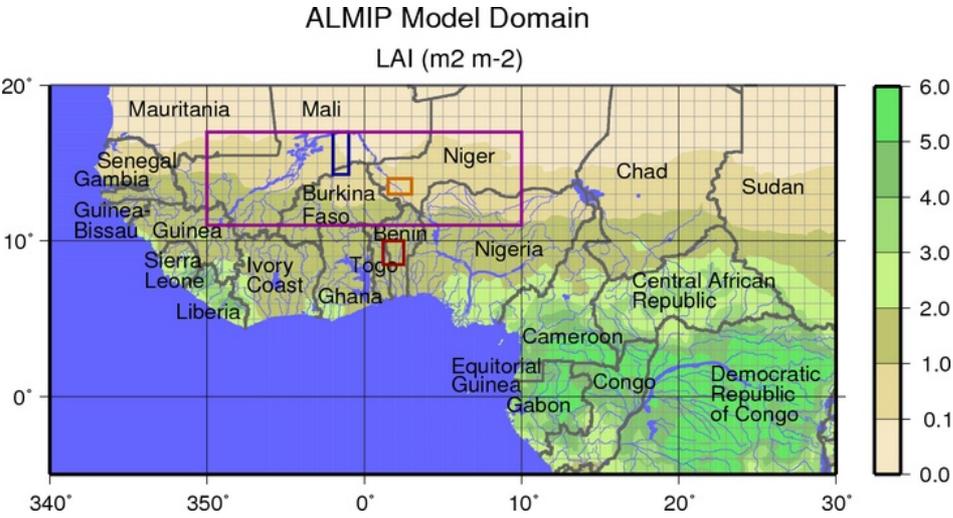


FIG. 1. The ALMIP regional scale (Phase 1) model domain. The three mesoscale supersites are indicated by blue (Mali), orange (Niger) and red (Benin) rectangles. The Sahel box (referred to herein) is represented by the violet rectangle. The color shading corresponds to the annual average Leaf Area Index (LAI: $m^2 m^{-2}$) from the ECOCLIMAP database.

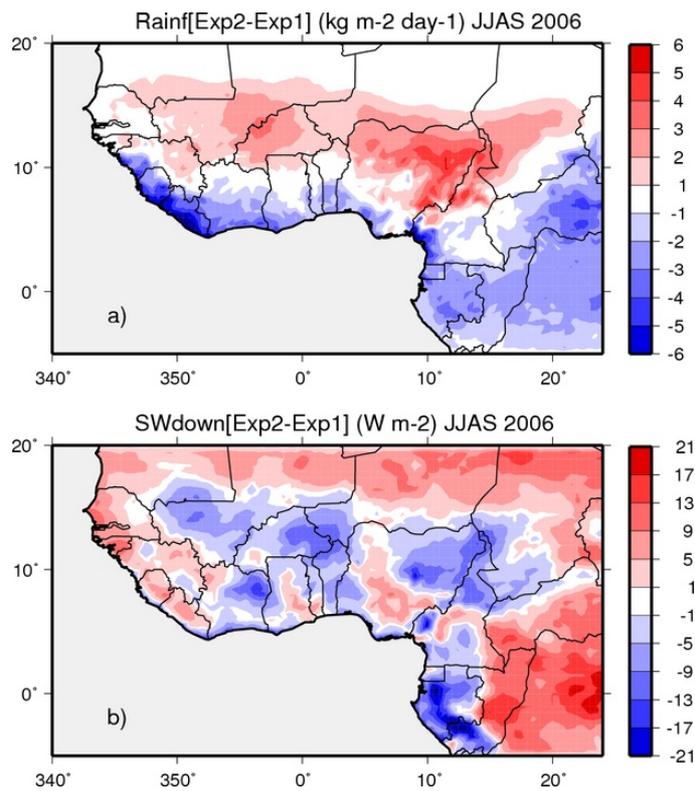


FIG. 2. The difference between the June through September average rainfall rate (Rainf) for 2006 from Experiment 2 (EPSAT-ECMWF forcing) less that from Experiment 1 (pure ECMWF forcing) is shown in panel a). The corresponding difference for the downwelling shortwave radiation (SWdown) is shown in panel b), for which Experiment 2 forcing consists in LAND-SAF-ECMWF data.

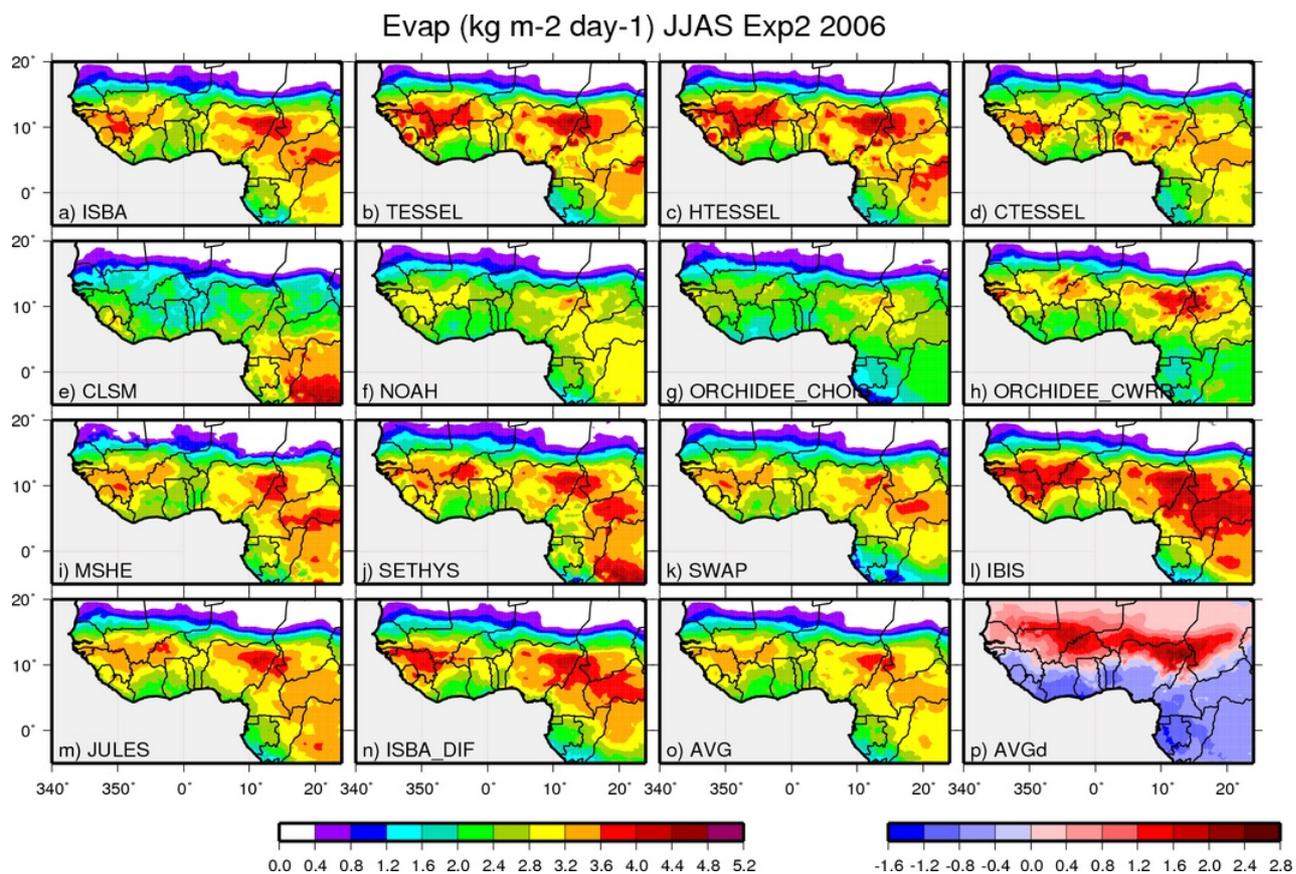


FIG. 3. The average evapotranspiration ($Evap$: mm day⁻¹) from Experiment 2 for 2006 for 14 LSMs (see Table 1 for a list of model acronyms). The multi-model average (AVG) is shown in panel o. The difference of the multi-model average $Evap$ (Exp.2 less Exp.1) for the same time period is shown in panel p.

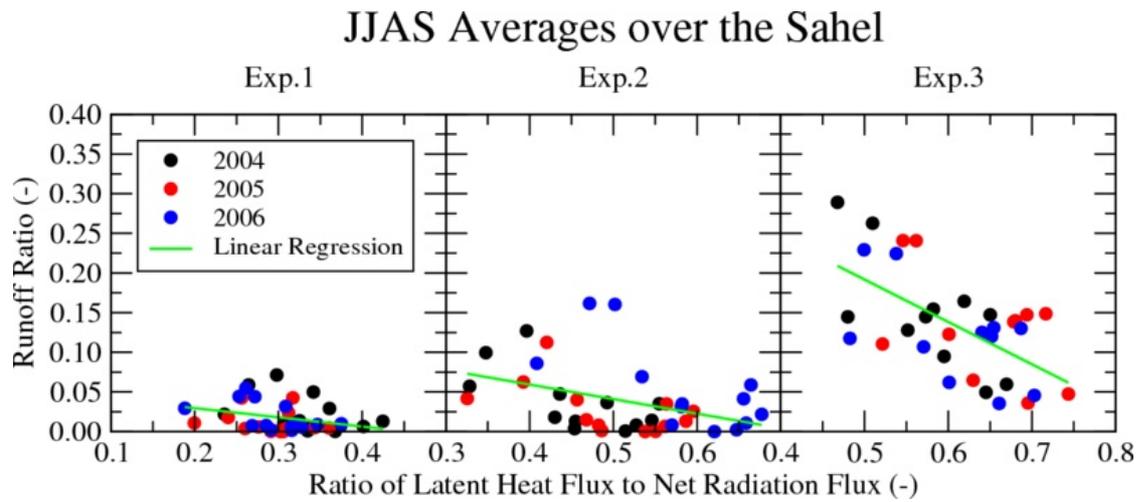


FIG.4 Comparison of the runoff ratio (ratio of total runoff to rainfall) to the ratio of latent heat to net radiation flux. Each dot represents and LSM simulation averaged over the Sahel for the period from June to September (JJAS), inclusive. The green line represents a linear regression of the points for all years (200'-2006). Results are shown using different forcing inputs for each panel: the rainfall amounts increased with each successive experiment.

Sahel JJAS-Average Statistics

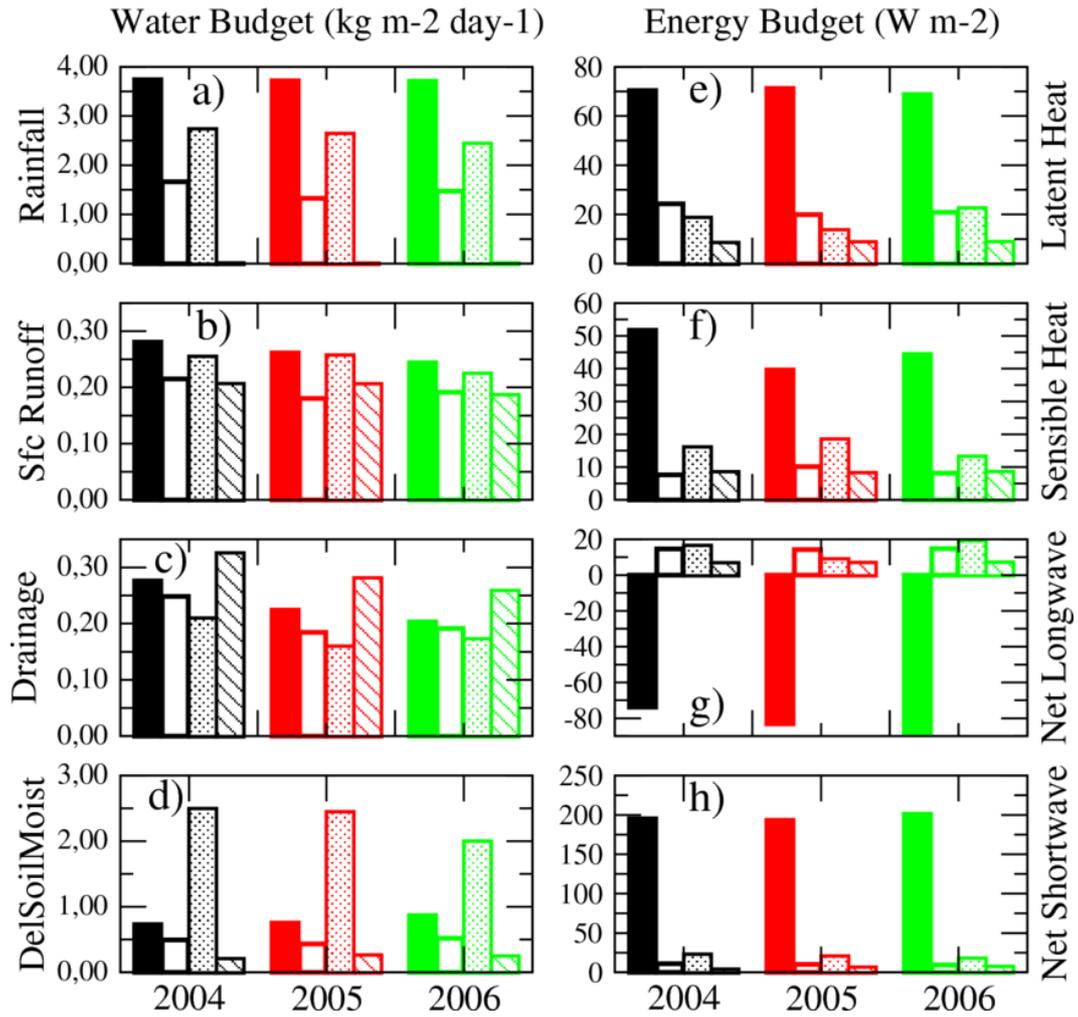


FIG. 5. A comparison of the mean (shaded bars) water and energy budget components simulated by the LSMs for three years using TRMM rainfall (Exp.3). The means correspond to the average over the Sahel zone (Fig.1), the four month period JJAS (using daily values), and over 9 LSM models. The spatial, temporal and intra-model variances are represented by the white-filled, stippled and cross-hatched bars, respectively.

Observed and Simulated Sensible Heat Fluxes

Mali mesoscale domain: 2005-2007 (ALMIP Exp3)

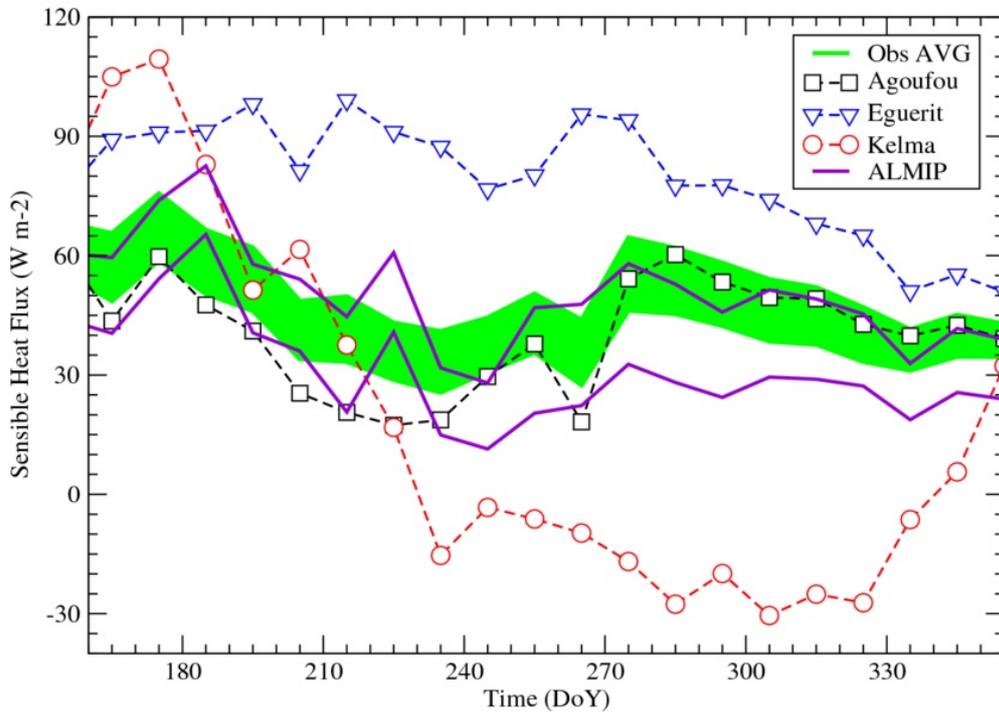


FIG. 6. The three-year average (2005-2007) observed Q_h for the three local sites are indicated by the non-filled symbols, and the shaded green area corresponds to the spread of the spatially aggregated fluxes (representing the $60 \times 60 \text{ km}^2$ mesoscale domain). The dashed curves enclose the spread (1 standard deviation) of the ALMIP multi-model Q_h averaged over 2005-2007. The observed flux data for this figure were taken from Timouk *et al.* (2009).

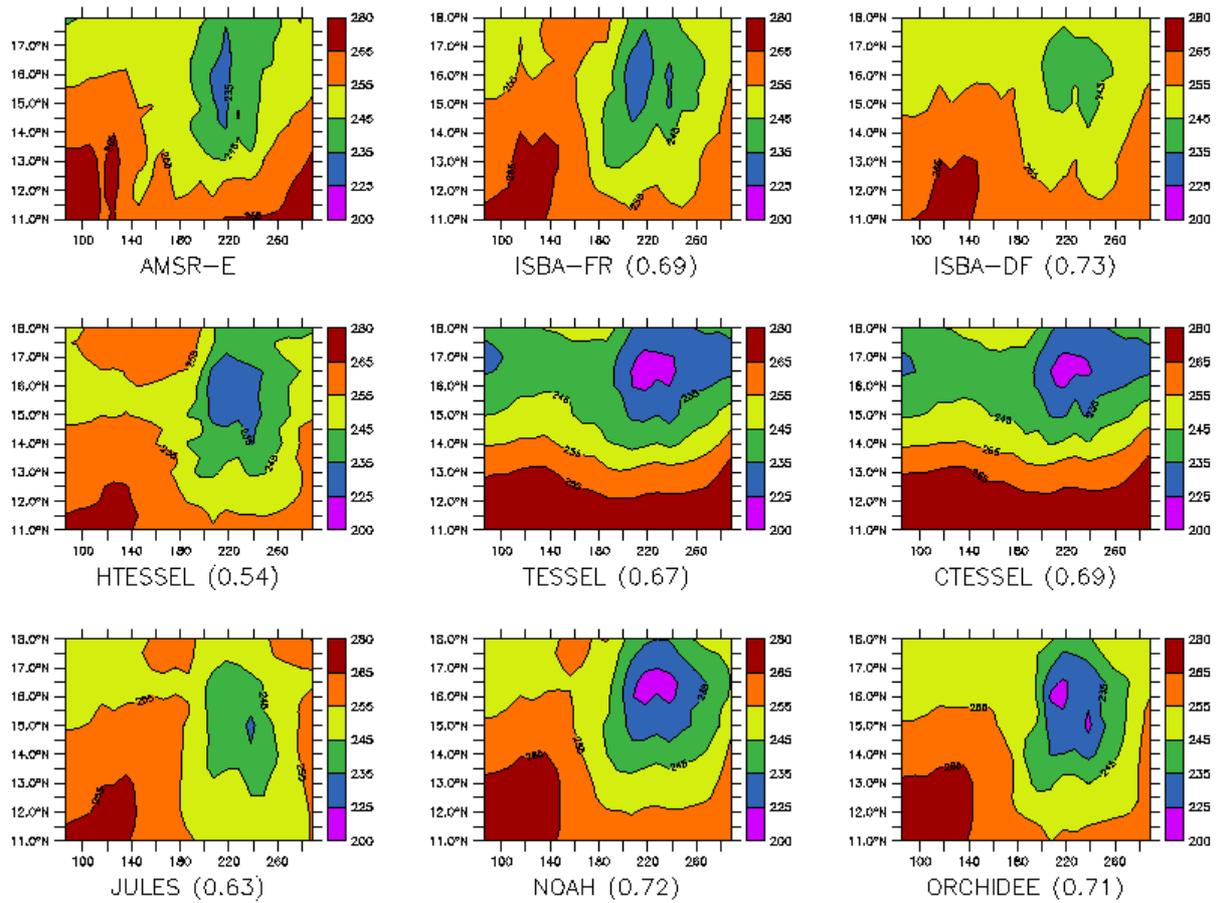


FIG. 7. The surface brightness temperature (T_B) observed from AMSR-E is shown in the upper left panel, while the T_B values simulated by several ALMIP models are shown in the remaining panels. The spatial correlation coefficient is indicated in parentheses. Data for this figure were taken from de Rosnay *et al.* (2008).

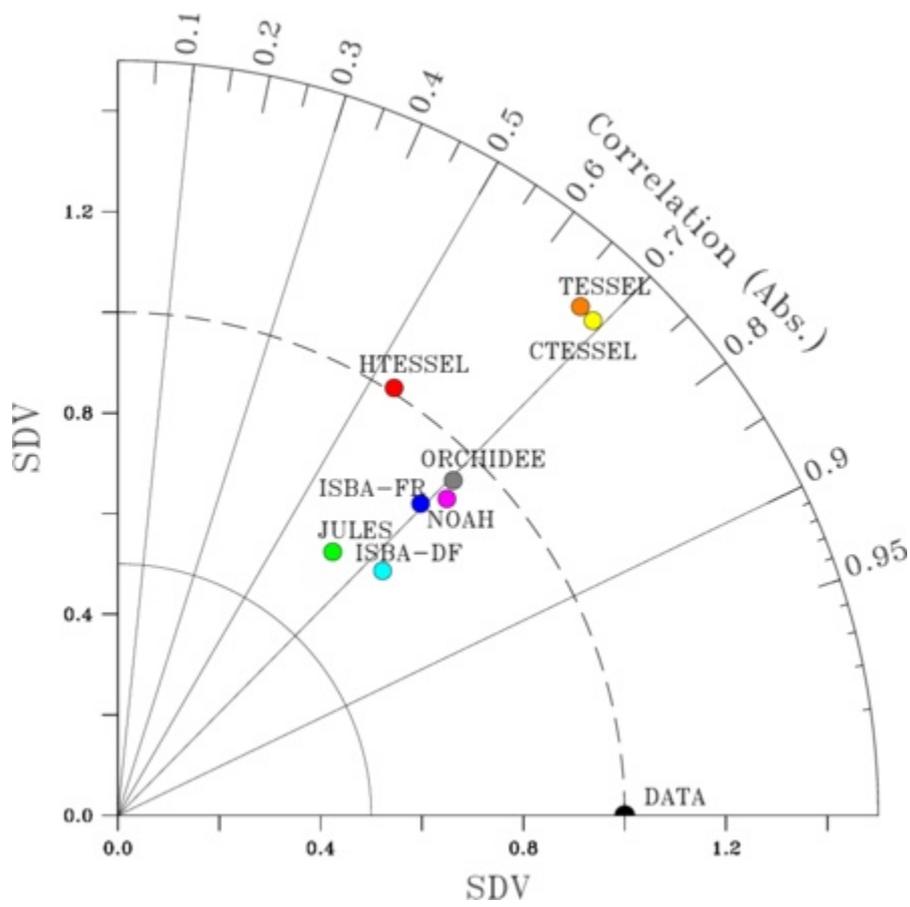


FIG. 8. Taylor diagram of the statistical evaluation of the simulated ALMIP T_B values. Data for this figure were taken from de Rosnay *et al.* (2009).

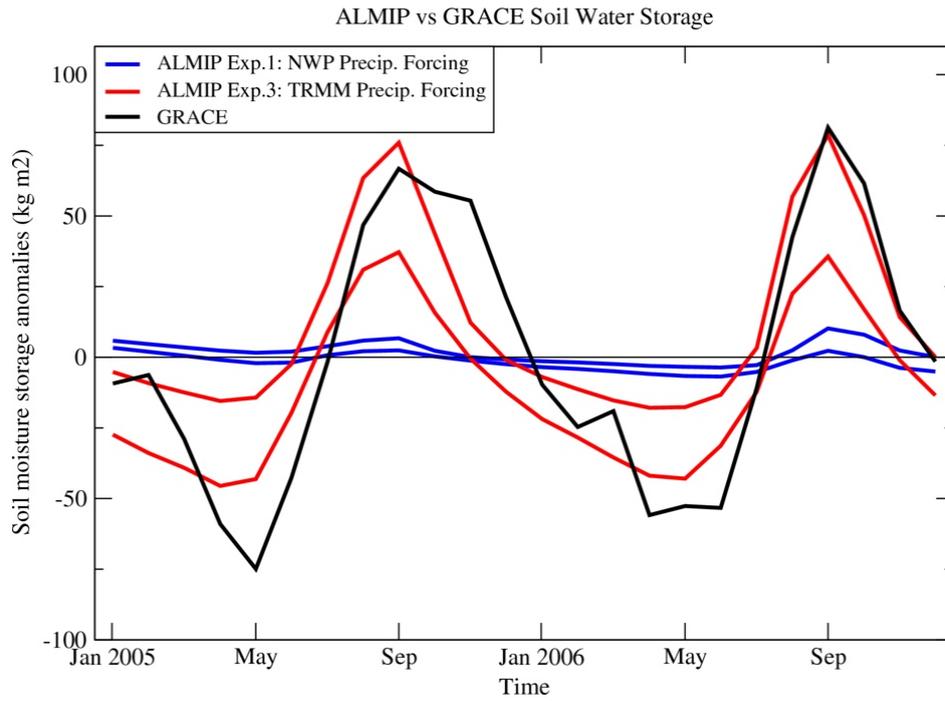


FIG. 9. Comparison of the soil moisture storage change anomaly derived from the GRACE satellite product (black curve) to two simulations by the ALMIP LSMs over the Sahel from 2005-2006. The blue lines enclosed the mean plus the root mean square difference for results from Exp.1 (using NWP rainfall forcing). The red lines correspond to results from Exp.3 (using TRMM rainfall input).

Bibliographie

- ABRAMOPOULOS, F., ROSENZWEIG, C. et CHOUDHURY, B. (1988). Improved Ground Hydrology Calculations for Global Climate Models (GCMs) : Soil Water Movement and Evapotranspiration. *Journal of Climate*, 1:921–941. 48, 49
- ACS, F. et HANTEL, M. (1998). The land-surface flux model PROGSURF. *Global And Planetary Change*, 19:19–34. 82, 94
- AFNOR X 31-100 (1992). Qualité des sols – Echantillonnage – Méthode de prélèvement d'échantillons de sol. Rapport technique, AFNOR. 84
- AMBROISE, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, facteurs, modèles*. Edition H.G.A., Bucarest. 18
- AMBROISE, B., BEVEN, K. et FREER, J. (1996). Toward a generalization of the TOP-MODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32:2135–2146. 60
- AMRAOUI, N., GOLAZ, C., MARDHEL, V., NEGREL, P., PETIT, V., PINAULT, J. et POINTET, T. (2002). Simulation par modèle des hautes eaux de la Somme. Rapport technique BRGM/RP-51827-FR, BRGM. 44, 52, 58
- ÅNGSTRÖM, A. (1925). The albedo of various surfaces of ground. *Geograf. Ann.*, 7:323–342. 79, 82, 94
- ARORA, V. K. et BOER, G. J. (1999). A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. *Journal of Geophysical Research*, 104:30965–30980. 15, 16
- AVISSAR, R. et PIELKE, R. A. (1989). A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models and Its Impact on Regional Meteorology. *Monthly Weather Review*, 117:2113–2136. 18
- BALA, G., CALDEIRA, K., WICKETT, M., PHILLIPS, T. J., LOBELL, D. B., DELIRE, C. et MIRIN, A. (2007). Combined climate and carbon-cycle effects of large-scale deforestation. *Proceedings of The National Academy Of Sciences Of The United States Of America*, 104:6550–6555. 79, 81

- BARNETT, T. P., DÜMENIL, L., SCHLESE, U., ROECKNER, E. et LATIF, M. (1989). The Effect of Eurasian Snow Cover on Regional and Global Climate Variations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46:661–686. 11
- BELJAARS, A. C. M., VITERBO, P., MILLER, M. J. et BETTS, A. K. (1996). The Anomalous Rainfall over the United States during July 1993 : Sensitivity to Land Surface Parameterization and Soil Moisture Anomalies. *Monthly Weather Review*, 124:362–383. 12
- BETTS, A. K., BALL, J. H., BELJAARS, A. C. M., MILLER, M. J. et VITERBO, P. A. (1996). The land surface-atmosphere interaction : A review based on observational and global modeling perspectives. *Journal of Geophysical Research*, 101:7209–7226. 7, 8
- BETTS, R. A. (2000). Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature*, 408(6809):187–190. 79, 81
- BEVEN, K. (1997). TOPMODEL : A critique. *Hydrological Processes*, 11:1069–1085. 21
- BEVEN, K. (2000). *Rainfall-runoff Modelling : The Primer*. John Wiley & Sons, Chichester. 21
- BEVEN, K. et KIRKBY, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43–69. 18, 20, 32, 49, 53, 56, 97
- BLARD, P., LAVÉ, J., PIK, R., WAGNON, P. et BOURLÈS, D. (2007). Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature*, 449(7162):591–594. 75
- BOONE, A. et DE ROSNAY, P. (2007). AMMA forcing data for a better understanding of the West African monsoon surface-atmosphere interactions. In *IAHS Publications*, volume 313, pages 231–241. 122
- BOONE, A., DE ROSNAY, P., BALSAMO, G., BELJAARS, A., CHOPIN, F., DECHARME, B., DELIRE, C., DUCHARNE, A., GASCOIN, S., GUICHARD, F., GUSEV, Y., HARRIS, P., JARLAN, L., KERGOAT, L., MOUGIN, E., NASONOVA, O., NORGAARD, A., ORGEVAL, T., OTTLÉ, C., POCCARD-LECLERCQ, I., POLCHER, J., SANDHOLT, I., SAUX-PICART, S., TAYLOR, C. et XUE, Y. (2009). The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project (ALMIP). *Bulletin of the American Meteorological Society*. soumis. 122, 129, 135, 138
- BOONE, A., HABETS, F., NOILHAN, J., CLARK, D., DIRMEYER, P., FOX, S., GUSEV, Y., HADDELAND, I., KOSTER, R., LOHMANN, D., MAHANAMA, S., MITCHELL, K.,

- NASONOVA, O., NIU, G.-Y., PITMAN, A., POLCHER, J., SHMAKIN, A. B., TANAKA, K., VAN DEN HURK, B., VÉRANT, S., VERSEGHY, D., VITERBO, P. et YANG, Z.-L. (2004). The Rhone-Aggregation Land Surface Scheme Intercomparison Project : An Overview. *Journal of Climate*, 17:187–208. 34, 35, 97, 127
- BRADLEY, R., VUILLE, M., DIAZ, H. et VERGARA, W. (2006). Climate change : Threats to water supplies in the tropical andes. *Science*, 312(5781):1755–1756. 75
- BRAUD, I., BESSEMOULIN, P., MONTENY, B., SICOT, M., VANDERVAERE, J. P. et 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. HAPEX-Sahel. 120
- BRAUD, I., DANTAS-ANTONINO, A. C., VAUCLIN, M., THONY, J. L. et RUELLE, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166:213–250. 7
- BRUN, E., DAVID, P., SUDUL, M. et BRUNOT, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128):13–22. 78
- CABALLERO, Y., CHEVALLIER, P., GALLAIRE, R. et PILLCO, R. (2004). Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants : Rio Zongo Valley, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, 18:939–957. 75
- CAMPRA, P., GARCIA, M., CANTON, Y. et PALACIOS-ORUETA, A. (2008). Surface temperature cooling trends and negative radiative forcing due to land use change toward greenhouse farming in southeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, 113:D18109. 38
- CAPPUS, P. (1960). Bassin expérimental d'Alrance. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, A:493–518. 18
- CARLI, M. (2005). Modélisation du bassin versant de la Somme à l'aide du modèle CaB. Mémoire de D.E.A., Université Pierre et Marie Curie. 44, 59, 63
- CHAHINE, M. T. (1992). The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, 359:373–380. 11
- CHAPMAN, T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrological Processes*, 13:701–714. 58
- CHARLSON, R. J., VALERO, F. P. J. et H., S. J. (2005). Atmospheric science : in search of balance. *Science*, 308(5723):806–807. 38, 94

- CHARNEY, J., QUIRK, W., CHOW, S. et KORNFELD, J. (1977). A Comparative Study of the Effects of Albedo Change on Drought in Semi-Arid Regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(9). 119
- CHARNEY, J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101:193–202. 12, 79, 118, 120
- CHEN, F., MITCHELL, K., SCHAAKE, J., XUE, Y., PAN, H.-L., KOREN, V., DUAN, Q. Y., EK, M. et BETTS, A. K. (1996). Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. *Journal of Geophysical Research*, 101:7251–7268. 17
- CHEN, J. et KUMAR, P. (2001). Topographic Influence on the Seasonal and Interannual Variation of Water and Energy Balance of Basins in North America. *Journal of Climate*, 14:1989–2014. 22, 49
- CLAPP, R. B. et HORNBERGER, G. M. (1978). Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4):601–604. 17, 18, 23, 59, 100, 123, 235
- CLARK, C. A. et ARRITT, P. W. (1995). Numerical Simulations of the Effect of Soil Moisture and Vegetation Cover on the Development of Deep Convection. *Journal of Applied Meteorology*, 34:2029–2045. 95
- CLARK, D. B., XUE, Y., HARDING, R. J. et VALDES, P. J. (2001). Modeling the Impact of Land Surface Degradation on the Climate of Tropical North Africa. *Journal of Climate*, 14:1809–1822. 119
- COINDREAU, O., HOURDIN, F., HAEFFELIN, M., MATHIEU, A. et RIO, C. (2007). Assessment of Physical Parameterizations Using a Global Climate Model with Stretchable Grid and Nudging. *Monthly Weather Review*, 135:1474–1489. 13
- COSBY, B. J., HORNBERGER, G. M., CLAPP, R. B. et GINN, T. R. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6):682–690. 18, 59, 63, 100, 125, 233
- COX, P. M., BETTS, R. A., JONES, C. D., SPALL, S. A. et TOTTERDELL, I. J. (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 408:184–187. 10
- DE ROSNAY, P., BRUEN, M. et POLCHER, J. (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, 27:3329–3332. 17, 18, 48

- DECHARME, B., DOUVILLE, H., BOONE, A., HABETS, F. et NOILHAN, J. (2006). Impact of an exponential profile of saturated hydraulic conductivity within the isba lsm : Simulations over the rhone basin. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1):61–80. 48
- DELTA-T DEVICES (1999). *ThetaProbe Soil Moisture Sensor type ML2x User Manual*. Delta-T Devices, Cambridge, UK, v1.21 édition. 85, 99
- DELWORTH, T. et MANABE, S. (1989). The Influence of Soil Wetness on Near-Surface Atmospheric Variability. *Journal of Climate*, 2:1447–1462. 13, 120
- DENEUX, M. et MARTIN, P. (2001). Les inondations de la Somme, établir les causes et les responsabilités de ces crues, évaluer les couts et prévenir les risques d’inondations. Rapport de commission d’enquete 34, Sénat. 52
- DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A. et KENNEDY, P. J. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. Rapport technique, NCAR, Boulder, Colorado. 17, 48, 94
- DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A., KENNEDY, P. J. et WILSON, M. F. (1986). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the near community climate model. Rapport technique, NCAR, Boulder, Colorado. 7
- DIREN PICARDIE / HYDRO-MEDD/DE (2007). Banque hydro. <http://www.hydro.eaufrance.fr>. 60
- DIRMEYER, P., GAO, X., ZHAO, M., GUO, Z., OKI, T. et HANASAKI, N. (2006). GSWP-2 : Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(10):1381–1397. 122
- DIRMEYER, P. A., DOLMAN, A. J. et SATO, N. (1999). The Pilot Phase of the Global Soil Wetness Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80:851–878. 35
- DIRMEYER, P. A. et SHUKLA, J. (1994). Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *Journal of Geophysical Research*, 99(D10):20863–20877. 81
- DOUVILLE, H. et CHAUVIN, F. (2000). Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions : a preliminary study. *Climate Dynamics*, 16:719–736. 13
- DRUSCH, M. (2007). Initializing numerical weather prediction models with satellite-derived surface soil moisture : Data assimilation experiments with ECMWF’s Integrated Forecast System and the TMI soil moisture data set. *Journal of Geophysical Research*, 112(D03102). 14
- DUCHARNE, A. (2009). Explication of an important scale dependence in topmodel. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* submitted. 105

- DUCHARNE, A., BAUBION, C., BEAUDOIN, N., BENOIT, M., BILLEN, G., BRISSON, N., GARNIER, J., KIEKEN, H., LEBONVALLET, S., LEDOUX, E., MARY, B., MIGNOLET, C., POUX, X., SAUBOUA, E., SCHOTT, C., THERY, S. et VIENNOT, P. (2007). Long term prospective of the Seine River system : Confronting climatic and direct anthropogenic changes. *Science of the Total Environment*, 375(1–3):292–311. 33, 34, 53
- DUCHARNE, A., GOLAZ, C., LEBLOIS, E., LAVAL, K., POLCHER, J., LEDOUX, E. et DE MARSILY, G. (2003). Development of a high resolution runoff routing model, calibration and application to assess runoff from the LMD GCM. *Journal of Hydrology*, 280(1-4):207–228. 15
- DUCHARNE, A., KOSTER, R. D., SUAREZ, M., STIEGLITZ, M. et KUMAR, P. (2000). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a GCM - Part 2 : Parameter estimation and model demonstration. *Journal of Geophysical Research*, 105(D20):24823–24838. 23, 24, 26, 34, 49, 52, 53, 61, 97, 106, 127, 128
- DUCHARNE, A., LAVAL, K. et POLCHER, J. (1998). Sensitivity of the hydrological cycle to the parametrization of soil hydrology in a GCM. *Climate Dynamics*, 14:307–327. 19, 20, 48
- DUCOUDRÉ, N. I., LAVAL, K. et PERRIER, A. (1993). SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD atmospheric general circulation model. *Journal of Climate*, 6:248–273. 7
- DUKE, C. et GUÉRIF, M. (1998). Crop reflectance estimate errors from the sail model due to spatial and temporal variability of canopy and soil characteristics. *Remote Sensing of Environment*, 66(3):286–297. 82, 83, 94
- DÜMENIL, L. et TODINI, E. (1992). *A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model*, pages 129–157. Advances in theoretical hydrology. J.P. Kane. 19
- DURAND, Y., BRUN, E., MÉRINDOL, L., GUYOMARC'H, G., LESAFFRE, B. et MARTIN, E. (1993). A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, 18:65–71. 44
- ELSENBEER, H., CASSEL, K. et CASTRO, J. (1992). Spatial analysis of soil hydraulic conductivity in a tropical rain forest catchment. *Water Resources Research*, 28:3201–3214. 60
- ELTAHIR, E. A. B. (1998). A soil moisture-rainfall feedback mechanism 1. Theory and observations. *Water Resources Research*, 34:765–776. 12, 115, 120, 143
- ELTAHIR, E. A. B. et GONG, C. (1996). Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *Journal of Climate*, 9:1030–1042. 135

- ENTEKHABI, D. (1996). Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. *Journal of Hydrology*, 184:3–17. 12, 38
- ENTEKHABI, D. et EAGLESON, P. S. (1989). Land Surface Hydrology Parameterization for Atmospheric General Circulation models Including Subgrid Scale Spatial Variability. *Journal of Climate*, 2:816–832. 18, 22
- FAMIGLIETTI, J. S. et WOOD, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resources Research*, 30:3061–3078. 20, 22, 43, 49
- FAN, Y., MIGUEZ-MACHO, G., WEAVER, C. P., WALKO, R. et ROBOCK, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 1. Water table observations and equilibrium water table simulations. *Journal of Geophysical Research*, 112:D10125. 72, 73, 74
- FAO (1989). *Arid zone forestry : A guide for field technicians*, volume 20 de *FAO Conservation Guides*. FAO. 73
- FAVREAU, G., LEDUC, C. et SCHROETER, P. (2002). Reply to comment on [‘]long-term rise in a sahelian water-table : the continental terminal in south-west niger’ by leduc, c., favreau, g., schroeter, p., 2001. *Journal of Hydrology* 243, 43-54. *Journal of Hydrology*, 255(1-4):263–265. 120
- FENICIA, F., SAVENIJE, H. H. G., MATGEN, P. et PFISTER, L. (2006). Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1):139–150. 58
- FOLEY, J. A., PRENTICE, I. C., RAMANKUTTY, N., LEVIS, S., POLLARD, D., SITCH, S. et HAXELTINE, A. (1996). An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Global Biogeochemical Cycles*, 10:603–628. 10
- FOLLAND, C. K., PALMER, T. N. et PARKER, D. E. (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature*, 320:602–607. 119
- FRANCHINI, M., WENDLING, J., OBLED, C. et TODINI, E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the topmodel. *Journal of Hydrology*, 175(1-4):293–338. 105
- GARRATT, J. (1993). Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments-a review. *Journal of Climate*, 6:722–727. 7

- GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., CARLI, M. et HABETS, F. (2009a). Adaptation of a catchment-based land surface model to the hydrogeological setting of the Somme River basin (France). *Journal of Hydrology*, 368:105–116. 101
- GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., LEJEUNE, Y. et WAGNON, P. (2009b). Dependence of bare soil albedo to soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia) : implications for land surface modeling. *Journal of Geophysical Research*, In Press. 90
- GASCOIN, S., DUCHARNE, A., RIBSTEIN, P., PERROY, E. et WAGNON, P. (2009c). Sensitivity of bare soil albedo to surface soil moisture on the moraine of the Zongo glacier (Bolivia). *Geophysical Research Letters*, 36:L02405. 94, 95, 97, 102, 103
- GEDNEY, N. et COX, P. M. (2003). The Sensitivity of Global Climate Model Simulations to the Representation of Soil Moisture Heterogeneity. *Journal of Hydrometeorology*, 4:1265–1275. 22, 49
- GERAKIS, A. et BAER, B. (1999). A Computer Program for Soil Textural Classification. *Soil Science Society of America Journal*, 63(4):807–808. http://nowlin.css.msu.edu/software/triangle_form.html. 123
- GIANNINI, A., SARAVANAN, R. et CHANG, P. (2003). Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, 302:1027–1030. 119
- GOUTORBE, J.-P., LEBEL, T., TINGA, A., BESSEMOULIN, P., BROUWER, J., DOLMAN, A. J., ENGMAN, E. T., GASH, J. H. C., HOEPFFNER, M., KABAT, P., KERR, Y. H., MONTENY, B., PRINCE, S., SAID, F., SELLERS, P. et WALLACE, J. S. (1994). HAPEX-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae*, 12:53–64. 120
- GUO, Z. et DIRMEYER, P. A. (2006). Evaluation of the Second Global Soil Wetness Project soil moisture simulations : 1. Intermodel comparison. *Journal of Geophysical Research*, 111(D10):D22S02. 61
- GUTOWSKI, W. J., VÖRÖSMARTY, C. J., PERSON, M., ÖTLES, Z., FEKETE, B. et YORK, J. (2002). A Coupled Land-Atmosphere Simulation Program (CLASP) : Calibration and validation. *Journal of Geophysical Research*, 107:(D16)4283. 43, 49
- HABETS, F., ETCHEVERS, P., GOLAZ, C., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MARTIN, E., NOILHAN, J. et OTTLÉ, C. (1999). Simulation of the water budget and the river flows of the Rhone basin. *Journal of Geophysical Research*, 104:31145–31172. 43, 49
- HABETS, F., GASCOIN, S., KORKMAZ, S., THIÉRY, D., ZRIBI, M., AMRAOUI, N., CARLI, M., DUCHARNE, A., LEBLOIS, E., LEDOUX, E., MARTIN, E., NOILHAN, J., OTTLÉ, C.

- et VIENNOT, P. (2009). Multi-model simulation of a major flood in the groundwater-fed basin of the Somme River (France). *Hydrology and Earth System Sciences*. en préparation. 52, 67
- HABETS, F. et SAULNIER, G. M. (2001). Subgrid runoff parameterization. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26(5-6):455–459. 22
- HAGEMANN, S. et GATES, L. D. (2003). Improving a subgrid runoff parameterization scheme for climate models by the use of high resolution data derived from satellite observations. *Climate Dynamics*, 21:349–359. 20
- HELD, I. M., DELWORTH, T. L., LU, J., FINDELL, K. L. et KNUTSON, T. R. (2005). Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(50):17891–17896. 120
- HENDERSON-SELLERS, A., MCGUFFIE, K. et PITMAN, A. J. (1996). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) : 1992 to 1995. *Climate Dynamics*, 12:849–859. 6
- HENDERSON-SELLERS, A., YANG, Z.-L. et DICKINSON, R. E. (1993). The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74:1335–1350. 5
- HORTON, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the American Geophysical Union*, 14:446–460. 17
- HUBERT, P. (2001). Rapport sur la crue et les inondations de la vallée de la somme de mars à mai 2001. <http://www.cig.enscm.fr/~hubert/res/res01-22.pdf>. 52
- IDSO, S., JACKSON, R., REGINATO, R., KIMBALL, B. et NAKAYAMA, F. (1975). The dependence of bare soils albedo on soil water content. *Journal of Applied Meteorology*, 14:109–113. 79, 82, 83, 94, 142
- IPCC (2007). *Fourth Assessment Report : Climate Change 2007 : Working Group I Report : The Physical Science Basis*. Geneva : IPCC. 3
- ISHIDA, T., ANDO, H. et FUKUHARA, M. (1991). Estimation of complex refractive index of soil particles and its dependence on soil chemical properties. *Remote Sensing of Environment*, 38:173–182. 79, 82, 94
- KAMAGATÉ, B., SÉGUI, L., FAVREAU, G., SEIDEL, J.-L., DESCLOITRES, M. et AFATON, P. (2007). Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (donga, haut ouémé). *Comptes Rendus Geosciences*, 339(6):418–429. 121

- KONDRATYEV, K. Y. (1969). *Radiation in the atmosphere*. International Geophysics Series. 82, 86
- KOSTER, R. D., DIRMEYER, P. A., GUO, Z., BONAN, G., CHAN, E., COX, P., GORDON, C. T., KANAE, S., KOWALCZYK, E., LAWRENCE, D., LIU, P., LU, C.-H., MALYSHEV, S., MCAVANEY, B., MITCHELL, K., MOCKO, D., OKI, T., OLESON, K., PITMAN, A., SUD, Y. C., TAYLOR, C. M., VERSEGHY, D., VASIC, R., XUE, Y. et YAMADA, T. (2004). Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305:1138–1141. 13, 115, 118
- KOSTER, R. D. et MILLY, P. C. D. (1997). The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. *Journal of Climate*, 10:1578–1591. 14, 23, 36, 48
- KOSTER, R. D. et SUAREZ, M. J. (1995). Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability. *Journal of Geophysical Research*, 100:13775–13790. 12, 120
- KOSTER, R. D. et SUAREZ, M. J. (1996). Energy and water balance calculations in the mosaic lsm. Rapport technique 9, NASA Technical Memorandum 104606. 17, 31, 33, 49, 55, 97, 120, 126
- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., DUCHARNE, A., STIEGLITZ, M. et KUMAR, P. (2000a). A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model 1. Model structure. *Journal of Geophysical Research*, 105:24809–24822. 23, 25, 34, 49, 52, 97, 98
- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J. et HEISER, M. (2000b). Variance and Predictability of Precipitation at Seasonal-to-Interannual Timescales. *Journal of Hydrometeorology*, 1:26–46. 12, 115
- KOSTER, R. D., SUAREZ, M. J., HIGGINS, R. W. et VAN DEN DOOL, H. M. (2003). Observational evidence that soil moisture variations affect precipitation. *Geophysical Research Letters*, 30(5):1241. 13
- KRINNER, G., VIOVY, N., DE NOBLET-DUCOUDRÉ, N., OGÉE, J., POLCHER, J., FRIEDLINGSTEIN, P., CIAIS, P., SITCH, S. et PRENTICE, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19:GB1015. 94
- KUENTZ, A., DE MERA, A. G., LEDRU, M. P. et THOURET, J. C. (2007). Phytogeographical data and modern pollen rain of the puna belt in southern Peru (Nevado Coropuna, Western Cordillera). *Journal of Biogeography*, 34:1762–1776. 97

- LAMB, P. J. (1978). Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies : 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, 106:482–492. 119
- LAWRENCE, D. M. et SLINGO, J. M. (2004). An annual cycle of vegetation in a GCM. Part I : implementation and impact on evaporation. *Climate Dynamics*, 22:87–105. 94
- LE LAY, M., SAULNIER, G.-M., GALLE, S., SEGUIS, L., MÉTADIER, M. et PEUGEOT, C. (2008). Model representation of the sudanian hydrological processes : Application on the donga catchment (benin). *Journal of Hydrology*, 363(1-4):32–41. 121
- LEBEL, T. et ALI, A. (2009). Recent trends in the central and western sahel rainfall regime (1990 - 2007). *Journal of Hydrology*, In Press. 118
- LEBEL, T. et REDELSPERGER, J.-L. (2008). Le projet amma, un exemple d'étude intégré et multidisciplinaire sur un système climatique régional. *La Houille Blanche*, 2:38–44. 121
- LEDUC, C., FAVREAU, G. et 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. 120
- LEJEUNE, Y., WAGNON, P., BOUILLOUD, L., CHEVALLIER, P., ETCHEVERS, P., MARTIN, E., SICART, J.-E. et HABETS, F. (2007). Melting of Snow Cover in a Tropical Mountain Environment in Bolivia : Processes and Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 8:922–937. 89, 103, 107
- L'HOTE, Y., CHEVALLIER, P., COUDRAIN, A., LEJEUNE, Y. et ETCHEVERS, P. (2005). Relationship between precipitation phase and air temperature : comparison between the bolivian andes and the swiss alps. *Hydrol. Sci. J.*, 50(6):989–997. 98
- LIANG, X., XIE, Z. et HUANG, M. (2003). A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. *Journal of Geophysical Research*, 108:8613–+. 49
- LIANG, X. Z., XU, M., GAO, W., KUNKEL, K., SLUSSER, J., DAI, Y. J., MIN, Q. L., HOUSER, P. R., RODELL, M., SCHAAF, C. B. et GAO, F. (2005). Development of land surface albedo parameterization based on moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) data. *Journal of Geophysical Research*, 110:D11107. 80, 90, 94, 102

- LIU, W. D., BARET, F., GU, X. F., TONG, Q. X., ZHENG, L. F. et ZHANG, B. (2002). Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 81:238–246. 79, 82, 83, 94
- LOBELL, D. B. et ASNER, G. P. (2002). Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, 66:722–727. 79, 82, 83, 89, 94
- LYNCH-STIEGLITZ, M. (1994). The Development and Validation of a Simple Snow Model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7:1842–1855. 33, 97
- MAHANAMA, S. P., KOSTER, R. D., REICHLER, R. H. et ZUBAIR, L. (2008). The role of soil moisture initialization in subseasonal and seasonal streamflow prediction - a case study in sri lanka. *Advances in Water Resources*, 31(10):1333–1343. 34
- MAHANAMA, S. P. P. et KOSTER, R. D. (2003). Intercomparison of Soil Moisture Memory in Two Land Surface Models. *Journal of Hydrometeorology*, 4:1134–1146. 34, 37, 130
- MANABE, S. (1969). Climate and the ocean circulation 1. the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(11):739–774. iii, 10, 16, 17, 36
- MANABE, S., SMAGORINSKY, J. et STRICKLER, R. F. (1965). Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*, 93:769–798. 3
- MASSON, V., CHAMPEAUX, J.-L., CHAUVIN, F., MERIGUET, C. et LACAZE, R. (2003). A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *Journal of Climate*, 16:1261–1282. 44, 58, 122
- MATHIAS, S. A., BUTLER, A. P., JACKSON, B. M. et WHEATER, H. S. (2006). Transient simulations of flow and transport in the Chalk unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 330:10–28. 66
- MATSUI, T., BELTRÁN-PRZEKURAT, A., PIELKE, R. A., NIYOGI, D. et COUGHENOUR, M. B. (2007). Continental-scale multiobservation calibration and assessment of Colorado State University Unified Land Model by application of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, 112. 82, 94
- MAXWELL, R. M. et KOLLET, S. J. (2008). Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change. *Nature Geoscience*, 1:665–669. 43, 49

- MAXWELL, R. M. et MILLER, N. L. (2005). Development of a Coupled Land Surface and Groundwater Model. *Journal of Hydrometeorology*, 6:233–247. 43, 49
- MCCLELLAND, J. W., STIEGLITZ, M., PAN, F., HOLMES, R. M. et PETERSON, B. J. (2007). Recent changes in nitrate and dissolved organic carbon export from the upper Kuparuk River, North Slope, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 112:G04S60. 34
- MCCUMBER, M. C. et PIELKE, R. A. (1981). Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model 1. Soil layer. *Journal of Geophysical Research*, 86:9929–9938. 95
- MERZ, R. et BLÖCHL, G. (2004). Regionalisation of catchment model parameters. *Journal of Hydrology*, 287(1-4):95–123. 141
- MIGUEZ-MACHO, G., FAN, Y., WEAVER, C. P., WALKO, R. et ROBOCK, A. (2007). Incorporating water table dynamics in climate modeling : 2. Formulation, validation, and soil moisture simulation. *Journal of Geophysical Research*, 112(D11):D13108. 49
- MILLY, P. C. D. et SHMAKIN, A. B. (2002). Global modeling of land water and energy balances. part i : the land dynamics (lad) model. *Journal of Hydrometeorology*, 3:283–299. 43, 57
- MILLY, P. C. D. et WETHERALD, R. T. (2002). Macroscale water fluxes 3. Effects of land processes on variability of monthly river discharge. *Water Resources Research*, 38:17–1. 66
- MORAN, M. S., PETERS-LIDARD, C. D., WATTS, J. M. et MCELROY, S. (2004). Estimating soil moisture at the watershed scale with satellite-based radar and land surface models. *Canadian Journal of Remote Sensing/Journal Canadien de Teledetection*, 30:805–826. 14
- MUSY, A. et SOUTTER, M. (1991). *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes. 123
- NAI, Y., ZENG, X. et DICKINSON, R. E. (2001). *Common Land Model (CLM) Technical Documentation and User's Guide*. 94
- NEGREL, P. et PETELET-GIRAUD, E. (2005). Strontium isotopes as tracers of groundwater-induced floods : the Somme case study (France). *Journal of Hydrology*, 305:99–119. 52
- NGO-DUC, T., LAVAL, K., RAMILLIEN, G., POLCHER, J. et CAZENAVE, A. (2007). Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in

- Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Water Resources Research*, 43:W04427. 43, 57
- NICHOLSON, S. (2000). Land surface processes and Sahel climate. *Reviews of Geophysics*, 38:117–140. 119, 120, 135, 143
- NIJSSEN, B., BOWLING, L. C., LETTENMAIER, D. P., CLARK, D. B., EL MAAYAR, M., ESSERY, R., GOERS, S., GUSEV, Y. M., HABETS, F., VAN DEN HURK, B., JIN, J., KAHAN, D., LOHMANN, D., MA, X., MAHANAMA, S., MOCKO, D., NASONOVA, O., NIU, G.-Y., SAMUELSSON, P., SHMAKIN, A. B., TAKATA, K., VERSEGHY, D., VITERBO, P., XIA, Y., XUE, Y. et YANG, Z.-L. (2003). Simulation of high latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin : PILPS Phase 2(e) - 2 : Comparison of model results with observations. *Global and Planetary Change*, 38:31–53. 34, 97
- NIU, G.-Y., YANG, Z.-L., DICKINSON, R. E., GULDEN, L. E. et SU, H. (2007). Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with Gravity Recovery and Climate Experiment data. *Journal of Geophysical Research*, 112:D07103. 22, 49
- NOILHAN, J. et LACARRÈRE, P. (1995). GCM Grid-Scale Evaporation from Mesoscale Modeling. *Journal of Climate*, 8:206–223. 126
- NOILHAN, J. et PLANTON, S. (1989). A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Monthly Weather Review*, 117:536–549. 7
- N'TCHAYI MBOUROU, G., BERTRAND, J. J. et NICHOLSON, S. E. (1997). The Diurnal and Seasonal Cycles of Wind-Borne Dust over Africa North of the Equator. *Journal of Applied Meteorology*, 36:868–882. 120
- OKI, T. et KANAE, S. (2006). Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science*, 313:1068–1072. 10, 12
- PALMER, T. N. (1986). Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, 322:251–253. 119
- PETERS-LIDARD, C. D., ZION, M. S. et WOOD, E. F. (1997). A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. *Journal of Geophysical Research*, 102:4303–4324. 22, 49
- PEUGEOT, C., ESTEVES, M., GALLE, S., RAJOT, J. L. et VANDERVAERE, J. P. (1997). Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the east central supersite of the hapex-sahel experiment. *Journal of Hydrology*, 188-189:179–202. HAPEX-Sahel. 120, 135

- PINAULT, J. L., AMRAOUI, N. et GOLAZ, C. (2005). Groundwater-induced flooding in macropore-dominated hydrological system in the context of climate changes. *Water Resources Research*, 41. 52
- PITMAN, A. J. (2003). The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology*, 23:479–510. 7, 10, 144
- PITMAN, A. J., HENDERSON-SELLERS, A., DESBOROUGH, C. E., YANG, Z.-L., ABRA-MOPOULOS, F., BOONE, A., DICKINSON, R. E., GEDNEY, N., KOSTER, R., KOWALCZYK, E., LETTENMAIER, D., LIANG, X., MAHFOUF, J.-F., NOILHAN, J., POLCHER, J., QU, W., ROBOCK, A., ROSENZWEIG, C., SCHLOSSER, C. A., SHMAKIN, A. B., SMITH, J., SUAREZ, M., VERSEGHY, D., WETZEL, P., WOOD, E. et XUE, Y. (1999). Key results and implications from phase 1(c) of the Project for Intercomparison of Land-surface Parametrization Schemes. *Climate Dynamics*, 15:673–684. 6
- PITMAN, A. J., YANG, Z. L., COGLEY, J. G. et HENDERSON-SELLERS, A. (1991). Description of the bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research centre agcm. *BMRC Research Report*, 32. 82, 94
- POINTET, T., AMRAOUI, N., GOLAZ, C., MARDHEL, V., NEGREL, P., PENNEQUIN, D. et PINAULT, J.-L. (2003). The contribution of groundwaters to the exceptional flood of the Somme River in 2001 : observations, assumptions, modelling. *Houille blanche*, 6:112–122. 50, 52, 66, 67
- QUINTANA-SEGUÍ, P., LE MOIGNE, P., DURAND, Y., MARTIN, E., HABETS, F., BAILLON, M., CANELLAS, C., FRANCHISTEGUY, L. et MOREL, S. (2008). Analysis of Near-Surface Atmospheric Variables : Validation of the SAFRAN Analysis over France. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1):92–107. 44, 58
- RAMIER, D., BOULAIN, N., CAPPELAERE, B., TIMOUK, F., RABANIT, M., LLOYD, C. R., BOUBKRAOUI, S., MÉTAYER, F., DESCROIX, L. et WAWRZYNIAK, V. (2008). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated sahel - 1. energy and water. *Journal of Hydrology*, In Press, Corrected Proof:–. 144
- REDELSPERGER, J.-L., THORNCROFT, C. D., DIEDHIOU, A., LEBEL, T., PARKER, D. J. et POLCHER, J. (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An International Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87:1739–1746. 121

- REICHLER, R. H., WALKER, J. P., KOSTER, R. D. et HOUSER, P. R. (2002). Extended versus Ensemble Kalman Filtering for Land Data Assimilation. *Journal of Hydrometeorology*, 3:728–740. 34
- RIBSTEIN, P., TIRIAU, E., FRANCOU, B. et SARAVIA, R. (1995). Tropical climate and glacier hydrology : a case study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165:221–234. 75, 95, 96
- RICHARDS, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, 1(5):318–333. 17, 29
- RIDGWELL, A., SINGARAYER, J. S., HETHERINGTON, A. M. et VALDES, P. J. (2009). Tackling regional climate change by leaf albedo bio-geoengineering. *Current Biology*, In Press, Corrected Proof:–. 38
- ROBOCK, A., VINNIKOV, K. Y., SRINIVASAN, G., ENTIN, J. K., HOLLINGER, S. E., SPERANSKAYA, N. A., LIU, S. et NAMKHAI, A. (2000). The Global Soil Moisture Data Bank. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81:1281–1300. 14
- SAMAIN, O., KERGOAT, L., HIERNAUX, P., GUICHARD, F., MOUGIN, E., TIMOUK, F. et LAVENU, F. (2008). Analysis of the in situ and MODIS albedo variability at multiple timescales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research*, 113(D12):14119. 144
- SAULNIER, G.-M., OBLED, C. et BEVEN, K. (1997). Analytical compensation between dtm grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the topmodel framework. *Hydrological Processes*, 11:1331–1346. 22, 59, 60, 105
- SAUX PICART, S. (2008). *Etude couplée modélisation/téledétection pour le suivi des états et bilans hydriques de surface en zone sahélienne*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France. 120, 135
- SAVENIJE, H. H. G. (1995). Does moisture feedback affect rainfall significantly? *Physics and Chemistry of The Earth*, 20(5-6):507–513. 131
- SEIBERT, J. (1999). Regionalisation of parameters for a conceptual rainfall-runoff model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 98:279–293. 141
- SELLERS, P., MINTZ, Y., SUD, Y. et DACHLER, A. (1986). A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46(6):505–531. 7, 33, 48
- SELLERS, P. J., DICKINSON, R. E., RANDALL, D. A., BETTS, A. K., HALL, F. G., BERRY, J. A., COLLATZ, G. J., DENNING, A. S., MOONEY, H. A., NOBRE, C. A., SATO, N., FIELD, C. B. et HENDERSON-SELLERS, A. (1997). Modeling the Exchanges

- of Energy, Water, and Carbon Between Continents and the Atmosphere. *Science*, 275(5299):502–509. 7, 9, 144
- SENEVIRATNE, S. I., LÜTHI, D., LITSCHI, M. et SCHÄR, C. (2006). Land-atmosphere coupling and climate change in Europe. *Nature*, 443:205–209. 13
- SEUFFERT, G., GROSS, P., SIMMER, C. et WOOD, E. F. (2002). The Influence of Hydrologic Modeling on the Predicted Local Weather : Two-Way Coupling of a Mesoscale Weather Prediction Model and a Land Surface Hydrologic Model. *Journal of Hydro-meteorology*, 3:505–523. 22, 49
- SHIN, D. W., BELLOW, J. G., LAROW, T. E., COCKE, S. et O'BRIEN, J. J. (2006). The Role of an Advanced Land Model in Seasonal Dynamical Downscaling for Crop Model Application. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 45(5):686–701. 14
- SHUKLA, J. et MINTZ, Y. (1982). Influence of Land-Surface Evapotranspiration on the Earth's Climate. *Science*, 215(4539):1498–1501. 11
- SICART, J.-E. (2002). *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical : le Zongo, Bolivie*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. 75, 77
- SICART, J. E., RIBSTEIN, P., CHAZARIN, J. P. et BERTHIER, E. (2002). Solid precipitation on a tropical glacier in Bolivia measured with an ultrasonic depth gauge. *Water Resources Research*, 38(10):1189. 99, 104
- SIVAPALAN, M., BEVEN, K. et WOOD, E. F. (1987). On Hydrologic Similarity 2. A Scaled Model of Storm Runoff Production. *Water Resources Research*, 23:2266–2278. 24
- SOLMON, F., MALLET, M., ELGUINDI, N., GIORGI, F., ZAKAY, A. et KONARÉ, A. (2008). Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties. *Geophysical Research Letters*, 35(5):L24705. 120
- SORUCO, A., VINCENT, C., FRANCOU, B., RIBSTEIN, P., BERGER, T., SICART, J. E., WAGNON, P., ARNAUD, Y., FAVIER, V. et LEJEUNE, Y. (2009). Mass balance of Glacier Zongo, Bolivia, between 1956 and 2006, using glaciological, hydrological and geodetic methods. *Annals of Glaciology*, 50:1–8. 75, 77, 95
- STAMM, J. F., WOOD, E. F. et LETTENMAIER, D. P. (1994). Sensitivity of a GCM Simulation of Global Climate to the Representation of Land-Surface Hydrology. *Journal of Climate*, 7:1218–1239. 19

- STERLING, S. et DUCHARNE, A. (2008). Comprehensive data set of global land cover change for land surface model applications. *Global Biogeochemical Cycles*, 22:GB3017. 79, 82, 94
- STIEGLITZ, M., RIND, D., FAMIGLIETTI, J. et ROSENZWEIG, C. (1997). An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling. *Journal of Climate*, 10:118–137. 59, 61, 101
- TAGUE, C., GRANT, G., FARRELL, M., CHOATE, J. et JEFFERSON, A. (2008). Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the oregon cascades. *Climatic Change*, 86(1):189–210. 57
- TAYLOR, C. M. et LEBEL, T. (1998). Observational Evidence of Persistent Convective-Scale Rainfall Patterns. *Monthly Weather Review*, 126:1597–1607. 120
- TIMOUK, F., KERGOAT, L., MOUGIN, E., LLOYD, C. R., CESCHIA, E., COHARD, J.-M., DE ROSNAY, P., HIERNAUX, P., DEMAREZ, V. et TAYLOR, C. M. (2009). Response of heat and radiation fluxes to water regime and vegetation development in a sahelian landscape. *Journal of Hydrology*. in press. 135, 138
- TODINI, E. (1996). The arno rainfall–runoff model. *Journal of Hydrology*, 175(1-4):339–382. 19
- TWOMEY, S. A., BOHREN, C. F. et MERGENTHALER, J. L. (1986). Reflectance and albedo differences between wet and dry surfaces. *Applied Optics*, 25(3):431–437. 79, 82, 86, 94
- 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. 18
- VERDIN, K. L. et GREENLEE, S. K. (1996). Development of continental scale digital elevation models and extraction of hydrographic features. *In Third International Conference/Workshop on Integrating GIS and Environmental Modeling*. 127
- WAGNON, P. (1999). *Analyse du bilan d'énergie d'un glacier tropical, application à la relation glacier-climat*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I. 75
- WAGNON, P., RIBSTEIN, P., FRANCOU, B. et SICART, J. E. (2001). Anomalous heat and mass budget of Glaciar Zongo, Bolivia, during the 1997/98 El Niño year. *Journal of Glaciology*, 47:21–28. 84, 95
- WALKER, J. P. et HOUSER, P. R. (2001). A methodology for initializing soil moisture in a global climate model : Assimilation of near-surface soil moisture observations. *Journal of Geophysical Research*, 106:11761–11774. 34

- WALKO, R. L., BAND, L. E., BARON, J., KITTEL, T. G. F., LAMMERS, R., LEE, T. J., OJIMA, D., PIELKE, S. R. A., TAYLOR, C., TAGUE, C., TREMBACK, C. J. et VIDALE, P. L. (2000). Coupled Atmosphere-Biophysics-Hydrology Models for Environmental Modeling. *Journal of Applied Meteorology*, 39:931–944. 49
- WANG, K. C., WANG, P. C., LIU, J. M., SPARROW, M., HAGINOYA, S. et ZHOU, X. J. (2005). Variation of surface albedo and soil thermal parameters with soil moisture content at a semi-desert site on the western tibetan plateau. *Boundary-Layer Meteorology*, 116:117–129. 79, 83, 89, 94
- WOLOCK, D. M. et MCCABE, G. J. (1995). Comparison of single and multiple flow direction algorithms for computing topographic parameters in TOPMODEL. *Water Resources Research*, 31:1315–1324. 61, 105
- WOLOCK, D. M. et MCCABE, G. J. (2000). Differences in topographic characteristics computed from 100- and 1000-m resolution digital elevation model data. *Hydrological Processes*, 14:987–1002. 127, 128
- WOOD, E. F., LETTENMAIER, D. P., LIANG, X., LOHMANN, D., BOONE, A., CHANG, S., CHEN, F., DAI, Y., DICKINSON, R. E., DUAN, Q., EK, M., GUSEV, Y. M., HABETS, F., IRANNEJAD, P., KOSTER, R., MITCHEL, K. E., NASONOVA, O. N., NOILHAN, J., SCHAAKE, J., SCHLOSSER, A., SHAO, Y., SHMAKIN, A. B., VERSEGHY, D., WARRACH, K., WETZEL, P., XUE, Y., YANG, Z.-L. et cun ZENG, Q. (1998). The project for intercomparison of land-surface parameterization schemes (pilps) phase 2(c) red-arkansas river basin experiment : : 1. experiment description and summary intercomparisons. *Global and Planetary Change*, 19(1-4):115 – 135. 15, 35
- WOOD, E. F., LETTENMAIER, D. P. et ZARTARIAN, V. G. (1992). A land-surface hydrology parametrization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 97:2717–2728. 19, 20, 48
- XUE, Y. (1997). Biosphere feedback on regional climate in tropical North Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123:1483–1515. 119
- YEH, P. J.-F. et ELTAHIR, E. A. B. (2005). Representation of water table dynamics in a Land Surface Scheme. Part I : Model development. *Journal of Climate*, 18:1861–1880. 49, 73
- ZENG, X. (2005). Overview of soil, vegetation, and snow albedos in weather and climate models. Annual meeting of the American Meteorological Society : http://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/paper_88110.htm. 79, 81, 94

ZHAO, R. J. (1977). *Flood forecasting method for humid regions of China*. Nanjing, China. 19

Table des figures

1.1	Interactions entre la surface continentale et l'atmosphère	8
1.2	Hydrologie dans un LSM de première et de deuxième génération	9
1.3	Résultats du PILPS Phase 2(c)	15
1.4	Courbe d'infiltration variable	20
1.5	Calcul du déficit de bassin dans CLSM	25
1.6	Schéma général du fonctionnement de CLSM	27
1.7	Répartition verticale de l'humidité du sol dans CLSM	28
1.8	Paramétrisation du flux de chaleur	34
1.9	Démarche pour l'étude d'un processus naturel dans un LSM.	36
1.10	Bibliométrie : eau souterraine et LSM	37
1.11	Propagation d'une anomalie de précipitations dans le sol	38
1.12	Localisation des sites étudiés	39
2.1	Location of the Somme River catchment	51
2.2	Soil moisture profile in the CLSM-LR and water fluxes	54
2.3	Observed and simulated discharges	61
2.4	Distribution of the Nash-Sutcliffe coefficients	62
2.5	Comparison of hydrological variables	65
2.6	Simulated and observed soil temperatures	68

2.7	Total runoff for different parameters sets	70
2.8	Distribution of the water table depth in the United States	72
2.9	Représentation spatialisée des points utilisés pour la figure 2.8	74
3.1	Station météorologique sur la moraine du Zongo	76
3.2	Station météorologique sur la moraine du Zongo	78
3.3	Location of the Zongo glacier and study sites LA and BG	84
3.4	Albedo data processing	87
3.5	Water content and albedo time series (ORE and LA)	88
3.6	Simplified map of the Zongo catchment	96
3.7	Overview of the data and simulation characteristics	99
3.8	Albedo data collected in the ORE-AWS	103
3.9	Tested topographic index distributions	105
3.10	Observed and simulated soil water content	107
3.11	Analysis of simulated albedo values for runs VAL1, VAL1a and VAL1b	108
3.12	Simulated vs. observed ground heat flux	110
3.13	Effect of the soil albedo parameterisation on surface energy balance terms	112
3.14	Effect of the soil albedo parameterisation on the total runoff	114
3.15	Effet de la calibration de $a_{\tau 2}$ sur le bilan d'eau et d'énergie	116
4.1	Domaine utilisé pour ALMIP Phase 1	119
4.2	Cartographie de la profondeur racinaire	124
4.3	Cartographie du paramètre $a_{\tau 2}$	125
4.4	Trois premiers moments des indices topographiques sur la zone ALMIP	128
4.5	Résultats ALMIP Exp.2 (domaine entier)	132
4.6	Résultats ALMIP Exp.2 (zone sahelienne)	133

4.7	Résultats ALMIP Exp.3 (été 2006)	134
4.8	Sensibilité des flux turbulents à a_{τ_2}	136
4.9	Flux de chaleur sensible mesurés dans le domaine méso-échelle Gourma malien	138
4.10	Effet de a_{τ_2} sur H et comparaison avec des données	138
4.11	Effet de a_{τ_2} sur différentes variables simulées	140
5.1	Fraction de sol nu et albédo de sol nu	143

Liste des tableaux

2.1	Default soil parameters for the Somme River catchment	59
2.2	Parameter values tested for the CLSM with and without LR	60
2.3	Characteristics of the three simulations noLR, LR1 and noLR1	63
2.4	Simulated water cycle components in the Somme River watershed	66
3.1	Studies adresssing the dependence of bare soil albedo on soil moisture . . .	83
3.2	Soil granulometry of the three experimental sites	85
3.3	Mean values and standard deviations of VWC and albedo	89
3.4	Soil parameters	100
3.5	Tested topographic index distributions	101
3.6	Simulated vs. observed albedo	109
3.7	Effect of the soil parameterisation on key variables	111
4.1	Statistiques des paramètres de sol et végétation ECOCLIMAP	124
4.2	Paramètres pédologiques utilisés par CLSM	125
4.3	Correspondances entre les classes de végétation ECOCLIMAP et Mosaic	126

Liste des symboles

A_S	Fraction saturée de la maille du modèle VIC-ARNO, page 19
A_{sat}	Fraction saturée, page 30
A_{tr}	Fraction intermédiaire, page 30
A_{wilt}	Fraction stressée, page 30
B	Paramètre de forme du modèle VIC-ARNO, page 19
C_H	Capacité calorifique de la surface, page 6
D	Épaisseur du sol, page 56
E	Évaporation, page 5
E_0	Évaporation potentielle, page 17
E_S	Évaporation de sol nu, page 26
E_V	Transpiration, page 26
G	Flux de chaleur dans le sol, page 6
H	Flux de chaleur sensible, page 5
H_a	Humidité de l'air de proche surface, page 5
K_0	Conductivité hydraulique à saturation en surface, page 21
K_S	Conductivité hydraulique à saturation, page 18
K_{SC}	Conductivité hydraulique à saturation d'après Cosby <i>et al.</i> (1984), page 59
LW_{in}	Rayonnement atmosphérique, page 5
LW_{out}	Rayonnement émis par la surface, page 5
M_D	Déficit de bassin, page 24
M_G	Seuil de recharge vers le réservoir profond LR, page 57

M_D^B	Déficit de bassin maximum, page 56
M_{RZ}	Excès racinaire, page 26
M_{SE}	Excès de surface, page 29
M_{SE}^{max}	Excès de surface maximum, page 33
N	Coefficient de Nash-Sutcliffe, page 60
P	Précipitations, page 5
P_T	Pluie au sol, page 7
Q	Runoff ou écoulement total, page 6
Q_B	Écoulement souterrain, page 32
Q_G	Écoulement depuis le réservoir profond LR, page 57
Q_S	Ruissellement de surface, page 19
SW_n	Rayonnement solaire net, page 104
SW_{in}	Rayonnement solaire incident, page 5
SW_{out}	Rayonnement solaire réfléchi, page 5
S_G	Lame d'eau dans le réservoir profond LR, page 57
S_{min}	Quantité minimale de neige pouvant s'accumuler en moyenne sur une maille, page 106
T_C	Température de la surface (ou de la canopée), page 6
T_a	Température de l'air de proche surface, page 5
U_a	Vitesse du vent de proche surface, page 5
W	Lame d'eau dans le sol, page 16
W_K	Seuil d'humidité dans le modèle <i>bucket</i> , page 17
W_{FC}	Capacité au champ, page 17
Z	Altitude, page 18
ΔM_{RZ}	Flux de zone racinaire, page 29
ΔM_{SE}	Flux de surface, page 29
ΔW	Variation du stock d'eau dans le sol, page 6

Δt	Durée du pas de temps, page 6
α_b	Albédo du sol nu, page 12
β	Rapport de Bowen, page 12
λE	Flux de chaleur latente, page 5
λ	Chaleur latente de vaporisation de l'eau, page 5
ν	Paramètre de décroissance exponentielle de $K_S(z)$, page 21
ω	Degré de saturation dans le sol, page 18
ω_0	Minimum de la distribution de ω_{RZ} au sein d'une maille, page 26
ω_S	Degré de saturation dans la couche de surface, page 100
ω_{RZ}	Degré de saturation dans la zone racinaire, page 24
ω_{res}	Point résiduel, page 31
ω_{wilt}	Point de flétrissement, page 30
ϕ	Porosité du sol, page 100
ψ	Potentiel matriciel, page 18
ψ_S	Potentiel matriciel à saturation, page 18
$\tan \beta$	Pente topographique, page 21
τ_1	Constante de temps du flux de zone racinaire, page 30
τ_2	Constante de temps du flux de surface, page 30
τ_G	Constante de temps de vidange du réservoir profond LR, page 57
τ_R	Constante de temps de recharge du réservoir profond LR, page 57
θ_S	Volume d'eau par unité de volume de sol dans la couche de surface, page 87
a	Aire drainée, page 21
a_{τ_1}	Paramètre définissant τ_1 , page 30
a_{τ_2}	Paramètre définissant τ_2 , page 30
b	Constante de Clapp et Hornberger (1978), page 18
b_{τ_1}	Paramètre définissant τ_1 , page 30

$b_{\tau 2}$	Paramètre définissant τ_2 , page 30
h	Charge hydraulique, page 18
i	Capacité d'infiltration du sol, page 19
i_m	Capacité maximale d'infiltration du sol, page 19
m_D	Déficit local, page 24
p_a	Pression de l'air de proche surface, page 5
q_R	Recharge vers le réservoir profond LR, page 57
q_v	Flux d'eau vertical d'eau dans le sol, page 18
r_A	Résistance aérodynamique, page 7
r_C	Résistance stomatique et/ou de canopée, page 7
r_S	Résistance à l'évaporation du sol nu, page 7
w_i	Lame d'eau dans la i ème couche de sol, page 7
x	Indice topographique, page 21
\bar{x}	Moyenne des indices topographiques du bassin, page 22
z	Profondeur, page 21
\bar{z}_D	Profondeur moyenne de la nappe de TOPMODEL, page 22
z_D	Profondeur de la nappe de TOPMODEL, page 22
z_{RZ}	Profondeur racinaire, page 24