HAL
open science

Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiales dans les interactions sol-végétation-atmosphère

Gilles Boulet

▶ **To cite this version:**

Gilles Boulet. Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiales dans les interactions sol-végétation-atmosphère. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I; CNRS; IRD; Institut National Polytechnique de Grenoble - INPG, 1999. Français. NNT : 1999GRE10038 . tel-00172979

HAL Id: tel-00172979

https://theses.hal.science/tel-00172979v1

Submitted on 18 Sep 2007

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.

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER– GRENOBLE I
SCIENCES & GEOGRAPHIE

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE GRENOBLE I

Discipline : Géophysique, Géochimie, Géomécanique

Présentée et soutenue publiquement par

Gilles BOULET

le lundi 22 Mars 1999

intitulée

MODELISATION DES CHANGEMENTS D'ECHELLE ET PRISE EN COMPTE DES HETEROGENEITES DE SURFACE ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE DANS LES INTERACTIONS SOL-VEGETATION-ATMOSPHERE

Directeur de thèse :

Michel VAUCLIN

COMPOSITION DU JURY

M. J.D. Kalma,	Professeur, Université de Newcastle, NSW, Australie,	rapporteur
M. B. Seguin,	Directeur de Recherches, INRA, Avignon,	rapporteur
M. M. Campillo,	Professeur, Université Joseph Fourier, LGIT, Grenoble,	président
M. J.P. Lhomme,	Directeur de recherches, IRD,	examinateur
Mlle I. Braud,	Chargée de Recherches, CNRS, LTHE, Grenoble,	examinatrice
M. M. Vauclin,	Directeur de Recherches, CNRS, LTHE, Grenoble,	examinateur

Thèse préparée au sein du

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

(LTHE, CNRS UMR 5564, UJF INPG IRD)

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER GRENOBLE I

Titre de l'ouvrage :

MODELISATION DES CHANGEMENTS D'ECHELLE ET PRISE EN COMPTE DES HETEROGENEITES DE SURFACE ET DE LEUR VARIABILITE SPATIALE DANS LES INTERACTIONS SOL-VEGETATION-ATMOSPHERE

Auteur :

Gilles BOULET

Etablissement :

Université Joseph Fourier Grenoble I

Résumé

Ce travail présente et évalue quelques développements méthodologiques de changement d'échelle dans la description des échanges d'eau et d'énergie à la surface des continents. L'étude est motivée par deux objectifs principaux : i) évaluer l'impact dans la modélisation des Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) de l'hétérogénéité des couverts végétaux et de la variabilité des caractéristiques de l'interface SVA, et ii) proposer des méthodes de transfert des formalismes et des paramètres de l'échelle locale vers l'échelle régionale. Dans un premier temps, nous avons cherché une représentation adéquate de l'hétérogénéité à très petite échelle de la couverture végétale. Les couverts épars sont souvent décrits au moyen de modèles TSVA « double-source » où le substrat et la végétation épigée sont couplés dynamiquement et organisés en deux couches superposées. Un indice de rugosité a été utilisé pour discriminer le taux d'éparsité à partir duquel une description « mosaïque », où substrat et végétation fonctionnent comme de simples sources juxtaposées horizontalement, devient nécessaire. Une Analyse Statistique a ensuite été conduite à l'échelle du paysage et à l'aide du modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model) pour évaluer la sensibilité sur la saison puis l'année des diverses composantes du cycle de l'eau aux variations des paramètres de l'interface SVA. Quelques règles d'agrégation des paramètres pour relier les paramètres locaux à un paramètre « effectif » représentatif de la région ont été vérifiées ou invalidées par cette méthode. Pour régionaliser la représentation mono-dimensionnelle verticale, les distributions spatiales déterministes et stochastiques du modèle SiSPAT ont enfin été développés puis testés pour un bassin versant Australien au relief peu contrasté. Pour s'affranchir de la complexité analytique du modèle SiSPAT lorsque l'on s'intéresse à la spatialisation des processus, un schéma analytique simple de type capacitif a été construit et partiellement évalué.

Mots-clés

Echanges Sol-Végétation-Atmosphère, Hydrologie de surface, Bioclimatologie, Changements d'échelle, Zones semi-arides

Abstract

This study presents and evaluates a few methodologies for scaling the water and energy balance processes at the surface of the continents. The main objectives are i) to evaluate the impact of partial surface vegetation cover and surface parameters variability on the Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) modelling and ii) to introduce some scaling methods to link the model formalism and parameters between the point scale and the regional scale (upscaling). We first tried to find the appropriate representation of patchy vegetated surface functioning (small-scale heterogeneity). Partially vegetated surfaces are classically described by "dual source" SVAT models where standing vegetation and the underlying substrate are organised the one above the other. This proves to be unrealistic when large fractions of bare soil interact directly with the atmosphere. We investigated the threshold value of a roughness index for which the substrate and the vegetation have to be described as a "mosaic", i.e. side by side. On a larger scale, a Statistical Analysis has been performed to evaluate the impact of parameter variability on the seasonal and annual water balance for a medium size water catchment located in Australia. Aggregation rules aiming at deriving effective parameters representative of the regional scale have been verified or invalidated. Then the one-dimensional representation of the SiSPAT (Simple Soil Vegetation Atmosphere Transfer) SVAT model has been extended with the help of a stochastic and a deterministic distributions and compared with equivalent hydrological representations. As an alternative to the complexity of the SiSPAT SVAT model, a simple parameterisation of the main land surface processes has been developed and partially evaluated. This analytical scheme holds some promise for scaling applications.

Avant propos

> "Modern mass higher education teaches people not to become too closely devoted to one occupation or a single set of skills. It prepares them for the likelihood that both will change often and that they must travel fast. To travel fast one must travel light, in skills as well as attitudes. The only skill that does not become obsolete is the skill of learning new skills"
> Gibbons et al., "The new production of knowledge", Sage Publications, Londres, 179 pages

Cette thèse a été préparée au Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement à Grenoble. Elle s'est appuyée sur deux programmes expérimentaux (« Regional Evaporation Project » et « Semi-Arid Land Surface Atmosphere program ») qui ont donné lieu à deux séjours de longue durée, l'un à la division « Land and Water » du CSIRO à Canberra, Australie, et l'autre à l'IMADES à Hermosillo, Mexique, dans le cadre d'un Service National en Coopération avec l'IRD et du programme SALSA. Je voudrais donc remercier toutes les personnes qui, dans ces trois instituts, ont contribué à ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier Michel Campillo, président du Jury, pour m'avoir accueilli dans sa formation doctorale, ainsi que Bernard Seguin, rapporteur, pour avoir accepté de passer un temps non négligeable (assorti de maux de tête) à lire le manuscrit.

Je tiens ensuite à remercier vivement Michel Vauclin et Isabelle Braud, à la fois pour leur suivi attentif (et ce en dépit de l'éloignement) et leurs conseils avisés. Je sais que tous deux ont souvent pris sur leurs congés pour lire, relire, corriger ou orienter mes travaux, ce qui ne peut qu'augmenter l'estime que je leur porte.

Jetse Kalma a très largement contribué à ces travaux, à la fois comme zélé rapporteur, superviseur, instigateur et coauteur. Il m'a prodigué un soutien et une amitié sans faille depuis l'instant (pari audacieux de la « Melbourne Cup ») où il m'a accueilli au CSIRO jusqu'à celui où il a accepté de rapporter sur un manuscrit écrit dans une langue qui lui est étrangère.

Jean-Paul Lhomme a bien voulu, dès son retour en France, examiner le manuscrit. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

La liste des personnes qui ont, de près ou de loin, contribué à ce travail (que ce soit par leur participation, leur soutien ou leurs encouragements) est longue, et j'espère que l'on me pardonnera les éventuels oublis. Au LTHE, Enrique Gonzalez, Randel Haverkamp et Christian Zammit ont activement participé à l'élaboration de cette thèse. A Canberra, Haralds Alksnis, Paul Daniel et Hamish Cresswell m'ont apporté une aide précieuse et amicale. A Hermosillo, Ghani Chehbouni a motivé une large part de ces travaux et a été un collaborateur dynamique autant qu'amical lors de ma participation au programme SALSA. Je remercie de même tous les membres de SALSA qui se sont associés à ce travail par leur collaboration ou leur soutien : Jean-Pierre Brunel, Pascale Cayrol, Gérard Dedieu, Eric Elguero, Dave Goodrich, Yann Kerr, Bruno Monteny, Yann Nouvellon, Julio Rodriguez et Christopher Watts.

De même, l'amitié de Roshni, Michael, Martine, Maggie, Isolde, (et tous les membres de Noala Pl.) Miguel, Gabriel, Isaac, German, Jesus, Marcia, Ana, Matthew, Denis, Brian, Yann, Julien, Nathalie, Lorenz, Stéphanie, Antoine, Raymonde et de bien d'autres encore a été d'une importance capitale.

Enfin, peu de mots peuvent exprimer ma reconnaissance envers la patience, le soutien et l'affection que m'ont apportés ma mère, mon frère et Karine pendant la réalisation de ce travail.

Sommaire

1. Introduction 1
1.1. Introduction générale 1
1.2. La modélisation des processus de surface: revue des différentes méthodologies 8
1.2.1. L'interface sol-plante-atmosphère 12
1.2.1.1. Le modèle « source simple » 12
1.2.1.2. Les modèles à deux sources 18
1.2.1.3. Les modèles à n sources 24
1.2.2. Le module sol 24
1.2.2.1. Les modèles mono-réservoir 24
1.2.2.2. Les modèles « force-restore » 25
1.2.2.3. Les modèles discrétisés 26
1.2.3. Hydrologie 27
1.2.3.1. Les modèles mono-réservoir 27
1.2.3.2. Les modèles plus complexes 33
1.2.4. Intercomparaisons 33
1.3. Appréhension des processus à différentes échelles d'espace et de temps: méthodologies 35
1.3.1. Problématique des changements d'échelle 35
1.3.2. Hétérogénéité, variabilité et transferts d'échelle 37
1.3.3. Stratégies de spatialisation 42
1.3.3.1. Approche "mosaïque" et recherche de paramètres représentatifs 42
1.3.3.2. Les techniques dimensionnelles 46
1.3.4. Retour sur la notion de paramètres représentatifs 47
1.4. Conclusion 54
2. Données et modèles 55
2.1. Données expérimentales 55
2.1.1. « Regional Evaporation Project » : le bassin versant de Lockyersleigh 55
2.1.1.1. Contexte de l'étude 55
2.1.1.2. Dispositif expérimental 58
2.1.1.3. Caractéristiques du sol 61
2.1.1.4. Caractéristiques de la végétation 61
2.1.1.5. Données distribuées et aéroportées 64
2.1.2. MONSOON'90 et SALSA : le bassin versant du San Pedro 66
2.1.2.1. Contexte de l'étude 66
2.1.2.2. Dispositif expérimental 68
2.1.2.3. Caractéristiques du sol et de la végétation 69
2.2. Les outils de modélisation : SiSPAT et SVATsimple 71
2.2.1. Description de SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model, Braud, 1996) 73
2.2.1.1. Description du module sol 76

2.2.1.2. Description de l'interface sol-plante-atmosphère 80
2.2.1.3. Description de l'interface sol-plante 81
2.2.1.4. Algorithme du modèle 83
2.2.2. Développement d'un modèle TSVA de type capacitif: SVATsimple 84
2.2.2.1. Contexte de développement 84
2.2.2.2. Description de l'interaction Sol-Plante-Atmosphère 84
2.2.2.3. Développement analytique des capacités d'infiltration et d'exfiltration 87
2.2.2.4. L'Approximation de Compression du Temps (ACT) 92
2.2.2.5. Débat sur la définition de l'énergie potentielle 95
2.2.2.6. Reconstitution du cycle diurne 98
2.2.2.7. Extension du modèle à une végétation couvrante 98
2.2.2.8. Algorithme du modèle 102
2.3. Conclusion 104
3. Hétérogénéité et variabilité des échanges Sol-Végétation-Atmosphère 105
3.1. Quel modèle pour l'hétérogénéité locale ? 106
3.1.1. Problématique 107
3.1.2. Paramétrisation du modèle à deux compartiments 112
3.1.2.1. Transfert des paramètres vers le modèle à deux compartiments 112
3.1.2.2. Description du modèle 117
3.1.2.3. Résistances, réflectances, températures et humidités de surface : valeurs effectives 117
3.1.3. Application aux sites de SALSA et MONSOON'90 121
3.1.3.1. Comparaison entre les résultats des modèles à un et à deux compartiments 121
3.1.3.2. De un à deux compartiments : est-il possible de modifier les paramètres du schéma à un compartiment pour reproduire les flux du modèle mosaïque ? 128
3.1.4. Conclusion 130
3.2. L'Analyse Statistique appliquée à la prise en compte de la variabilité spatiale des propriétés de surface 132
3.2.1. Mise en place de l'Analyse Statistique pour le bassin de Lockyersleigh 132
3.2.1.1. Rappels bibliographiques et définition de la méthode 132
3.2.1.2. Choix des paramètres 134
3.2.1.3. Dépendances entre paramètres 135
3.2.1.4. Détermination des Fonctions de Densité de Probabilité 137
3.2.2. Résultats de l'Analyse Statistique : variations annuelles et saisonnières du bilan hydrique 137
3.2.2.1. Diagrammes établis pour l'ensemble des 437 jours 140
3.2.2.2. Variations saisonnières 143
3.2.2.3. Déviation régionale : la moyenne des paramètres est-elle effective ? 149
3.2.2.4. Evaluations de quelques règles d'agrégation disponibles dans la littérature 152
3.2.3. Conclusion 152

4. Spatialisation et transfert d'échelle des échanges S ol-Végétation-Atmosphère 155
4.1. Approches déterministe et stochastique en spatialisation 156
4.1.1. Régionalisation instantanée du bilan d'énergie: comparaison avec des données aéroportées 156
4.1.2. Régionalisation du bilan de masse à l'échelle de la saison : comparaison entre deux stratégies de spatialisation de SiSPAT et deux modèles hydrologiques de stratégie correspondante 165
4.1.2.1. La variabilité spatiale expliquée par la capacité de stockage : Patchy et SiSPAT_STO 167
4.1.2.2. La variabilité spatiale expliquée par une mosaïque de surfaces élémentaires reliées par le ruissellement de surface: TOPOG-IRM et SiSPAT_DET 171
4.1.2.3. Comparaison entre les quatre modèles 174
4.1.3. Conclusion 176
4.2. Evaluation et perspectives d'application du modèle capacitif SVATsimple: assimilation des données acquises par télédétection et spatialisation 178
4.2.1. Validation du modèle pour une végétation herbacée sénescente de l'expérience SALSA 179
4.2.2. Comparaison entre les résultats de SiSPAT et de SVATsimple pour un sol nu 184
4.2.3. Application du schéma simplifié en spatialisation : quelques perspectives 190
4.2.4. Conclusion 194
5. Conclusions 197
Bibliographie 203
Annexes 217

Table des symboles

Symboles romains :

a	aire drainée amont	m^2
a_i	$i^{ème}$ surface élémentaire	m^2
b	largeur des éléments rugueux	m
C_{cT}	capacité thermique à potentiel matriciel constant	$Jm^{-3}K^{-1}$
$C_{c\psi}$	capacité thermique isotherme	Jm^{-4}
C_d	coefficient de trainée	-
C_{mT}	capacité capillaire à potentiel matriciel constant	ms^{-1}
$C_{m\psi}$	capacité capillaire isotherme	m^{-1}
c_p	chaleur spécifique à pression constante	$Jkg^{-1}K^{-1}$
d	hauteur de déplacement	m
D	distance entre les éléments rugueux	m
d_r	profondeur du réservoir	m
dz_i	distance entre les nœuds i et i+1	m
D_a	déficit de pression de vapeur au niveau z_a	Pa
D_{cT}	diffusivité thermique apparente	$Wm^{-1}K^{-1}$
$D_{c\psi}$	diffusivité isotherme de la vapeur	Wm^{-2}
D_{va}	diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air	ms^{-1}
D_{vT}	diffusivité de la vapeur associée au gradient de température	$kgm^{-1}s^{-1}K^{-1}$
e	évaporation instantanée	ms^{-1}
E	évaporation cumulée	m
e_a	pression de vapeur au niveau z_a	Pa
e_m	évaporation maximale	ms^{-1}
e_p	évaporation potentielle	ms^{-1}
e_s	évaporation du sol	ms^{-1}
$e_{sat}(T)$	pression de vapeur saturante à la température T	Pa
e_v	transpiration	ms^{-1}
e_{vp}	transpiration potentielle	ms^{-1}
e_w	évaporation de la fraction humide de la végétation	ms^{-1}
f	taux de couverture	-
F_c	densité de flux de scalaire régional	-
f_c	densité de flux de scalaire local	-
f_i	facteurs environnementaux	-
FDR_i	fonction de distribution racinaire au niveau i	m^{-1}
g	accélération de la gravité	ms^{-2}
g_a	conductance aérodynamique	ms^{-1}

g_{a0}	conductance aérodynamique sans correction de stabilité	ms^{-1}
g_{rad}	conductance radiative-conductive	ms^{-1}
g_{surf}	conductance de surface	ms^{-1}
G	flux de chaleur dans le sol	Wm^{-2}
h	hauteur des éléments rugueux	m
h_b	hauteur de mélange	m
h_u	humidité relative	-
H	flux de chaleur sensible	Wm^{-2}
H_s	flux de chaleur sensible émis par le sol nu (modèle à deux compartiments) ou le sol sous la végétation (modèle à un seul compartiments)	Wm^{-2}
H_{sv}	flux de chaleur sensible émis par le sol sous la végétation	Wm^{-2}
H_v	flux de chaleur sensible émis par la végétation	Wm^{-2}
i	infiltration instantanée	ms^{-1}
I_{topo}	indice topographique	-
I	infiltration cumulée	m
K	conductivité hydraulique	ms^{-1}
K_0	conductivité hydraulique initiale (i.e. si $\theta = \theta_0$)	ms^{-1}
K_{sat}	conductivité hydraulique à saturation	ms^{-1}
L	chaleur latente de vaporisation	Jkg^{-1}
LAI	indice foliaire	m^2m^{-2}
L_{MO}	longueur de Monin-Obhukov	m
m	paramètre de forme de la courbe de rétention	-
m_{BC}	paramètre de forme de la courbe de rétention de Van Genuchten	-
m_{VG}	paramètre de forme de la courbe de rétention de Brooks & Corey	-
n_{BC}	paramètre de forme de la courbe de conductivité hydraulique de Brooks et Corey	-
n_{TT}	paramètre empirique dans la résistance r_{as}	-
p	intensité des précipitations	ms^{-1}
p_{atm}	pression atmosphérique	Pa
p_d	facteur empirique d'écran aérodynamique	-
p_s	intensité des précipitations non interceptées par la végétation	ms^{-1}
q	flux de masse à la surface du sol	$kgm^{-2}s^{-1}$
q_a	humidité spécifique à la hauteur z_a	-
$q_{sat}(T)$	humidité spécifique à saturation	-
Q	matrice de variance covariance	-
r	ruissellement	$kgm^{-2}s^{-1}$
r_a	résistance aérodynamique entre la surface et l'air	sm^{-1}
r_{ae}	résistance aérodynamique effective pour le modèle à un compartiment	sm^{-1}
r_{aE}	résistance aérodynamique effective pour le modèle à deux compartiments	sm^{-1}
r_{ah}	résistance aérodynamique entre les niveaux $z_{av}=d+z_{om}$ et z_a	sm^{-1}

r_{av}	résistance aérodynamique entre la végétation et le niveau z_{av}	sm^{-1}
r_{as}	résistance aérodynamique entre le sol nu et le niveau z_a (modèle à deux compartiments) ou entre le sol sous la végétation et le niveau niveau z_{av} (modèle à un compartiment)	sm^{-1}
r_{asv}	résistance aérodynamique entre le sol sous la végétation et le niveau niveau z_{av}	sm^{-1}
r_e	résistance de surface effective pour le modèle à un compartiment	sm^{-1}
r_E	résistance de surface effective pour le modèle à deux compartiments	sm^{-1}
r_{rac}	rayon moyen des racines	m
r_{rad}	résistance radiative	sm^{-1}
r_s	résistance de surface	sm^{-1}
r_{stm}	résistance stomatique minimale extrapolée (Monteith, 1995)	sm^{-1}
r_{stmin}	résistance stomatique minimale	sm^{-1}
r_{stmax}	résistance stomatique maximale	sm^{-1}
r_{sto}	résistance stomatique	sm^{-1}
r_r	résistance totale de la plante	s
r_{ri}	résistance de la plante au niveau i	s
r_{si}	résistance du sol au niveau i	s
r_{tot}	résistance totale	sm^{-1}
r_v	ruissellement sur le feuillage	ms^{-1}
R	ruissellement cumulé	m
R_v	constante des gaz parfaits	461 Jkg^{-1}
Ra	rayonnement atmosphérique incident	Wm^{-2}
Ra_s	rayonnement tellurique net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Ra_{sv}	rayonnement tellurique net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Ra_v	rayonnement tellurique net de la végétation	Wm^{-2}
Rg	rayonnement global, i.e. solaire incident	Wm^{-2}
Rg_r	rayonnement solaire réfléchi	Wm^{-2}
Rg_s	rayonnement solaire net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Rg_{sv}	rayonnement solaire net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Rg_v	rayonnement solaire net de la végétation	Wm^{-2}
Ri	nombre de Richardson	-
Rn	rayonnement net	Wm^{-2}
Rn_s	rayonnement net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Rn_{sv}	rayonnement net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	Wm^{-2}
Rn_v	rayonnement net de la végétation	Wm^{-2}

Rs	rayonnement tellurique de la surface continentale	Wm^{-2}
s	indice de stockage maximal	-
s_{min}	minimum régional de s	-
S	extraction racinaire totale	$kgm^{-3}s^{-1}$
S	sorptivité	$ms^{-1/2}$
S_d	désorptivité	$ms^{-1/2}$
Se	degré de saturation	-
S_i	extraction racinaire au niveau i	$kgm^{-3}s^{-1}$
t	temps	s
t_a	date de passage de la phase contrôlée par l'atmosphère à la phase contrôlée par le sol	s
t_c	temps de compression de l'ACT	s
T	température	K
T_0	température aérodynamique	K
T_a	température de l'air	K
T_{av}	température aérodynamique	K
T_e	température effective du schéma à un compartiment	K
T_E	température effective du schéma à deux compartiments	K
T_i	température du sol au niveau i	K
Tr	transmissivité	
T_{rad}	température radiative	K
T_s	température de la surface (schéma simple source), du sol (schéma à un compartiment)ou du sol nu (schéma à deux compartiments)	K
T_{sv}	température du sol sous la végétation (schéma à deux compartiments)	K
T_v	température de la végétation	K
u_*	vitesse de frottement	ms^{-1}
u_a	vitesse du vent au niveau z_a	ms^{-1}
u_{av}	vitesse du vent au niveau $z_{av}=d+z_{om}$	ms^{-1}
u_v	vitesse du vent au niveau z_v	ms^{-1}
v	indice de stockage	-
v_0	valeur initiale de v	-
Vr	densité racinaire	mm^{-3}
w	indice de stockage régional	-
w_c	indice de stockage régional maximal	-
w_f	largeur des feuilles	m
Wr	quantité d'eau du réservoir d'interception	m
Wr_{max}	taille du réservoir d'interception	m
X	dimension horizontale caractéristique	m
z	hauteur ou profondeur	m
z_a	hauteur du niveau de référence	m

z_{av}	hauteur du niveau aérodynamique	m
z_f	profondeur du front d'infiltration ou d'évaporation	m
z_i	profondeur du niveau i	m
z_{oh}	hauteur de rugosité pour les échanges de chaleur	m
z_{om}	hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement	m
z_{oms}	hauteur de rugosité pour la quantité de mouvement du sol nu seul	m
z_{sable}	profondeur de l'horizon sablo-limoneux de Lockyersleigh	m

Symboles grecs :

α	facteur d'échelle de Miller et Miller	-
α	aire saturée relative du bassin	-
α	albédo	-
α_0	facteur empirique dans r_{av}	-
α_s	albédo du sol	-
α_v	albédo de la végétation	-
β	rapport entre les évaporations réelle et potentielle	-
β_x	paramètre de forme de la relation de Xinanjang	-
β_i	pente au point i	-
Φ_a	forçage radiatif	Wm^{-2}
χ	rapport entre les différences T_0-T_a et T_s-T_a	-
Δ	pente de la pression de vapeur saturante par rapport à la température	PaK^{-1}
Δz_i	distance entre deux nœuds successifs du sol	m
ε	porosité	-
ε_a	émissivité de l'air	-
ε_s	émissivité du sol	-
ε_v	émissivité de la végétation	-
γ	constante psychrométrique	PaK^{-1}
η	paramètre de forme de la correction de stabilité	-
κ	constante de Von Karman	0,4
λ	indice de rugosité	-
μ	facteur empirique	Pa^{-1}
ν	facteur empirique	-
θ	teneur en eau volumique du sol	cm^3cm^{-3}
θ_0	teneur en eau volumique initiale du réservoir	cm^3cm^{-3}
θ_{fc}	capacité au champ	cm^3cm^{-3}
θ_i	teneur en eau volumique du sol au niveau i	cm^3cm^{-3}
θ_{res}	teneur en eau volumique résiduelle	cm^3cm^{-3}

θ_{sat}	teneur en eau volumique à saturation	cm^3cm^{-3}
θ_{wilt}	point de flétrissement	cm^3cm^{-3}
ρ	densité de l'air	kgm^{-3}
ρ_d	densité sèche du sol	kgm^{-3}
ρ_l	densité de l'eau liquide	kgm^{-3}
σ	constante de Stefan-Boltzmann	$5{,}67\ 10^{-8}\ Wm^{-2}K^{-4}$
σ_a	facteur d'écran pour les échanges turbulents	-
σ_v	facteur d'écran	-
τ	quantité de mouvement	$kgm^{-1}s^{-2}$
ξ	rapport entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net	-
ψ	fonction de stabilité	-
ψ_f	potentiel foliaire	m
ψ_i	potentiel matriciel au niveau i	m
ψ_s	potentiel matriciel à la surface	m
ψ_{BC}	paramètre d'échelle de la courbe de rétention de Brooks & Corey	m
ψ_{VG}	paramètre d'échelle de la courbe de rétention de Van Genuchten	m
ζ	tortuosité	-

Index des figures

Figure 1.1.1 : interactions entre bilans de masse et d'énergie à la surface des continents 2

Figure 1.2.1 : niveaux de complexité des modules sol et interface SVA 10

Figure 1.2.2 : le concept de « big cavity » 17

Figure 1.2.3 : le schéma à deux sources 19

Figure 1.2.4 : transfert radiatif dans un schéma bi-couche, cas du spectre solaire 20

Figure 1.2.5: coupe de feuille d'Angiosperme et détail du stomate 22

Figure 1.2.6 : schéma descriptif du modèle VIC 30

Figure 1.2.7 : fonction de répartition de Xinanjang 31

Figure 1.3.1 : diagramme espace-temps des échelles caractéristiques des principaux processus météorologiques et hydrologiques 35

Figure 1.3.2 : mosaïque hétérogène et homogénéisation à plus grande échelle : L'élément de surface représentatif (REA) 40

Figure 1.3.3 : stratégies de distribution/agrégation de l'information 45

Figure 1.3.4 : définition du volume d'intégration de l'équation de conservation 48

Figure 2.1.1 : localisation et description du bassin versant de Lockyersleigh 57

Figure 2.1.2 : évolution intersaisonnière du forçage atmosphérique 59

Figure 2.1.3a : histogrammes empilés de profondeur totale (en cm) et de variation maximale du stock (en mm) pour chacun des 41 tubes ayant fonctionné pendant les 4 ans de l'expérience, et Figure 2.1.3b : fonction de répartition (en abscisses) de la variable c entrée-réduite s observée et la courbe de Xianjang ajustée (β_x=4) aux observations. La valeur de s_{min} a été déterminée à partir des variations maximale (268 mm) et minimale (76 mm) du stock : s_{min}=76/268=0,28. 60

Figure 2.1.4 : évolution intersaisonnière de l'humidité volumique pour deux tubes d'accès 60

Figure 2.1.5 : relation entre le LAI et la biomasse 63

Figure 2.1.6 : évolution saisonnière du LAI en 1987 et 1988 et précipitations journalières 63

Figure 2.1.7 : données aéroportées et données distribuées 65

Figure 2.1.8 : localisation des différents sites de s expériences SALSA et MONSOON'90 67

Figure 2.1.9 : précipitations journalières pour MONSOON'90 et SALSA 69

Figure 2.2.1 : schéma du modèle SiSPAT 72

Figure 2.2.2 : schémas de l'interface s ol-végétation-atmosphère et du système sol-plante 77-78

Figure 2.2.3 : algorithme du modèle 83

Figure 2.2.4 : schéma du modèle simple-source/simple réservoir 85

Figure 2.2.5 : découpage de la série temporelle en événements et i nter-événements 85

Figure 2.2.6 : répartition des 3 phases au cours de l'événement 86

Figure 2.2.7 : description simplifiée des profils successifs de teneur en eau du sol 88

Figure 2.2.8 : description des trois phases à l'aide de l'ACT 94

Figure 2.2.9 : les trois phases pour sol nu et végétation 101

Figure 2.2.10 : évolution de l'évaporation potentielle en présence d'un couvert végétal en fonction du rapport entre les résistances stomatique minimale et aérodynamique 102

Figure 2.2.11 : algorithme du modèle (évaporation) 103
Figure 2.2.12 : schéma général récapitulatif du modèle TSVA « SVATsimple » 104
Figure 3.1.1 : problématique des modèles à un ou deux compartiments, cas du spectre solaire 107
Figure 3.1.2 : comparaison entre trois schémas d'interface dédiés aux milieux hétérogènes 109
Figure 3.1.3 : schéma du modèle à deux compartiments ou « mosaïque » 111
Figure 3.1.4 : schématisation de l'hétérogénéité de la rugosité de surface par Raupach (1992) 113
Figure 3.1.5 : hauteurs de déplacement et rugosité globales selon les différentes méthodes, et correction de la rugosité du sol nu 117
Figure 3.1.6 : description des résistances et températures effectives de l'analogie électrique 119
Figure 3.1.7 : Séries temporelles des flux (Rn, G, H, Le) et températures (T_{rad}, T_s, T_v, températures du sol nu à 2,5 cm, 5 cm et 15 cm) simulées ou observées pour MONSOON'90 124-126
Figure 3.1.8 : comparaison des paramètres effectifs pour les deux schémas (MONSOON'90) 127
Figure 3.1.9 : comparaison entre les températures radiatives et effectives des deux schémas (MONSOON'90) 128
Figure 3.1.10 : différence entre les conductances aérodynamiques effectives en fonction du taux de couverture f et de la vitesse du vent u_a (m/s) sans correction de stabilité 130
Figure 3.2.1 : fonction de répartition de probabilité de chacun des 6 paramètres sélectionnés ; chaque point représente le centre d'un intervalle équiprobable, i.e. une classe de probabilité 138
Figure 3.2.2 : interprétation des diagrammes de sensibilité des composantes du bilan hydrique à la variation de quelques paramètres clef : quelques définitions utilisées dans le texte 140
Figure 3.2.3 : Diagramme de sensibilité des composantes du bilan hydrique sur les 437 jours 141
Figure 3.2.4 : diagramme de sensibilité pour l'évaporation totale simulée sur 437 jours 142
Figure 3.2.5 : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour les différentes composantes du bilan hydrique 145-148
Figure 3.2.6 : déviation régionale calculée à l'aide des paramètres moyens ou effectifs 151
Figure 4.1.1: résidu du bilan d'énergie, rapport de Bowen et résultats des corrections des flux aéroportés turbulents 160
Figure 4.1.2 : cartes d'humidité initiale et de *LAI* (déduites du *NDVI* et de l'indice topographique) 161
Figure 4.1.3a: rayonnement net simulé et observé, température de surface simulée et observée, et fractions du flux de chaleur latente simulé issues du sol et de la végétation respectivement
Figure 4.1.3b : flux de chaleur dans le sol, de chaleur sensible et de chaleur latente tirées des observations non corrigées et simulés pour le réseau de 114 points 162-163
Figure 4.1.4 : évolution des indices de stockage à l'échelle du bassin avant et après correction par la valeur calibrée du stockage minimal ; comparaison avec les valeurs observées 169
Figure 4.1.5 : comparaison entre l'évolution de l'indice régional de stockage w/wc observée et simulée par SiSPAT_STO et les versions non calibrée et calibrée de Patchy 171
Figure 4.1.6 : analyse topographique du bassin de Lockyersleigh représentant une division en 40 parcelles jointives reliées par les tirets blancs 173
Figure 4.1.7 : comparaison entre les fractions transpirées et évaporées par le sol pour les deux types de couvert et les deux modèles déterministes SiSPAT_DET et TOPOG-IRM 172

Figure 4.1.8 : évolution de l'évaporation cumulée totale pour les quatre modèles 176
Figure 4.1.9 : évolution de l'évaporation journalière totale pour les quatre modèles 176
Figure 4.2.1 : composantes simulées et observées du bilan d'énergie pour l'expérience SALSA après minimisation par rapport à la température de surface 182
Figure 4.2.2 : scatterogramme de température de surface et séries de flux de chaleur latente observées et simulées avant et après minimisation par rapport à la température de surface 183
Figure 4.2.3 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (MONSOON'90) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT 185
Figure 4.2.4 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (SALSA) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT 186
Figure 4.2.5 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau des 40 premiers centimètres du sol correspondant à la profondeur du réservoir : application au bassin versant de Lockyersleigh 188
Figure 4.2.6 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau sur 40 cm: MONSOON'90 189
Figure 4.2.7 : séries des précipitations pour MONSOON'90 190
Figure 4.2.8 : stratégie d'agrégation/désagrégation de l'information et son application 191

Index des tableaux

Tableau 1.2.1 : exemples de paramétrisation des résistances aérodynamiques 21
Tableau 1.2.2 : exemples de paramétrisation de la résistance stomatique 23
Tableau 1.3.1 : Relation entre les différents descripteurs de variabilité à une échelle donnée 39
Tableau 1.3.2 : exemples de formulation de paramètres effectifs ou équivalents : expressions simplifiées à évaluer en début de simulation 51
Tableau 1.3.3 : résistances effectives transitoires d'après Raupach et Finnigan, 1995 52
Tableau 2.1.1 : dispositif expérimental, Regional Evaporation Project 58
Tableau 2.1.2 : descripteurs statistiques (taille de l'échantillon n; minimum, maximum, moyenne médiane, écart-type σ) des propriétés de l'horizon sablo-limoneux (a) mesurées à Lockyersleigh et (b) dérivées des données de Geeves *et al.* (1995) pour la région des plateaux des Nouvelles Galles du Sud. 62
Tableau 2.1.3 : caractéristiques de l'horizon argileux en dessous de l'horizon sablo-limoneux 62
Tableau 2.1.4 : dispositif instrumental sur le site de Lucky-Hills 68
Tableau 2.1.5 : dispositif expérimental sur le site de Zapata 68
Tableau 2.1.6 : statistiques du forçage journalier pour le site de Zapata et celui de Lucky-Hills 69
Tableau 2.1.7 : caractéristiques du sol pour les deux sites de SALSA et MONSOON'90 70
Tableau 2.1.8 : caractéristiques de la végétation pour les deux sites de SALSA 70
Tableau 2.2.1 : équations et variables de l'interface sol-plante-atmosphère 78
Tableau 2.2.2 : coefficients du transfert radiatif 79
Tableaux 2.2.3 (équations du bilan radiatif) et 2.2.4 (termes non radiatifs du bilan d'énergie) 79

Tableau 3.1.1 : expression des résistances, températures et humidités effectives 120
Tableau 3.1.2 : albédos effectifs et températures radiatives 120
Tableau 3.1.3 : résultats pour MONSOON'90 123
Tableau 3.1.4 : résultats pour SALSA, mousson 1997 123
Tableau 3.2.1 : définition du symbole, de la loi statistique et de l'écart type utilisés pour d écrire la *fdp* de chacun des six facteurs d'échelle associés aux six paramètres sélectionnés 137
Tableau 3.2.2 : cumuls annuels et saisonniers des différentes composantes du bilan hydrique simulé à l'aide des valeurs moyennes des paramètres 143
Tableau 4.1.1 : comparaison entre données aéroportées initiales et les résultats simulés 159
Tableau 4.1.2 : comparaison ponctuelle et correction des données aéroportées si G=120 W/m^2 159
Tableau 4.1.3 : comparaison du forçage et des conditions initiales de SiSPAT_STO et Patchy 168
Tableau 4.1.4 : coefficients de la régression $Y^{est}=f(Y^{obs})$ entre les teneurs en eau simulées par SiSPAT_STO et observées par le réseau de tubes d'accès de la sonde à neutrons 170
Tableau 4.1.5 : comparaison entre les caractéristiques d e SiSPAT_DET et de TOPOG-IRM 174
Tableau 4.1.6 : comparaison des composantes du bilan hydrique pour les 4 modèles (en mm) 175
Tableau 4.2.1 : paramètres initiaux de SVATsimple et leurs valeurs après minimisation 180
Tableau 4.2.2: efficience de Nash E, erreur quadratique moyenne RMSE et biais B entre les valeurs des différentes composantes du bilan d'énergie simulées par SVATsimple avant et après minimisation, simulées par SiSPAT et observées (expérience SALSA) 181

1. Introduction

1.1. Introduction générale

Le développement des activités agricoles et industrielles et la croissance des grandes villes posent de plus en plus le problème de la dégradation de son environnement par l'homme. Ainsi, l' « effet de serre », responsable possible de modifications du climat est-il directement imputable à ces changements anthropiques. L'impact des activités humaines sur la dégradation des surfaces continentales est tel qu'il fait désormais partie intégrante de la définition de la désertification : «desertification is land degradation in arid, semi-arid and dry sub-humid areas (drylands) resulting mainly from adverse human impact» (UNEP-GRID, 1992). Les zones mentionnées occupent 47% de la superficie des continents et on estime que près de 70% sont dégradées de manière irréversible. La viabilité de ses zones dépend largement de la gestion des réservoirs d'eau douce qui supportent les activités industrielles et agricoles. Prédire l'évolution de ces réservoirs signifie comprendre et reproduire par la modélisation la dynamique des grands cycles b io-géo-chimiques dont l'eau est à la fois une composante et un vecteur. Sur les surfaces continentales, ces grands cycles font intervenir essentiellement les interactions entre le sol, la biosphère et l'atmosphère, ainsi que la redistribution latérale de l'eau entre les différentes composantes du système. Les interactions Sol-Végétation-Atmosphère peuvent se résumer au travers de deux équations de conservation: celle de la masse et celle de l'énergie. Ces bilans s'écrivent comme une somme algébrique des flux entrants (positifs) et sortants (négatifs) du système, soit pour le bilan de masse:

$$p + \boldsymbol{e} + r + i + \Delta s = 0 \qquad (1.1.1)$$

Où p représente les précipitations, e l'évaporation, r le ruissellement, i le drainage profond alimentant les zones saturées et enfin Δs les variations de stock à la surface.

Et pour le bilan d'énergie :

$$Rg + Ra + Rgr + Rs + H + L\boldsymbol{e} + G = 0 \qquad (1.1.2)$$

Où Rg et Ra représentent les rayonnements solaire et atmosphérique incidents, Rgr le rayonnement solaire réfléchi, Rs le rayonnement de la surface, H le flux de chaleur sensible correspondant à la chaleur transmise à l'air par conduction et convection, L**e** le flux de chaleur latente correspondant à la quantité **e** évaporée par la

surface, et enfin G le flux de chaleur dans le sol (le stockage de chaleur et la divergence horizontales des flux sont négligés).

Ces deux bilans interagissent à travers les échanges turbulents de scalaires atmosphériques: les composantes du vecteur quantité de mouvement, la température et la vapeur d'eau. Le transport de ces trois quantités est assuré par un mécanisme dominant, la convection-diffusion. On peut y ajouter un transfert de chaleur vers le sol *G*, essentiellement conductif, et une composante de bilan radiatif à la surface :

$$Rn = Rg + Ra + Rgr + Rs \qquad (1.1.3)$$

Où Rn est le rayonnement net, c'est à dire l'énergie radiative disponible convertie en autres formes d'énergie.

Puisque *H*, ***Le***, *G* et *Rs* dépendent de la température de surface, les autres flux dépendent eux aussi de cette température par le jeu des interactions illustrées sur la Figure 1.1.1.

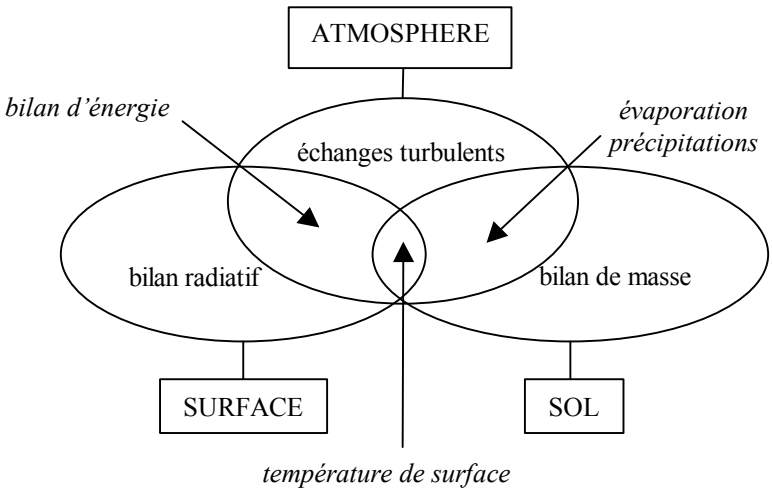


Figure 1.1.1 : interactions entre bilans de masse et d'énergie à la surface des continents

Ces interactions font de la surface continentale un système complexe, fluctuant à la fois dans le temps et l'espace. Décrire l'évolution du système et sa variabilité spatiale nécessite une paramétrisation appropriée, capable non seulement de photographier le système à un instant donné, mais aussi de présenter une succession de photos prises à des intervalles de temps limités (prévisions à court terme) ou au contraire étendus (prévisions à long terme) : évolution du couvert végétal, redistribution horizontale ou verticale des précipitations etc.

Or la modélisation des systèmes complexes souffre de trois limitations majeures :

- les limitations informatiques, i.e. la capacité de calcul des microprocesseurs
- la quantité de données disponible pour la calibration et la validation du modèle
- notre compréhension « globale » du système et de ses interactions

Si l'impact du premier type de limitation a fortement diminué ces dernières années, et si le second progresse légèrement du fait de la disponibilité d'une large gamme d'observations issues de la télédétection, l'inflation de la complexité mathématique des modèles dépasse bien souvent notre aptitude à isoler les processus qu'ils décrivent. Tenir compte des interdépendances entre les processus nous oblige à utiliser les modèles comme des « boites noires » dont on peut tout juste tester le comportement numérique. De nombreux schémas de surface à vocation « éco-hydro-climatologique » ont été développés ces dernières décennies, et leur complexité participe de cette inflation : transport de l'eau dans le sol, contrôles physiologiques de la transpiration et de l'extraction racinaire, architecture des parties épigées de la plante etc..

Cette inflation s'accompagne d'un accroissement du nombre de paramètres d'entrée que l'utilisateur doit définir avant d'appliquer le modèle. La plupart de ces paramètres ne sont que difficilement mesurables, et s'ils le sont c'est à l'échelle de l'observation, c'est à dire le plus souvent à l'échelle locale. C'est d'ailleurs à cette échelle que bon nombre de modèles ont été développés. Pour « transporter » le modèle du site pour lequel il a été conçu vers un autre site jugé similaire ou une région beaucoup plus étendue, l'utilisateur a recours à un certain nombres d'artifices réducteurs : utiliser des classifications (type de sol, type de végétation) ou élaborer des simplifications. Mais que reste-t-il de la cohérence entre la précision et la résolution du modèle utilisé d'une part, et celle des données nécessaires à son application ou à l'évaluation de ses performances, d'autre part (cf. Shuttleworth, 1997 : «within scientific hydrology, as we have acquired more detailed understanding of hydrological processes over the last 25 years and as computer resources became more available, our first instinct was to seek to build more and more complex models. With time, we learned that our ability to provide proper initiation and calibration of the parameters used in such models was a severe and fundamental limitation ») ?

L'inadéquation entre des modèles complexes de fonctionnement de la surface continentale (élaborés et évalués le plus souvent à l'échelle locale) et la disponibilité de données m ulti-

spectrales issues de la télédétection spatiale a engendré au cours des dernières décennies une réflexion sur la méthodologie à employer en modélisation pour assurer ce que l'on appelle les « transferts d'échelle », c'est à dire le transfert de connaissances acquises à une échelle particulière vers une autre échelle. Actuellement, deux démarches de changement d'échelle coexistent: une démarche « ascendante », qui part de l'échelle locale pour étendre aux échelles supérieures les méthodes mises au point par l'association modélisation / expérimentation et une démarche « descendante » qui définit de nouveaux paramètres « équivalents » ou « effectifs » compatibles avec la résolution spatiale des modèles globaux. En dépit des campagnes expérimentales multi-disciplinaires, qui disposent d'un réseau de modèles et d'observations à l'échelle locale, et des efforts entrepris pour lier leurs résultats à des modèles atmosphériques et des observations aéroportées ou satellitales, le couplage entre les démarches « ascendantes » et « descendantes » n'est pas encore acquis. Aussi, la problématique des « transferts d'échelle » (soit dans ce cas le transfert des données et des formalismes des modèles entre les différentes échelles) reste au nombre des problèmes majeurs posés aux géosciences de l'environnement. En témoigne l'appel lancé par Entekhabi et al. (1998) pour une « Seconde Décennie des Sciences Hydrologiques », puisque sur les six thèmes de recherche définis comme « prioritaires », le mot « échelle » apparaît quatre fois :

1- What are the physical mechanisms and process-pathways by which the coupling between surface hydrologic Systems and the overlying atmosphere modulate regional weather and climate variability ?
2- What are the mechanisms and the time-scales of interactions between the formation of terrain, soils, vegetation ecotones, and hydrologic response ?
3- What are the critical time-scales at which spatial variations in surface properties should be explicitly represented in models of land-atmosphere exchange ?
4- Under what conditions can effective parameters be used to represent macroscale hydrologic processes and does upscaling of microscale processes depend on the process or lead to changes in the form of the governing equations ?
5- Does lateral soil water redistribution significantly affect large-scale soil-vegetation-atmosphere exchange processes ?
6- How can the effects of human activity on hydrologic response be distinguished from natural climate variability in a range of physiographic environments ?

Le premier thème se réfère implicitement au tournant pragmatique évoqué plus haut: nous ne pouvons indéfiniment augmenter la complexité des modèles sans faire un tri ou au moins une hiérarchie des processus dominants à telle ou telle échelle de temps et d'espace. L'échec relatif vis-à-vis de leurs objectifs initiaux des modèles « totaux » (c'est à dire

cherchant à « tout décrire ») par rapport aux modèles « globaux » (notamment les modèles génériques relativement simples) en est un exemple flagrant. On peut d'ailleurs ajouter que cette hiérarchisation devrait non seulement être motivée par les problèmes d'échelle mais aussi être adaptée à l'objectif de la modélisation. Ceci apparaît dans la seconde thématique : si l'on s'intéresse à la modification de la réponse hydrologique des surfaces continentales, quelle est par exemple l'échelle de temps de l'évolution de la végétation responsable d'une partie de cette modification ?

Les thèmes 3 et 4 sont situés au centre de la problématique des changements d'échelle, et constituent peut-être le défi le plus important de cet appel, puisque le vocabulaire et, si l'on peut dire, le « paradigme » des changements d'échelle pour les diverses disciplines participantes ne se fonde pas encore sur un consensus. Un certain réalisme appelle cependant à suivre quelques voies « simples » consistant à relier les paramètres plutôt que les formalismes des différentes échelles. Le débat est un des plus actifs : peut-on transférer d'une échelle à une autre les formalismes mathématiques décrivant le fonctionnement de la surface continentale, et s'attacher à relier les paramètres « effectifs » d'une échelle à une autre ? Ou doit-on au contraire les reformuler ?

Le thème 5 a été jusqu'ici peu abordé par la communauté en charge de développer des modèles d'échanges sol-plante-atmosphère : la majeure partie des modèles dits de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) sont mono-dimensionnels verticaux et ignorent par conséquent les redistributions latérales. Cette redistribution est rarement négligeable, mais nécessite une description en trois dimensions peu compatible avec les ressources actuelles en informatique et le niveau de complexité des modèles TSVA.

Ces préoccupations sont enfin « socialement » motivées par le thème 6 : les échelles de temps et d'espace de l'intervention anthropique sont le plus souvent très différentes des échelles caractéristiques des mécanismes et des états naturels qu'ils perturbent.

C'est cette problématique des changements d'échelle dans la modélisation des interactions sol-biosphère-atmosphère, que je vais aborder ici, associée à celle de la variabilité et de l'hétérogénéité de la surface continentale. Les applications proposées concernent essentiellement les milieux semi-arides.

Les objectifs de ce travail sont les suivants:

i) développer et tester des méthodologies de prise en compte de la variabilité spatiale et de l'hétérogénéité des surfaces continentales dans les modèles TSVA.

ii) développer et tester différentes stratégies de transfert d'échelle à l'aide d'un modèle de type mécaniste (SiSPAT, Braud et al., 1995b), notamment une approche de type déterministe (i.e. décrivant un réseau de surfaces uniformes reliées entre elles par l'écoulement latéral) et une approche stochastique (i.e. décrivant un échantillon statistique de points indépendants).

iii) développer et évaluer un modèle TSVA simplifié, mieux adapté aux grandes échelles et à l'utilisation future de données issues de la télédétection.

Il est bien évident que l'ensemble du problème ne peut être traité dans le cadre d'une seule thèse. C'est pourquoi seuls certains aspects seront abordés pour des échelles d'espace et de temps données : de la demi-heure à l'année et du local au régional. La présentation de la problématique et des résultats s'articule autour de quatre chapitres.

Le chapitre 1, introductif, pose tout d'abord le problème de l'hétérogénéité et des transferts d'échelle (1.1) dans les modèles de Transferts S ol-Végétation-Atmosphère (TSVA). On y présente, de façon non exhaustive bien sûr, les différents niveaux de complexité rencontrés dans ces modèles (1.2) avant de proposer une synthèse des manières selon lesquelles le problème du traitement des hétérogénéités et du transfert d'échelle a été abordé dans la littérature jusqu'à présent.

Le chapitre 2 présente le matériel utilisé lors de ce travail: les deux jeux de données disponibles d'une part (2.1), en mettant bien en lumière les conditions et le cadre expérimental spécifique des milieux semi-arides; ainsi que les modèles utilisés d'autre part (2.2). Nous nous sommes appuyés essentiellement sur deux modèles. Le premier, SiSPAT (Braud et al., 1995) est un modèle complet, de type mécaniste, plutôt adapté à l'échelle locale (2.2.1). Le second, nommé SVATsimple (simple Soil Vegetation Atmosphere Transfer model), développé au cours de ce travail, est un modèle simplifié, à base physique (2.2.2).

Les chapitres 3 et 4 sont consacrés à la mise en œuvre de deux méthodes permettant de traiter les hétérogénéités et la variabilité spatiale d'une part, puis le problème du changement d'échelle est abordé à l'aide de trois techniques différentes.

Le chapitre 3 traite plus particulièrement de l'hétérogénéité et de la variabilité des échanges Sol-Végétation-Atmosphère en réponse à une variabilité observée des paramètres et de surface.

Dans un premier temps (3.1), on s'est intéressé à l'hétérogénéité locale des couverts épars et au traitement du sol nu, en essayant de définir à partir de quelle taille caractéristique des zones de sol nu ce dernier devait être traité de manière indépendante. Dans un deuxième temps (3.2), on a utilisé l'Analyse Statistique pour isoler les paramètres et processus dominant le bilan de masse régional d'un petit bassin versant à l'échelle annuelle et saisonnière. Ces deux études ont été menées à l'aide du modèle SiSPAT.

Le chapitre 4 évalue et propose des méthodologies de spatialisation et de transfert d'échelle à l'échelle du paysage.

Le paragraphe 4.1 compare différentes stratégies de transferts d'échelle à l'échelle du bassin versant, en s'appuyant sur différentes versions spatialisées du modèle SiSPAT: la version de base, une version déterministe (i.e. décrivant un réseau de surfaces uniformes reliées entre elles par l'écoulement latéral) et une distribution stochastique (i.e. décrivant un échantillon statistique de points indépendants). On s'intéresse à la fois à une échelle temporelle quasi-instantanée, ainsi qu'à l'échelle annuelle et de l'événement.

Enfin, le paragraphe 4.2 est consacré à une évaluation du modèle SVATsimple décrit en 2.2.2 par comparaison avec SiSPAT et des observations disponibles. On y dresse aussi les perspectives de son utilisation dans le problème du changement d'échelle et de l'utilisation de données issues de la télédétection.

Le Chapitre 5 synthétise les conclusions que l'on peut tirer de ce travail et présente les perspectives que l'on peut en dégager.

1.2. La modélisation des processus de surface: revue des différentes méthodologies

Les modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA) décrivent les processus d'échanges de masse et/ou d'énergie dans le continuum zone non saturée - plante - couche limite atmosphérique. Initialement dévolus à l'échelle locale et des pas de temps des phénomènes météorologiques, leur élaboration et leur évolution a été motivée par les aspects suivants :

1- La gestion des ressources naturelles à des échelles d'espace et de temps de plus en plus grandes (de la région à l'échelle du continent).
2- La nécessité d'avoir des prévisions météo à court terme de plus en plus précises.
3- L'intérêt pour les différents scénari de changement climatique régional (la « continentalisation » de la région située autour de la mer d'Aral par exemple) ou global (les conséquences de l'émission des gaz à effet de serre notamment), à la fois sur le plan des prévisions, du diagnostique et de la réhabilitation.

Ces échanges font intervenir les principaux types de transport d'énergie (radiation, convection, conduction, conversion avec changement d'état). Les principaux transferts mis en jeu sont :

- les transferts radiatifs (réflexions et absorptions)
- les transferts turbulents (convection et diffusion)
- les transferts liés aux changements d'état (évaporation ou condensation)
- les transferts par conduction (flux de chaleur dans le sol)
- les transferts par diffusion à l'échelle du pore, (transfert hydrique dans le sol) des tubes criblés du xylème (transfert d'eau dans la plante) ou de la cavité stomatique (transpiration de la plante).

Les transferts modélisés par les modèles TSVA sont essentiellement verticaux. Ces modèles génèrent des flux de surface à redistribuer sur la région. Certains possèdent une stratégie de redistribution latérale (s'occupant notamment du devenir du ruissellement généré en un point) qui tient compte ou non du chemin parcouru par les différentes composantes (i.e. le ruissellement de surface et le drainage latéral superficiel ou profond) jusqu'à l'exutoire du bassin. La plupart négligent les phénomènes d'advection et les phénomènes d'hétérogénéité latérale des conditions atmosphériques.

Les modèles TSVA peuvent être utilisés indépendamment ou en couplage dynamique avec une large gamme de modèles : les modèles d'évolution temporelle des caractéristiques de la plante (modèle de croissance et de fonctionnement de la végétation), des conditions limites supérieures (modèle atmosphérique) ou des conditions limites inférieures (modèle hydrogéologique), les modèles de transfert radiatif, les modèles hydrologiques de bassin, les modèles de génération de la pluie….

Ils sont ainsi reliés aux modèles de circulation générale (MCG) ou aux modèles climatiques de méso-échelle (MCM) par trois liens « opérationnels »:

- définir la condition limite inférieure en humidité et en flux d'énergie des MCGs ou des MCMs;
- calculer l'écoulement à l'exutoire des bassins instrumentés en réponse aux sorties des MCGs ou des MCMs à fins de vérification, validation et prédiction ;
- calculer les quantités d'eau douce apportées aux océans dans les modèles de transferts couplés océan-continent ;

Les modèles TSVA constituent des outils potentiels d'agrégation ou de désagrégation de l'information dans l'espace (du point au paysage, à la région et au continent) et dans le temps (de la seconde à l'heure, au jour, à la saison et à l'année). Ce sont des modèles paramétrés d'interface entre des milieux où les vitesses de variation et de réponse aux perturbations peuvent être très différentes (quelques heures pour les variations atmosphériques et la réponse de l'interface, quelques jours pour l'eau stockée dans le sol). Le problème principal réside dans l'adéquation entre les pas d'espace et de temps du modèle et l'échelle à laquelle on désire obtenir l'information dont on a besoin, et ceci peut amener à négliger une partie des processus et lisser une partie des hétérogénéités.

Ainsi, les hydrologues s'intéressent en priorité au bilan de l'eau, avec comme problème essentiel l'évaluation du mouvement latéral des fluides motivé par le calcul de recharge de la nappe, de ruissellement ou des écoulements dans le réseau hydrographique. Les pas de temps mis en jeu vont du jour à la semaine. L'échelle d'espace va du sous-bassin de quelques hectares aux grands bassins de plusieurs centaines ou milliers de km ^{2}. Les météorologues quant à eux s'intéressent surtout au bilan d'énergie, avec comme question principale la partition de l'énergie disponible en flux de chaleur latente et sensible, afin de calculer la quantité de vapeur emmenée vers l'atmosphère. Les pas de temps typiques (nécessaires pour la résolution du cycle diurne) sont de l'ordre de la minute à la demi-heure, et les pas d'espace du feuillage aux milliers de km ^{2}.

Puisque ces deux communautés d'intérêt parviennent difficilement à trouver un terrain d'entente, la plupart des modèles de processus à l'interface sont construits « sur deux niveaux » (Becker and Nemec, 1987) :

- un niveau décrivant les processus verticaux d'échange d'humidité, le stockage et les flux (précipitation, interception, évaporation, percolation, infiltration, et recharge de la nappe)
- un niveau décrivant les processus de redistribution latérale (ruissellement de surface, drainage latéral, écoulement à travers la nappe)

Bien que décrivant des processus simultanés, les deux niveaux sont généralement découplés et les calculs correspondants effectués successivement dans le temps. Ce découplage est encore plus évident pour les modèles modulaires (évaporation, pluie-débit, fonctionnement de la végétation…) faisant intervenir des échelles emboîtées de temps et d'espace.

L'objet de ce chapitre n'est pas de fournir une liste exhaustive des modèles proposés pendant les deux dernières décennies, mais de présenter une typologie des modèles de surface s'appuyant sur quelques exemples fondateurs. Il est en effet possible de regrouper la plupart des schémas dans de grandes catégories en fonction de la complexité de leur module interface (trois grands types) ou de leur module sol (trois grands types là aussi), comme indiqué sur la Figure 1.2.1. Seront retenus plus particulièrement les aspects liés à la description des principaux processus hydrologiques participant de la variabilité de la ressource en eau et de sa disponibilité à travers une série d'échelles, ce qui nous amène à privilégier les modèles mécanistes et ignorer volontairement un nombre important de schémas de surface plus empiriques ne permettant pas l'emboîtement modulaire des différents types de réservoirs et de flux.

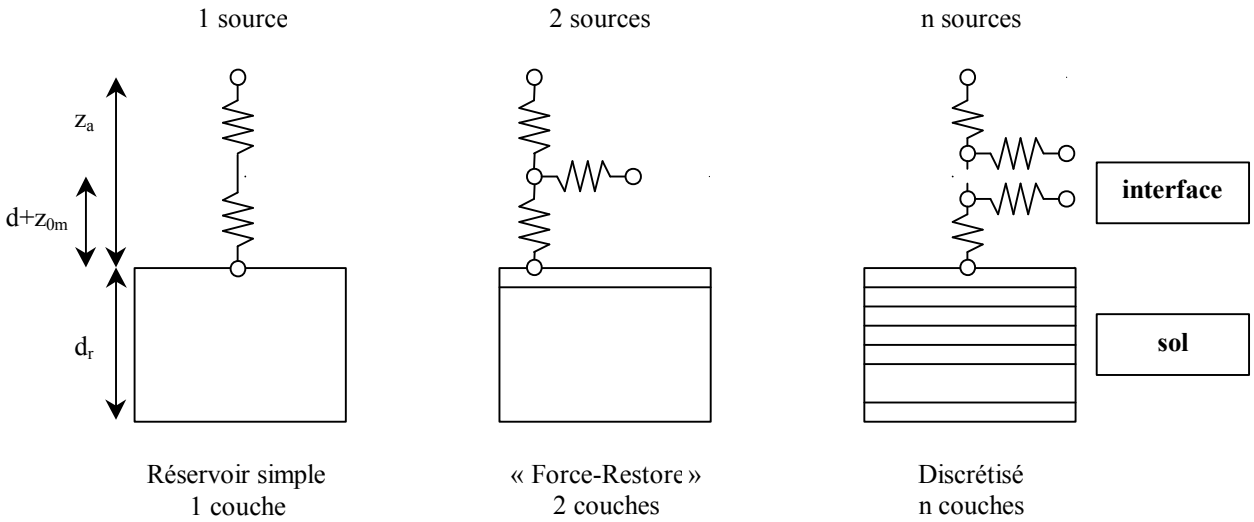


Figure 1.2.1 : niveaux de complexité des modules sol et interface SVA

Les trois grands types de paramétrisation de l'interface sont :

- le modèle à une source (« big cavity », Bastiaansen, 1995, dérivé de l'approche « big leaf » de Monteith, 1975)
- le modèle à deux sources (bi-couche, ou « mixture », e.g. Shuttleworth et Wallace, 1985)
- le modèle à trois sources ou plus (modèle discrétisé, e.g. Raupach, 1989)

Les trois grands types de paramétrisation du sol sont:

- le modèle à une couche, ou réservoir simple (« simple bucket », Manabe et al., 1965)
- le modèle à deux couches (« Force-Restore», e.g. Deardorff, 1978)
- le modèle à 3 couches ou plus (modèle discrétisé, e.g. Milly, 1982, dérivé des approches proposées par Richards, 1931)

La plupart des combinaisons entre un niveau de complexité x de description de l'interface et un niveau de complexité y de description du sol sont réalisées en pratique dans au moins un modèle publié, qu'il soit outil opérationnel ou instrument de recherche, mais il convient de noter cependant que :

- la plupart des modèles tentent d'équilibrer la complexité des deux modules, essentiellement par souci de limiter le nombre des paramètres nécessaires à la résolution des équations de part et d'autre des interfaces et de ne pas privilégier l'un des compartiments.
- le modèle à n sources n'est que rarement utilisé de manière opérationnelle. Il existe des schémas à n=3 sources correspondant au sol, à la strate herbacée et à la strate arbustive ou arborée (Dolman, 1993). Les schémas discrétisés (e.g. Raupach, 1989, Meyers et Paw U, 1987, Baldocci, 1992) permettent une description détaillée des profils de vent, d'humidité et de température à l'intérieur du couvert et tiennent compte des phénomènes de très court pas de temps tels que l'intermittence (El-Kilani, 1997). Néanmoins, hormis pour les applications locales, notamment pour des couverts de type forestier, les approximations de la K-théorie leur ont été très généralement substituées (e.g. Raupach et Finnigan, 1988). Cette théorie suppose qu'il existe une loi de proportionnalité entre les flux turbulents et les gradients moyens de la composante horizontale de la vitesse du vent, de l'humidité et de la température de l'air.

Les deux paragraphes qui suivent présentent succinctement les principes des différences mentionnées plus haut. Dans la suite de ce travail, nous étudierons plus en détails quelques

exemples de modèle à Réservoir Simple avec Interface Mono-couche (modèles simples appropriés à l'application pour un grand nombre de points) et un exemple de modèle discrétisé à Interface Mono-couche. Un autre exemple de modèle à un réservoir sera présenté dans le chapitre 2.2.2 et un exemple de modèle discrétisé au chapitre 2.2.1.

1.2.1. L'interface sol-plante-atmosphère

1.2.1.1. Le modèle « source simple »

Les échanges d'humidité entre le réservoir et l'atmosphère (composant le flux de chaleur latente *Le* où *L* est la chaleur latente de vaporisation et *e* la lame évaporée) sont paramétrés au moyen de trois types de relations :

i. l'analogie électrique composée d'une résistance de surface r_s, ou « résistance à l'extraction » (résistance du sol ou/et résistance stomatique) en série avec une résistance aérodynamique r_a, (profils micro-climatiques) et qui s'écrit de façon « générique » :

$$Le = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{h_u e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a + r_s} \tag{1.2.1}$$

où ρ est la densité de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'air, γ la constante psychrométrique, h_u l'humidité relative de la surface, $e_{sat}(T_s)$ la tension de vapeur saturante à la température de surface T_s, e_a la tension de vapeur à hauteur de référence, et $h_u e_{sat}(T_s)$ la tension de vapeur à la surface.

- Pour la végétation, la cavité stomatique est supposée saturée et h_u=1.
- Pour le sol nu, la paramétrisation se fait soit par l'intermédiaire de la loi de Kelvin, qui suppose un équilibre entre la vapeur d'eau du sol et le potentiel matriciel de surface ψ_s:

$$h_u = \exp\left(\frac{g\psi_s}{RT_s}\right) \tag{1.2.2}$$

où g est la constante de gravité et R la constante des gaz parfaits.

soit par l'intermédiaire de relations empiriques ou semi-empiriques pour l'humidité relative et la résistance de surface. Mahfouf et Noilhan (1991) proposent une revue et une comparaison des différentes formulations de l'humidité relative et de la résistance du sol. Pour cette dernière, une revue détaillée peut être trouvée dans Bastiaansen (1995). L'équation proposée est une équation générique. En pratique, la plupart des auteurs supposent que h_u est égale à 1 et reportent cet écart de la tension réelle de vapeur à la surface à la tension de vapeur saturante sur la résistance de surface. D'autres supposent que le transport de l'eau dans le sol se fait sous forme liquide et que l'évaporation à lieu en surface à partir des pores. Dans ce cas la résistance de surface est nulle et la tension de vapeur en surface est à l'équilibre avec l'atmosphère et la tension capillaire par l'intermédiaire (par exemple) de la loi de Kelvin :

$$Le = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{h_u e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a} \tag{1.2.3}$$

ii. une relation de proportionnalité entre une relation empirique de la teneur en eau θ et l'évaporation potentielle: $e = \beta e_p$ soit $Le = \beta Le_p$, où β est une fonction de l'humidité volumique du solθ (approche « fonction-β »). Quelques formulations de l'évaporation potentielle sont présentées au paragraphe 2.2.2.5.

Les deux relations i. et ii. sont équivalentes dans le cas où l'on suppose que la résistance r_s tient compte de l'écart à la saturation, c'est à dire de l'humidité relative de la surface, et que l'évaporation potentielle est solution d'un bilan d'énergie en conditions « idéales » saturées telles que :

$$Le_p = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a} \tag{1.2.4}$$

soit :

$$Le = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a + r_s} = \frac{r_a}{r_a + r_s} \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a} = \frac{r_a}{r_a + r_s} Le_p \text{ ou } \beta = \frac{r_a}{r_a + r_s}$$

De même, dans leur modèle VIC (Variable Infiltration Capacity), Wood et al. (1992) utilisent une fonction puissance de la teneur en eau :

$$\beta = \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} + a \right)^b \tag{1.2.5}$$

où a et b sont des constantes à déterminer, θ la teneur en eau et θ_{sat} sa valeur à saturation.

Dans un modèle TSVA inspiré des travaux de Eagleson (1978), Kim et al. (1996) proposent un schéma analytique combinant une description physique de l'infiltration avec une approche « fonction-β » où β est simplement le rapport entre les teneurs en eau réelle et à saturation:

$$\beta = \frac{\theta}{\theta_{sat}} \tag{1.2.6}$$

D'après Kim et al. (1996), cette méthode fournit une vision réaliste de l'évaporation cumulée sur de longues périodes de temps, mais sous-estime l'évaporation instantanée en début d'assèchement et la sur-estime en fin d'assèchement.

Pour décrire le transpiration, Enthekhabi et Eagleson (1989) proposent une fonction de transpiration du même type que celle de Kim et al. (1996) pour l'évaporation totale :

$$\beta_t = \frac{\theta - \theta_{wilt}}{a\theta_{sat} - \theta_{wilt}} \tag{1.2.7}$$

où θ_{wilt} représente la teneur en eau en dessous de laquelle la plante se flétrit, et a un facteur correctif permettant de calculer la valeur de la capacité au champ.

Ils la combinent avec la description désorptive appliquée au sol nu (voir ci-dessous).

iii. une approximation des équations mécanistes de transfert (approche désorptive).

Dans ce cas, l'évaporation est partagée en deux phases successives, une phase limitée par l'intensité de l'excitation atmosphérique et une phase limitée par la capacité du sol à déstocker l'humidité. L'évaporation est égale au minimum de l'évaporation potentielle et de la capacité d'exfiltration e:

$$e \approx \frac{S_d}{2\sqrt{t}} \tag{1.2.8}$$

ou, si l'on tient compte de la percolation en bas du réservoir :

$$e \approx \frac{S_d}{2\sqrt{t}} - \frac{K_0}{2} \tag{1.2.9}$$

où S_d est la désorptivité du milieu, t le temps et K_0 la conductivité hydraulique à la teneur en eau initiale θ_0.

Cette description, réaliste pour un pas de temps journalier, ne peut être utilisée aux pas de temps plus fins sans reconstitution du cycle diurne de l'énergie disponible.

En combinant la formulation de type β mentionnée plus haut et l'approche de type désorptive, Kim et al. (1996) déduisent par intégration une expression analytique de l'évolution de la teneur en eau et de son corollaire l'évaporation cumulée. Ils montrent qu'une forme non-linéaire de la fonction β ne permet pas cette intégration. L'évaporation cumulée E est calculée analytiquement à partir de la conservation de la masse et une approximation conduit à :

$$E \approx d_r\theta_0\left(1+\frac{K_{sat}\left(\theta_0/\theta_{sat}\right)^{2/m_{BC}+2}}{e_p}\right)^{\frac{-m_{BC}}{2+2m_{BC}}}\left[1-\exp\left(-\frac{e_p t}{d_r\theta_{sat}}\right)\right] \tag{1.2.10}$$

où d_r est la profondeur du réservoir, et m_{BC} le paramètre de forme de la courbe de rétention capillaire de Brooks et Corey (1964).

Ceci revient à dire que l'évaporation instantanée décroît de manière exponentielle :

$$e \approx \frac{\theta_0}{\theta_{sat}} e_p\left(1+\frac{K_{sat}\left(\theta_0/\theta_{sat}\right)^{2/m_{BC}+2}}{e_p}\right)^{\frac{-m_{BC}}{2+2m_{BC}}}\exp\left(-\frac{e_p t}{d_r\theta_{sat}}\right) \tag{1.2.11}$$

Le temps de « demi-vie » associé à cette décroissance est :

$$\tau = \frac{d_r\theta_{sat}\ln(2)}{e_p} \tag{1.2.12}$$

Cette valeur varie de 32 jours (Le_p=100 W/m^2, ordre de grandeur pour les milieux arides) à 128 jours (Le_p=25 W/m^2, valeur typique pour un milieu tempéré humide), si d_r=40 cm et θ_{sat}=0,4. Il faut respectivement 5 et 19 jours pour que e diminue de 10% dans les deux cas

cités précédemment. Par conséquent, l'évaporation simulée par cette méthode est quasi constante à l'échelle de l'événement (i e. la durée moyenne d'un épisode de ressuyage entre deux pluies successives), et diminue peu au dessous de la valeur initiale:

$$e \approx \frac{\theta_0}{\theta_{sat}} e_p \left(1 + \frac{K_{sat} \left(\theta_0 / \theta_{sat} \right)^{2/m_{BC}+2}}{e_p} \right)^{\frac{-m_{BC}}{2+2m_{BC}}} \tag{1.2.13}$$

Aussi, bien que séduisant pour les applications à large domaine spatial ou/et temporel, ce développement analytique ne permet pas de décrire l'évolution des flux pendant le ressuyage. Nous proposerons au chapitre 2.2.2. une modification de ce schéma analytique qui incorpore une description à base physique de la décroissance du flux évaporé au cours de l'assèchement.

Mentionnons enfin que, dans le cas d'une source simple, trois types d'agencement sont possibles (Figure 1.2.2):

- soit le sol et la végétation sont décrits comme des colonnes adjacentes différentes (approche dite « mosaïque »)
- soit la formulation est valable pour une surface mixte dont les paramètres et les variables d'état sont « globalisées », formant ainsi une « Large Cavité » (« Big Cavity », Bastiaansen, 1995) élargissant ainsi le concept de « Large Feuille » (« Big Leaf », Monteith, 1975).
- une solution intermédiaire consiste, comme c'est la cas dans le schéma ISBA (Intéractions Sol-Biosphère-Atmosphère) de Noilhan et Planton (1989), à considérer une seule surface mixte de température unique, mais où le flux de chaleur latente est calculé comme une combinaison des flux sol et végétation :

$$Le_s = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{(1-f)}{r_a} \left(h_u e_{sat}(T_s) - e_a \right) \tag{1.2.14}$$

$$Le_w = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{f\delta}{r_a} \left(e_{sat}(T_s) - e_a \right) \tag{1.2.15}$$

$$Le_v = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{f(1-\delta)}{r_a + r_s} \left(e_{sat}(T_s) - e_a \right) \tag{1.2.16}$$

où e_s, e_w et e_v sont respectivement l'évaporation du sol nu, de la fraction humide de la végétation et la transpiration, f le taux de couverture de la végétation, δ la fraction humide de végétation, et e_a et e_{sat} les tensions de vapeur de l'air et à saturation.

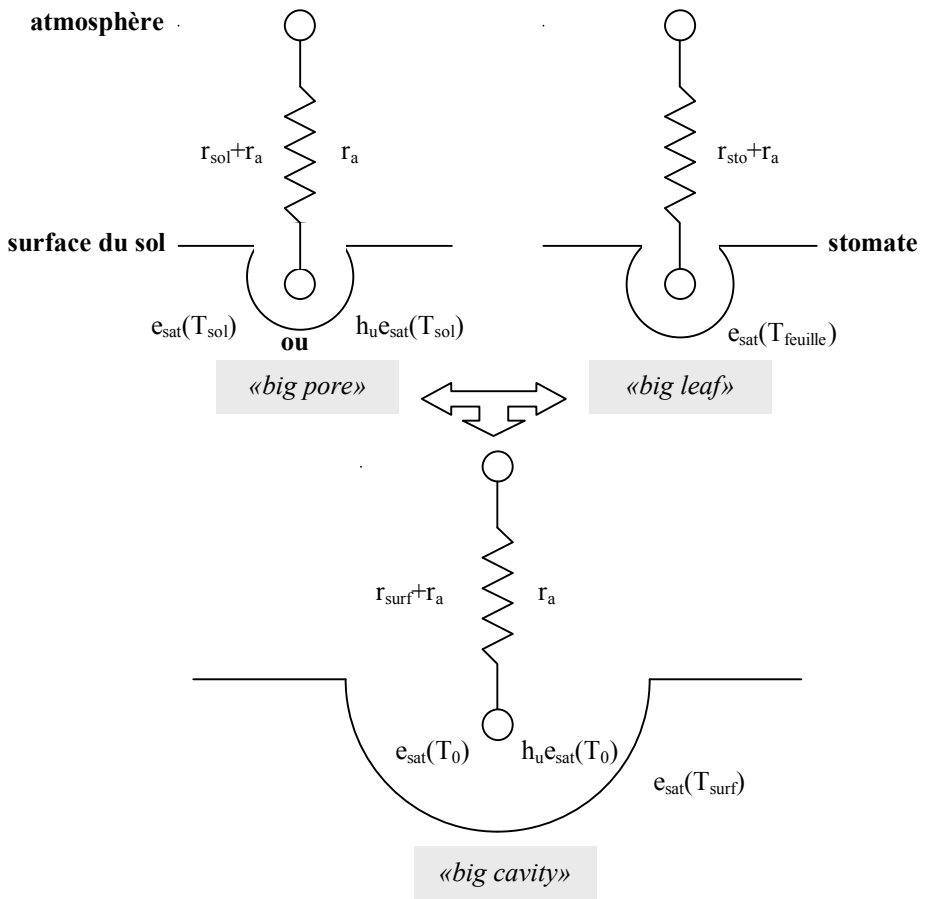


Figure 1.2.2 : le concept de « big cavity »

(r_{sol} est la résistance du sol et T_{sol} sa température ; r_{sto} est la résistance stomatique, $T_{feuille}$ la température de la feuille, T_0 la température aérodynamique correspondant au niveau d'enracinement du profil logarithmique du vent à l'intérieur de la canopée, r_{surf} la résistance « globale » de surface et T_{surf} la température radiative de surface ; les deux formulations des résistances de part et d'autre du schéma résistif « big pore » et « big cavity » sont équivalentes, et les tensions de vapeur correspondantes aux nœuds inférieurs sont situés en dessous)

1.2.1.2. Les modèles à deux sources

Les modèles à deux sources ou « bi-couches » affectent au sol et à la végétation deux températures et humidités différentes. La végétation est une couche semi-transparente, d'extension horizontale infinie, dont l'épaisseur est déterminée à l'aide de l'indice de végétation. La surface du sol n'est plus en contact direct avec l'atmosphère. Le deux sources sont reliées par analogie électrique à un nœud intermédiaire (correspondant aux conditions dans la canopée) lui-même relié au forçage atmosphérique. Ce niveau dit « aérodynamique » correspond à la hauteur où le profil de vent $u(z)$ logarithmique vient s'enraciner, c'est à dire s'amortir du fait de l'effet d'écran créé par la présence des éléments rugueux, i.e. les parties épigées de la plante. Ainsi, au-dessus de ce niveau, le profil de vent est supposé logarithmique, alors qu'en dessous il s'atténue selon une loi de forme exponentielle. Cette hauteur z_{av} est calculée à partir du prolongement de la courbe logarithmique jusqu'à $u_{log}(z_{av})=0$. z_{av} est la somme de la hauteur de déplacement d et de la longueur de rugosité z_{om}. Il constitue une « source virtuelle » pour les transferts de quantité de mouvement depuis l'ensemble sol et canopée. Pour les transferts de chaleur la source « virtuelle » est établie de manière identique, à l'exception de la rugosité de ces échanges z_{oh} qui diffère largement de z_{om}.

Les modèles bi-couches ont essentiellement été développés pour les couverts éparses à fort contraste de températures entre le sol et la végétation, mais ils représentent un cas général (présence simultanée de deux surfaces constituées par un couvert végétal et un sol nu, ou deux couverts végétaux dans le cas d'une végétation herbacée située sous une canopée).

Dans cette approche, synthétisée sur la Figure 1.2.3, le forçage atmosphérique est constitué de Ra et Rg (les rayonnements incidents global et atmosphérique) u_a, T_a et e_a (la vitesse du vent, la température de l'air et la pression de vapeur mesurés à hauteur de référence symbolisée par la ligne en pointillés) et de la pluie. L'analogie électrique fait intervenir les résistances r_{ah}, r_{av}, r_{as} et r_{sto} (résistances aérodynamiques de l'air, du couvert et du sol respectivement, et résistance stomatique) et les potentiels e_{av}, e_1, ψ_2, T_{av}, T_1, T_2 et T_f (tension de vapeur au niveau aérodynamique et à la surface du sol, pression capillaire au deuxième nœud du sol, température de l'air, températures du premier et du deuxième nœud du sol et du couvert végétal). Les rayonnement net du sol et de la végétation, les flux de chaleur sensible du sol et de la végétation, les flux de chaleur latente issues du sol et de la végétation sont respectivement R_{ns}, R_{nv}, H_s, H_v, Le_s et Le_v. Ce dernier terme comprend à la fois l'évaporation

de l'eau interceptée par le feuillage et la transpiration proprement dite. Enfin, G est le flux de chaleur par conduction dans le sol.

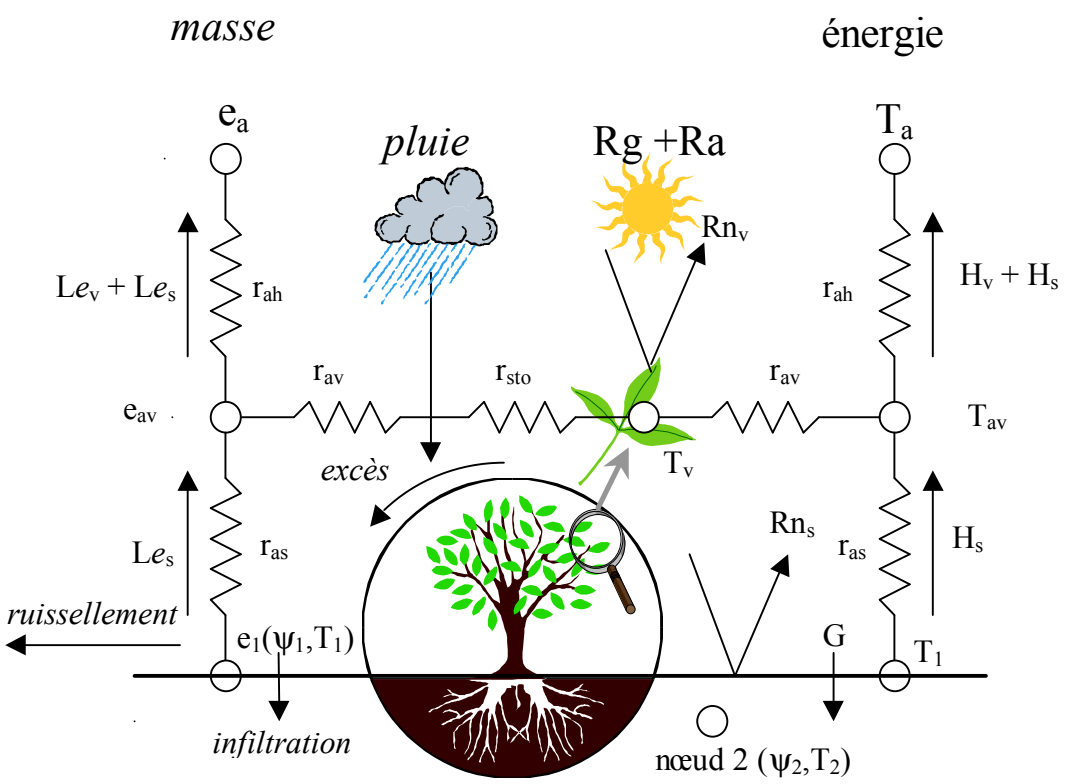


Figure 1.2.3 : le schéma à deux sources

Les modèles à deux couches tiennent compte explicitement, pour un même point de l'espace, des intéractions entre le sol, la plante et l'atmosphère :

- effet d'écran radiatif de la végétation .
- effet d'écran cinétique de l'intensité de précipitation, par l'intermédaire d'un réservoir d'interception.
- effet d'écran aérodynamique car le couvert est un milieu rugueux semi-perméable.
- entretien de conditions d'humidité et de température intermédiaires entre celles de la feuille et du sol (par l'intermédiaire d'un nœud situé au niveau aérodynamique de température et de tension de vapeur différentes de celles du forçage)

Une description détaillée du système à deux sources utilisé dans ce travail apparaît au chapitre 2.2.1, puisque c'est ce niveau médian de complexité qui a été choisi dans le modèle SiSPAT (Braud et al., 1995). L'ajout d'une couche complique un peu les transferts radiatifs et les transferts turbulents. Pour les radiations des domaines solaire et tellurique, les phénomènes

d'atténuation en périphérie des feuilles et la dispersion sont généralement négligés. Parfois (Figure 1.2.4) les réflexions multiples entre le sol et la canopée sont traitées de façon explicite. Partout ailleurs, seules les deux premières réflexions (sur le sol d'albédo α_s et sur la végétation d'albédo α_v) et la transmission (de facteur 1- σ_v où σ_v est le « shielding factor » ou « facteur d'écran ») sont décrites.

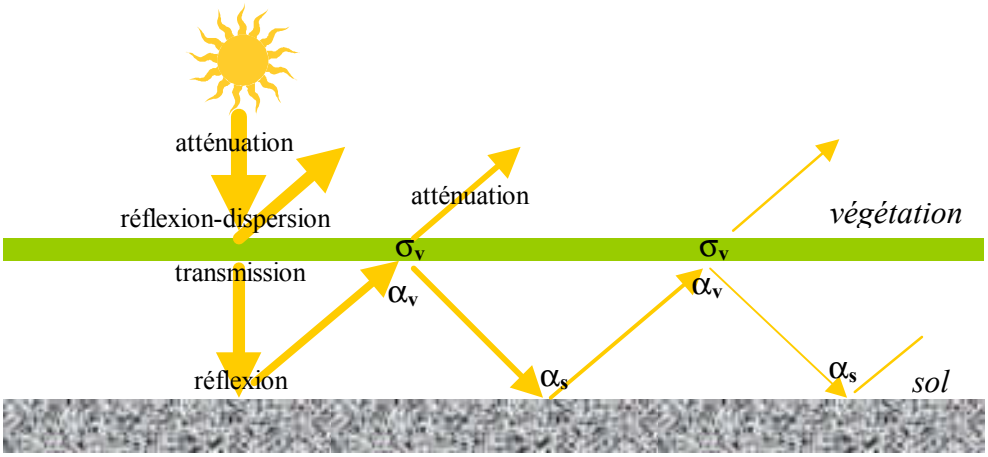


Figure 1.2.4 : transfert radiatif dans un schéma bi-couche, cas du spectre solaire

(la végétation a une transmissivité de 1- σ_v et une réflectivité de $\sigma_v\alpha_v$)

Les résistances aérodynamiques pour le transfert de quantité de mouvement, de masse et d'énergie sont a-priori différents. Cependant, dans beaucoup de cas, et en partie parce que les paramètres spécifiques des échanges turbulents de flux de chaleur sensible ou latente sont mal connus, ces résistances sont supposées identiques. Ce n'est pas vrai pour SiSPAT avec les résistances de Taconet et al. (1986). Elles sont calculées soit à partir du schéma de Shuttleworth et Wallace (1985) s'appuyant sur une décroissance exponentielle des variables climatiques dans le couvert, soit à partir des travaux de Thom (1972) et de Taconet et al. (1986). Leurs valeurs sont indiquées dans le Tableau 1.2.1.

De même, les longueurs de rugosité pour les transferts de flux de chaleur et de quantité de mouvement sont en rapport de l'ordre de 1 à 10.

	Shuttleworth and Wallace (1985)	Thom (1972) & Taconet et al (1986)
r_{ah}	$r_{ah} = \dfrac{\left(Ln(\frac{z_a - d}{z_{om}})\right)^2}{\kappa^2 U_a \left(1 + 5g \frac{(z_a - d)(T_{av} - T_a)}{T_a u_a^2}\right)^{\eta}}$	$r_{ah} = \dfrac{\left(Ln\left(\frac{z_a - d}{z_{oh}}\right) - \Psi\left(\frac{z_a - d}{L_{MO}}\right)\right)}{\kappa u *}$
r_{av}	$r_{av} = \sqrt{\frac{w_f}{u_v}} \dfrac{n_{SW}}{4\alpha_o LAI \left(1 - e^{\left(\frac{-n_{SW}}{2}\right)}\right)}$	$r_{av} = \dfrac{2}{u*} \sqrt{\dfrac{9 p_d}{\sigma_a n_{TT} LAI}}$
r_{as}	$r_{as} = z_v e^{n_{SW}} \dfrac{e^{\left(-\frac{n_{SW} z_{oms}}{z_v}\right)} - e^{\left(-\frac{n_{SW}(d + z_{om})}{z_v}\right)}}{n_{SW} \kappa^2 u_a \dfrac{z_v - d}{Ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right)}}$	$r_{as} = \dfrac{\sqrt{\frac{\sigma_a 9 p_d}{n_{TT} LAI}}}{(1 - \sigma_a) u *}$

Où $u_v = u(z_v) = u_a Ln\left(\frac{z_v - d}{z_{om}}\right) \Big/ Ln\left(\frac{z_a - d}{z_{om}}\right)$ et u* est la vitesse de frottement calculée à partir d'un schéma itératif décrit dans Itier (1980).

Les symboles sont expliqués en détail dans Braud, 1996, et en tête du mémoire (liste des symboles): z_a est la hauteur de référence, d est la hauteur de déplacement, z_{om} la hauteur de rugosité, κ la constante de Von Karman (0,4), Ta et u_a la température et la vitesse du vent à z_a, g l'accélération de la gravité, T_{av} et u_{av} la température et la vitesse du vent à la hauteur $z_{av}=d+z_{om}$, η, α_0 et n_{SW} des paramètres empiriques, (valant respectivement 0,75 en conditions stables, 2 sinon, 0,005 et 2,5 USI) LAI l'indice foliaire, z_v la hauteur de végétation, ψ la fonction de stabilité, $L_{MO} = \dfrac{u_*^3 (T_a + T_{av})}{2g\kappa(-H/\rho c_p)}$ la longueur de Monin-Obukhov, p_d=2 si LAI<2 et LAI/2+1 sinon, n_{TT}=1,1, et enfin σ_a est le facteur de partition entre le sol et la végétation pour les échanges turbulents : $\sigma_a = 1 - \dfrac{0,5}{0,5 + LAI} e^{-LAI^2/8}$.

Tableau 1.2.1 : exemples de paramétrisation des résistances aérodynamiques

L'impact des résistances de surface, et notamment de la résistance stomatique, dans la partition de l'énergie incidente en chaleur sensible et latente est accru dès lors que ces deux flux sont évacués vers l'atmosphère avec des résistances aérodynamiques similaires. La résistance stomatique représente l'efficacité de l'atmosphère à extraire la vapeur d'eau de la cavité stomatique (Figure 1.2.5).

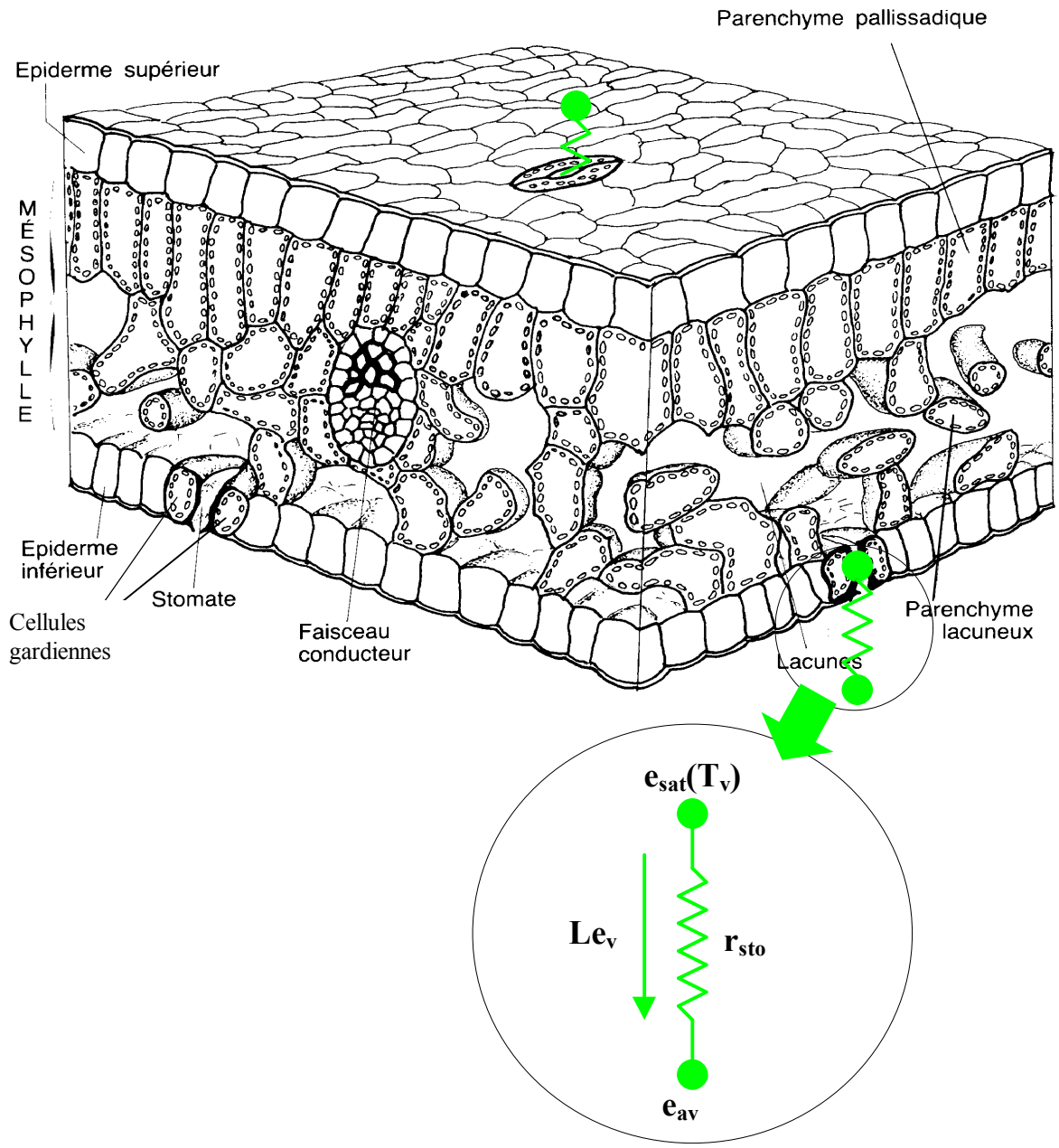


Figure 1.2.5: coupe de feuille d'Angiosperme et détail du stomate

De nombreuses formulations et combinaisons de formulations existent pour la résistance stomatique r_{sto}. La formulation la plus courante est un produit d'une résistance stomatique minimale r_{stmin} dépendant du type de couvert, et de facteurs environnementaux f_i. Ces facteurs sont des fonctions des variables environnementales contrôlant l'ouverture des stomates ($f_i \in [0,1]$):

$$r_{sto} = r_{st\,\min} \prod_{i=1}^{n} f_i \qquad \text{(formulation multiplicative, cf. Jarvis, 1976)} \qquad (1.2.17)$$

$$r_{sto} = r_{st\,\min} \sum_{i=1}^{n} f_i \qquad \text{(formulation additive, cf. Federer, 1979)} \qquad (1.2.18)$$

Parmi ces contrôles citons le potentiel foliaire ψ_f et ses corollaires le potentiel du sol ψ et le contenu en eau du réservoir profond θ_2, le déficit de pression de vapeur de l'atmosphère D_a, le rayonnement global Rg, la température de la feuille T_v, la teneur de l'atmosphère en dioxyde de carbone etc (Tableau 1.2.2).

	SISPAT	ISBA
Formule de la résistance	$r_{sto} = r_{st\min} \dfrac{f_{Rg}(Rg) f_{\psi f}(\psi_f) f_P(D_a)}{LAI}$	$r_{sto} = r_{st\min} \dfrac{f_{Rg}(Rg) f_{\theta_2}(\theta_2) f_D(D_a)}{LAI}$
Facteurs environnementaux	$f_{Rg}(Rg) = \dfrac{1+a}{a + r_{st\min}/r_{st\max}}$ où $a = 0{,}55 \dfrac{Rg}{Rg_L} \dfrac{2}{LAI}$ $f_D(D) = 1 + \mu D_a$ où $D_a = e_{sat}(T_a) - e_a$ $f_{\psi f}(\psi_f) = 1 + \left(\dfrac{\psi_f}{\psi_{fc}}\right)^{5,5}$	$f_{\theta_2} = \dfrac{\theta_{fc} - \theta_{wilt}}{\theta_2 - \theta_{wilt}}$ si $\theta_{wilt} < \theta_2 < \theta_{fc}$, $f_{\theta_2} = 1$ sinon. Valeur infinie si $\theta_2 < \theta_{wilt}$ $f_D(D_a) = \dfrac{1}{1 - \mu' D_a}$

Tableau 1.2.2 : exemples de paramétrisation de la résistance stomatique

(Rg_L, r_{stmax}, μ et μ' sont des paramètres empiriques, θ_{fc} est la capacité au champs et ψ_{fc} le potentiel foliaire critique correspondant au potentiel foliaire de fermeture des stomates)

1.2.1.3. Les modèles à *n* sources

Les transferts au-dessus et à l'intérieur d'un couvert végétal sont complexes. Au dessus du couvert, les profils de vent, de température et d'humidité possèdent une décroissance logarithmique (corrigée des effets de stabilité) assez bien documentée (e.g. Brutsaert, 1982). En revanche, les transferts à l'intérieur du couvert végétal sont assez mal connus. Certains auteurs ont proposé une décroissance exponentielle des variables climatiques citées précédemment (cités par exemple dans Brutsaert, 1982). Des études récentes sur les variations rapides de température dans le couvert tendent à montrer l'existence de contre-gradients, qui ne peuvent pas être représentés par une décroissance exponentielle (e.g. Paw U et al., 1992 ; Chen et al., 1997b). Ces travaux tendent à montrer qu'une bonne partie de la chaleur (ou tout autre scalaire) est transportée par de grosses structures turbulentes (e.g. Chen et al., 1997a).

Ces observations sont à la base de modèles incluant plusieurs niveaux de végétation (e.g. Raupach, 1989) ainsi que des modèles dits « de renouvellement » capables de représenter ces grosses structures turbulentes (e.g. Paw U et al., 1995 ; Chen et al., 1997a). Cependant, l'implémentation de tels modèles est délicate et leur utilisation dans des modèles atmosphériques ou hydrologiques difficile en pratique (Raupach et Finnigan, 1988). C'est pourquoi nous ne les utiliserons pas dans ce travail.

1.2.2. Le module sol

1.2.2.1. Les modèles mono-réservoir

Le modèle à un réservoir suppose une redistribution immédiate de la teneur en eau qui homogénéise le compartiment. La profondeur du réservoir correspond à la moyenne des profondeurs maximales du front d'infiltration et du front d'évaporation, ou à la profondeur d'enracinement de la végétation. La condition à la limite en bas du réservoir impose soit un flux nul (e.g. le modèle VIC, Wood et al., 1992), soit un flux gravitaire (i.e. égal à la conductivité hydraulique en bas du compartiment), soit un flux capillaire relié à la hauteur de nappe (e.g. le modèle TOPLAPS, « TOPMODEL-based Land Surface-Atmosphere Transfer Scheme », Famiglietti et Wood, 1994b). Les deux premières conditions peuvent alterner lorsque la percolation n'est prise en compte que pendant le processus de redistribution de l'eau dans le sol à la fin de la pluie. Le bilan de masse s'écrit classiquement :

$$d_r \frac{\partial \theta}{\partial t} = p - e - i - r \tag{1.2.19}$$

où d_r est la profondeur du réservoir de teneur en eau θ, et p, e, i, et r les valeurs cumulées sur ∂t des précipitations, de l'évaporation, du drainage profond et du ruissellement.

L'infiltration est égale au minimum des deux flux, l'intensité de la pluie et la capacité d'infiltration déduite le plus souvent de la série de Philip (1957) :

$$i \approx \frac{S}{2\sqrt{t}} + \frac{K_{sat}}{3} \tag{1.2.20}$$

où S est la sorptivité et K_{sat} la conductivité à saturation.

1.2.2.2. Les modèles « force-restore »

L'ajout d'un deuxième compartiment du sol permet de :

- calculer l'extraction racinaire profonde utilisant l'eau de percolation ou l'eau de remontée capillaire.
- calculer le flux de chaleur dans le sol selon un gradient de deux températures.
- décrire de manière plus réaliste des échanges entre les réservoirs profond et superficiel.

Les modèles « force-restore » à deux compartiments du sol sont fondés sur le fomalisme de Deadorff (1978) ou son dérivé (Hansen et al., 1983).

Les équations pronostiques des variables d'état θ_s, T_s, θ_2 et T_2 (teneurs en eau et températures des réservoirs superficiel et profond) sont de la forme suivante (e.g. le modèle ISBA de Noilhan et Planton, 1989) :

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_G (Rn - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \tag{1.2.21}$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \tag{1.2.22}$$

$$\frac{\partial \theta_s}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_l d_1}(P - e_s) - \frac{C_2}{\tau}(\theta_s - \theta_{seq}) \tag{1.2.23}$$

$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_l d_1}\left(P_s - e_w - e_v\right) - \frac{C_3}{d_2 \tau}\max\left(0., \theta_s - \theta_{fc}\right) \qquad (1.2.24)$$

où d_1 et d_2 sont les profondeurs des réservoirs superficiel et profond respectivement, τ est la période d'oscillation des profils sinusoïdaux de températures et de teneur en eau, C_1 et C_2 sont des paramètres hydrodynamiques de forçage (« force », i.e. imposé par l'atmosphère) et de restauration (« restore », i .e. d'atténuation par répercussion sur le réservoir profond) dépendant du type de sol et des teneurs en eau θ_s et θ_2, C_3 est le paramètre gérant la condition limite en bas des réservoirs. C_G est la capacité thermique du sol.

1.2.2.3. Les modèles discrétisés

Ces modèles s'appuient sur les équations de diffusion de l'eau et de la chaleur dans le sol et sont dérivés de l'équation de Richards (1931) pour le transfert d'eau. Le modèle discrétisé le plus complet peut être trouvé dans Milly (1982). Qu'elles soient ou non couplées, les deux équations discrétisées de tranfert de masse et de chaleur font intervenir les dérivées partielles en temps et en espace des deux variables d'état, c'est à dire le potentiel matriciel ψ (ou la teneur en eau θ si le milieu est homogène) et la température T. L'extraction de l'eau par les racines est un terme de puit de l'équation de transfert de masse.

Le système peut s'écrire de la manière suivante :

$$\begin{cases} C_{m\psi}^{liq}\dfrac{\partial \psi}{\partial t} + C_{m\psi}^{vap}\dfrac{\partial \psi}{\partial t} + C_{mT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial t} + C_{mT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial t} = \\ \qquad \dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{m\psi}^{liq}\dfrac{\partial \psi}{\partial z} + D_{m\psi}^{vap}\dfrac{\partial \psi}{\partial z} + D_{mT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{mT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial z} - K\right) - \begin{matrix} extraction \\ racinaire \end{matrix} \\ C_{c\psi}^{liq}\dfrac{\partial \psi}{\partial t} + C_{c\psi}^{vap}\dfrac{\partial \psi}{\partial t} + C_{cT}^{sol}\dfrac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial t} = \\ \qquad \dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{c\psi}^{vap}\dfrac{\partial \psi}{\partial z} + D_{cT}^{sol}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial z} - convection\right) \end{cases} \qquad (1.2.25)$$

où C et D sont les capacités et les diffusivités des transferts de masse (indice m) ou de chaleur (indice c) répondant à un gradient de potentiel matriciel (indice ψ) ou de température (indice T) sous phase solide (exposant *sol*), liquide (exposant *liq*) ou vapeur (exposant *vap*). Le détail des coefficients apparaît dans Boulet et al (1997) fourni en Annexe 2.

1.2.3. Hydrologie

Cette section concerne essentiellement les processus de ruissellement et de recharge de la nappe s'il y a lieu. Trois types de ruissellement sont classiquement définis (Dunne, 1983):

- Le ruissellement par excès de saturation (mécanisme de Dunne) lorsque se développe depuis la profondeur vers la surface une zone saturée qui finit par affleurer et déverser en surface l'excès produit. Ce type de ruissellement concerne les bordures de chenaux à travers le concept de « zone contributive » (Beven et Kirkby, 1979). De façon caricaturale, il est fortement présent dans les zones à climat relativement humide et végétation abondante, sols peu profonds et peu perméables, à pentes faibles et concaves.
- Le ruissellement par excès d'infiltration (mécanisme d'Horton) lorsque l'intensité de précipitation excède la capacité du sol à infiltrer. Ce type de ruissellement est particulièrement important dans les zones semi-arides à faible couvert végétal.
- L'écoulement latéral superficiel génère lui aussi une lame ruisselée. De façon grossière là encore, il apparaît de manière significative dans les zones à climat relativement humide et végétation abondante, aux sols profonds et très perméables, à pentes fortes et convexes.

1.2.3.1. Les modèles mono-réservoir

Les facteurs principaux influant sur l'hydrologie de surface sont la topographie, la profondeur des sols, la transmissivité des horizons superficiels et la rugosité de la surface. Ces caractéristiques peuvent être regroupées par l'intermédiaire d'indices « topo-pédo-hydromorphiques » qui définissent des classes de points possédant le même comportement hydrologique : tous les points de même indice sont « hydrologiquement semblables », c'est à dire que leurs taux de saturation (ou déficit hydrologique) et les flux qu'ils gouvernent sont identiques (Beven, 1997). Le bilan hydrologique calculé à l'échelle du bassin peut donc être désagrégé (i.e ; réparti sur les points de même indice) à l'échelle locale. Voici deux indices couramment utilisés dans la littérature :

- l'indice de capacité de stockage (Wood et al., 1992) :

$$s_i = \frac{(stock_{\max})_i}{(stock_{\max})_{\max}} = \frac{(\theta_{sat} d_r)_i}{(\theta_{sat} d_r)_{\max}} \qquad (1.2.26)$$

où $(stock_{max})_i$ et $(stock_{max})_{max}$ sont respectivement les maxima local et régional du stock hydrique du réservoir, correspondant à la valeur locale et au maximum régional du produit de la teneur à saturation θ_{sat} et de la profondeur du réservoir d_r.

- les indices topo- hydrographiques (Beven, 1997 ; Sivapalan et al., 1987) de la forme :

$$I_{topoi} = \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\frac{Tr}{Tr_i}\right) \tag{1.2.27}$$

où a_i et β_i sont respectivement l'aire et la pente de la surface drainée en amont du point i, et Tr_i et Tr sont les valeurs locale et régionale de la transmissivité.

Sachant que l'évolution hydrogéomorphologique du bassin conduit à un classement granulométrique (les particules les plus grossières ayant un plus faible potentiel de transport et un plus fort potentiel de sédimentation) et bathymétrique des sols superficiels en fonction de la position dans le paysage, ces deux indices sont d'autant plus corrélés que la bassin a un fort relief (i.e. dans ce cas les sols les plus ravinés sont situés en haut des pentes, et les sols les plus profonds sont localisés dans les vallées). Si au contraire la corrélation est peu marquée ou insuffisante pour les applications du modèle, les deux indices peuvent cependant être ramenés à un seul, dit « topo-pédo-hydrographique » (e.g. Saulnier et al., 1998):

$$I_{topoi} = M_i \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\frac{Tr}{Tr_i}\right) \tag{1.2.28}$$

où M_i représente le paramètre d'échelle de la loi de décroissance de la conductivité hydraulique, et est homogène au déficit de saturation $(\theta_{sat}d_r)_i$.

Wood et al., (1992) présentent un modèle à simple réservoir de profondeur variable improprement nommé « Variable Infiltration Capacity model » (VIC). En effet, loin de suggérer une variabilité de la capacité d'infiltration telle qu'elle est définie ci-dessus (c'est à dire le sens donné communément en physique du sol), ce terme signifie « capacité de stockage variable », et permet de distribuer la teneur en eau du sol sur l'ensemble du bassin. Nous détaillons ici un peu plus ce modèle car nous l'avons utilisé comme outil de comparaison d'approches développées dans la suite de ce travail.

Dans l'esprit du VIC, l'intégralité du ruissellement est généré par excès de saturation (c'est à dire par débordement du réservoir) et le mécanisme d'excès d'infiltration est négligé. Les stocks hydriques du VIC sont normalisés par le stock le plus important du bassin versant considéré, c'est à dire le stock à saturation du réservoir le plus profond :

$$(stock_{\max})_{\max} = (\theta_{sat} d_r)_{\max} \tag{1.2.29}$$

Le modèle est schématisé sur la Figure 1.2.6. s_i, notée s dans ce qui suit, est la valeur maximale du stock en un point donné du bassin et intègre à la fois la variabilité de la teneur en eau à saturation et celle de la profondeur du réservoir. s_{min} représente la fraction non mobile de l'eau dans le réservoir, mais son interprétation va au-delà de cette caractéristique physique jusqu'à produire une variable d'ajustement ou de calage à part entière (Kalma et Boulet, 1998). La fonction de répartition $F_S(s)$ de s s'exprime analytiquement d'après la loi dite de Xinanjang (Zhao et al., 1980):

$$F_S(s) = 1 - \left(\frac{1-s}{1-s_{\min}} \right)^{\beta_x} \tag{1.2.30}$$

Cette loi représente la géomorphologie « classique » d'un bassin : les sols les plus profonds se trouvent généralement au fond du bassin et couvrent l'aire la plus étendue, tandis que les sols superficiels érodés se localisent en haut des pentes, près des crêtes du bassin, et couvrent une superficie beaucoup moins importante. Chaque point de cette courbe représente un point du bassin (Figure 1.2.7).

v, la valeur instantanée du stock local à un instant t, est borné par s et s'exprime comme :

$$v = \frac{stock_i}{(stock_{\max})_{\max}} = \frac{(\theta d_r)_i}{(\theta_{sat} d_r)_{\max}} \tag{1.2.31}$$

Le taux de remplissage du réservoir, i.e. la valeur du déficit hydrologique local est donc:

$$\frac{v}{s} = \frac{(\theta d_r)_i}{(\theta_{sat} d_r)_{\max}} \cdot \frac{(\theta_{sat} d_r)_{\max}}{(\theta_{sat} d_r)_i} = \left(\frac{\theta}{\theta_{sat}} \right)_i \tag{1.2.32}$$

Il représente le taux de saturation de la colonne à un instant donné.

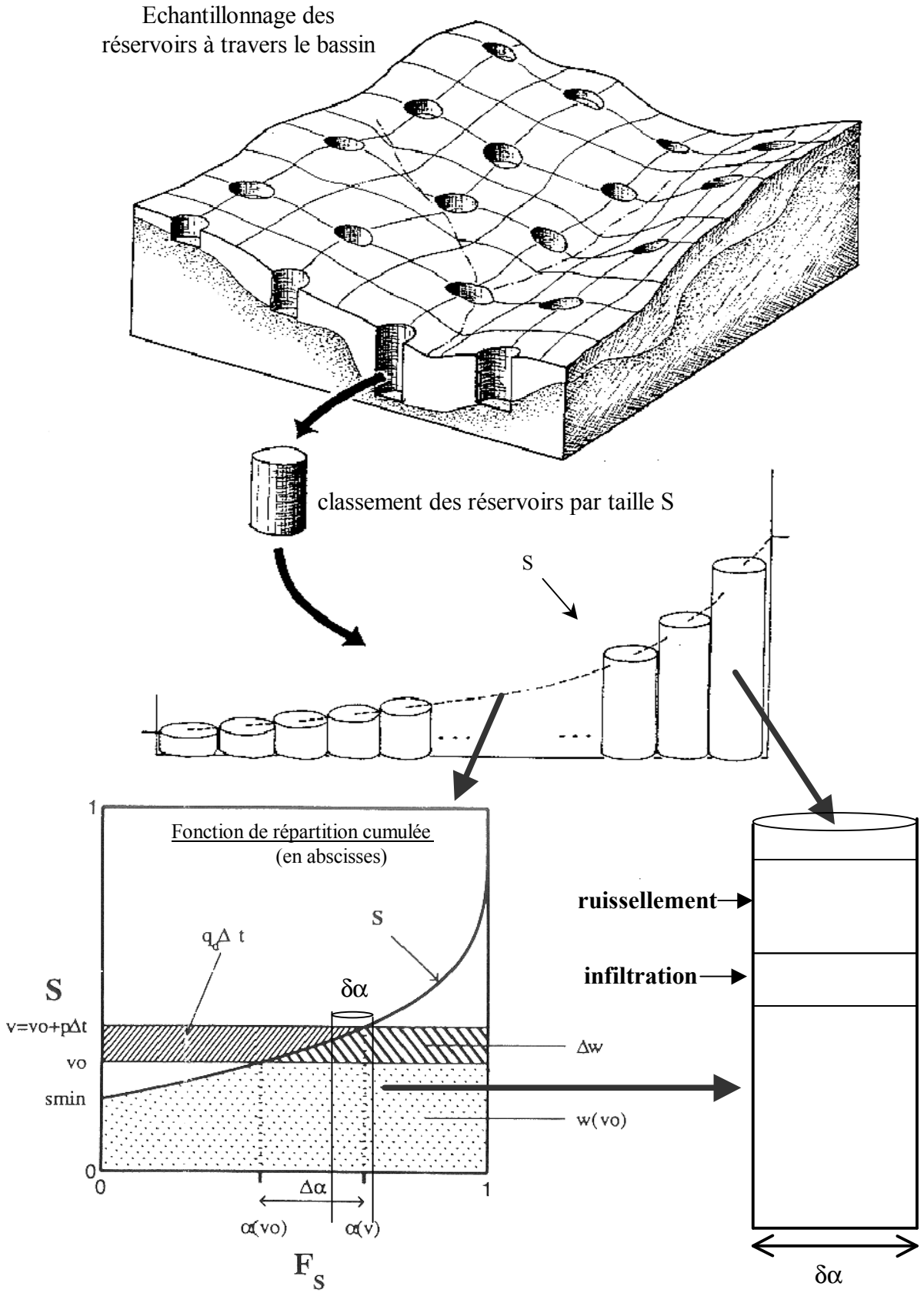


Figure 1.2.6 : schéma descriptif du modèle VIC

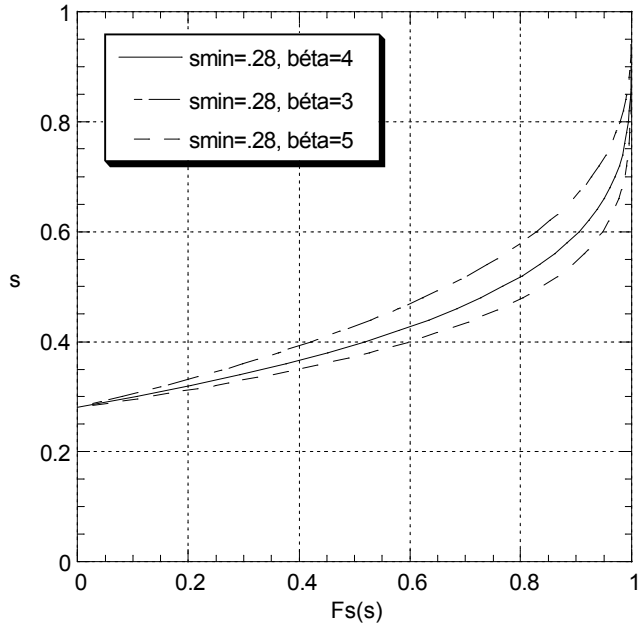


Figure 1.2.7 : Fonction de répartition de Xinanjang (en abscisses)

Or à chaque instant, le bassin comporte une fraction de sa surface totale saturée α et une fraction non-saturée 1-α dont le niveau de remplissage est égal à v. D'après la Figure 1.2.6, l'aire saturée correspond à la portion du bassin dont les valeurs de s sont inférieures à v, soit :

$$\alpha(v) = 1 - \left(\frac{1-v}{1-s_{\min}} \right)^{\beta_x} \qquad v > s_{\min} \qquad (1.2.33)$$

$$\alpha(v) = 0 \qquad v < s_{\min} \qquad (1.2.34)$$

Le niveau remplissage du bassin s'écrit en fonction de v comme:

$$w(v) = s_{\min} + \frac{1-s_{\min}}{1+\beta_x} \left[1 - \left(\frac{1-v}{1-s_{\min}} \right)^{1+\beta_x} \right] \qquad v > s_{\min} \qquad (1.2.35)$$

$$w(v) = v \qquad v < s_{\min} \qquad (1.2.36)$$

La valeur maximale de w (correspondant à la valeur intégrée de s pour le bassin entier, c'est à dire l'intégrale de la courbe $s=F_S(s)$, l'aire sous la courbe de Xianjang) est:

$$w_c = s_{\min} + \frac{1 - s_{\min}}{1 + \beta_x} \tag{1.2.37}$$

et le taux de remplissage pour le bassin est w/wc, ce qui représente l'équivalent du taux de saturation v/s à l'échelle du bassin.

Le bassin répond au forçage climatique de la manière suivante :

$$v = v_0 + (p - e)\Delta t \tag{1.2.38}$$

où v_0 est le niveau de remplissage initial de la partie non saturée du bassin et p et e sont les intensités respectives de précipitation et d'évaporation.

Le ruissellement par excès de saturation (voir la Figure 1.2.6) est :

$$r\Delta t = p\Delta t - \Delta w \tag{1.2.39}$$

Le modèle TOPLAPS (Famiglietti et Wood, 1994b) est construit à partir du modèle hydrologique semi-distribué TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) et d'un modèle SVAT mono-dimensionnel nommé SVATS. Contrairement à la plupart des modèles à réservoir unique, il tient compte des échanges dans la frange capillaire à la frontière entre le réservoir non-saturé et la zone saturée sous-jacente par l'intermédiaire d'un niveau supplémentaire. Il se situe donc à la frontière avec les modèles à deux réservoirs. Les variations de niveau de la nappe (et donc la profondeur de la condition limite inférieure du réservoir) sont calculées de manière globale pour l'ensemble du bassin et redistribuées localement selon la valeur de l'indice topo-hydrographique. A l'inverse du modèle VIC, qui ne désagrège que « virtuellement » le bilan hydrologique sur l'ensemble des points du bassin, mais ne se soucie pas de leur répartition réelle et envoie instantanément à l'exutoire l'intégralité du ruissellement généré en un point quel que soit son éloignement par rapport à l'embouchure, TOPMODEL redistribue le bilan hydrologique et produit l'élargissement de « zones contributives » saturées connectées ou non. Différentes méthodes peuvent être

utilisées pour simuler la propagation de la lame ruisselée jusqu'à la rivière et son transport à l'intérieur de celle-ci : méthodes mécanistes (équation de Baré-Saint-Venan) ou fonctions de transfert (Nalbantis et al., 1995). Les méthodes mécanistes et le fonctionnement de TOPMODEL nécessitent la localisation exacte du point pour déterminer l'extension spatiale des zones saturées connectées et leur éloignement par rapport au réseau hydrographique.

1.2.3.2. Les modèles plus complexes

TOPOG (TOPOGgraphy driven hydrological model, Dawes et Hatton, 1993) et SHE (Système Hydrologique Européen, Abbott et al., 1986) sont deux exemples de schémas de surface distribués calculant les échanges verticaux et horizontaux de masse pour un réseau de colonnes jointives. Ces modèles sont fondés sur une description simple de l'évapotranspiration et un écoulement de l'eau dans le sol d'après Richards (1931) avec une discrétisation de l'ordre de la dizaine de nœuds. Ils ne sont pas encore « tri-dimensionnels » au sens strict car les zones non saturées ne sont pas reliées entre elles, mais analysent de façon détaillée la topographie de la surface qu'ils découpent en un maillage irrégulier fin, le plus souvent aligné sur les courbes de niveau et le faisceau de lignes de plus grande pente. L'association d'une discrétisation de fine résolution du sol et de la surface augmente considérablement le « coût » de ce type de modèle en terme de ressources informatiques nécessaires à leur application, et demande un équilibre délicat entre la résolution temporelle, la résolution spatiale verticale et celle de la grille topographique. Ces modèles ont cependant l'avantage d'être compatibles avec l'utilisation de données distribuées issues des différents niveaux d'information des Systèmes d'Information Géographique.

1.2.4. Intercomparaisons

La présentation des différentes approches que l'on peut trouver dans la littérature qui vient d'être faite souligne le grand nombre et la diversité des modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère qui peuvent en être issus. Le choix d'un modèle est aussi conditionné par le type d'applications que l'on traite : un modèle plus complexe sera mieux adapté à une étude fine des processus physiques. En revanche, pour des études sur le long terme ou pour le couplage avec des modèles hydrologiques ou climatiques, on privilégiera plutôt les modèles plus simples, mettant en jeu peu de paramètres. Afin de mieux mettre en adéquation le type de

modèle utilisé et les besoins, de nombreux exercices d'intercomparaison de modèles TSVA ont été conduits ces dernières années.

Ainsi, l'expérience PIL PS (Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes,) compare 23 schémas de surface de complexité très hétérogène (voir Pitman et Henderson-Sellers, 1998, pour une revue récente des derniers résultats de ce projet). Pour le site de Cabauw aux Pays-Bas (Chen et al., 1997c) qui possède un maximum mensuel de rayonnement solaire incident de 240 Wm^{-2} et des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm, l'écart de température moyenne annuelle entre les différents modèles est de 2 °C (avec un écart type de 0,6 °C), celle des chaleurs sensible ou latente de l'ordre de 30 Wm^{-2} (et un écart type de 8 Wm^{-2}) et l'écart des valeurs cumulées d'évaporation totale ou de ruissellement s'étale sur près de 340 mm dans les deux cas (avec un écart type de l'ordre de 10 mm/mois).

Certaines expériences sur un nombre réduite de modèles, deux ou trois en l'occurrence, (e.g. Kim et Stricker, 1996, Boulet et Kalma, 1997, Kalma et Boulet, 1998, Vogel et al, 1995, Dolman et Wallace, 1991) indiquent que pour un fonctionnement de surface marqué par un processus dominant facilement paramétrable les modèles simples calibrés avec soin ont des performances au moins égales aux modèles complexes.

Pour l'interface, les modèles double source donnent des résultats comparables à ceux des modèles utilisant la discrétisation (Dolman et Wallace, 1991, Vogel et al, 1995, Raupach et al., 1988). Hormis le cas des couverts éparses, où le sol doit être traité comme une source explicite (Dolman et Wallace, 1991), la formulation en simple source pour un couvert mixte donne des résultats satisfaisants (Vogel et al., 1995). Koster et Suarez (1992) ont comparé les flux calculés par le schéma « double-source » avec une moyenne pondérée par leur fraction de couverture respective des flux issus d'un couvert végétal et d'un sol nu. Les deux approches donnent des résultats similaires.

1.3 Appréhension des processus à différentes échelles d'espace et de temps: méthodologies

Ce paragraphe présente quelques méthodologies employées pour assurer les changements d'échelle dans les disciplines de l'hydrologie, des sciences du sol et de la météorologie. Il introduit certaines des méthodes qui seront utilisées au cours de ce travail.

1.3.1 Problématique des changements d'échelle

Décrire l'évolution d'un système physique naturel tel qu'un paysage ou un bassin versant nous confronte à trois types de problèmes :

- la diversité des processus (mécanismes) et de leurs phénomènes (manifestations) pour une même échelle de temps et d'espace ;
- l'extension d'un processus et de ses phénomènes sur plusieurs échelles de temps et d'espace ;
- l'intéraction d'un même processus avec d'autres processus à des échelles de temps et d'espace différents ;

En hydrologie ou en météorologie, ces phénomènes ponctuels ou étendus peuvent être représentés sur un diagramme logarithmique (Figure 1.3.1, d'après Orlanski, 1975, Bloeschl et Sivapalan, 1995 et Raupach et Finnigan, 1995).

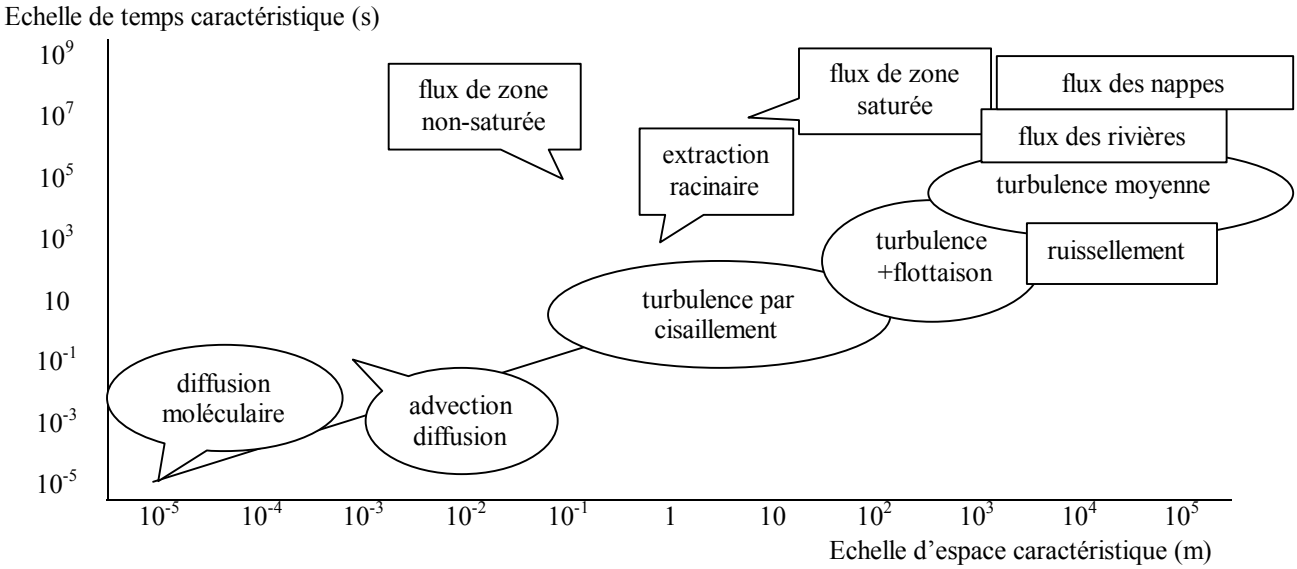


Figure 1.3.1 : diagramme espace-temps des échelles caractéristiques des principaux processus météorologiques (bulles arrondies) et hydrologiques (bulles rectangulaires)

Cette figure très schématique pourrait bien évidemment être détaillée, à la fois en subdivision et en précision de l'extension réelle du phénomène, par exemple par une distribution spectrale représentée par des lignes de niveau. Par exemple, le terme « ruisselleme nt » regroupe à la fois des mécanismes ponctuels, comme le ruissellement par excès d'infiltration, et étendus, comme le ruissellement par excès de saturation qui nécessite une surface minimale du bassin versant pour être effective. Comme on peut le voir sur la Figure 1.3.1, certains processus opérant à des échelles différentes sont quasiment alignés sur des droites de pente positive. Cette observation suggère un rapport stable entre les échelles spatiales et temporelles d'un processus donné, traduit par la notion de « vitesse caractéristique » (Bloeschl et Sivapalan, 1995) : de l'ordre de 10 m/s pour les phénomènes atmosphériques, 1 m/s pour les transferts dans les chenaux et, disons, 0,1 m/s pour le ruissellement de sub-surface. Lorsque la courbe reliant les différents points ou zones pour lesquels un processus donné est effectif est proche d'une droite, on peut supposer que le processus de grande échelle correspond à la somme des effets du même processus à plus petite échelle. On dit que le processus « s'agrège » de manière linéaire. Si au contraire la courbe s'incurve vers le bas (accélération du processus avec l'accroissement de l'échelle d'espace, e.g. les processus atmosphériques) ou vers le haut (ralentissement du processus, e.g. le ruissellement dans le cas où une fraction se réinfiltre un peu plus loin) le processus s'agrège de façon non-linéaire. Dans ce dernier cas, à quelle échelle aborder le processus en question ? Doit-on se soucier de la diversité des processus élémentaires le composant ? Ou bien doit-on garder une description simple sensée représenter le comportement du système aux échelles qui nous intéressent, quelle que soit la troncature spatiale et temporelle que l'on est obligé d'introduire ?

Ces dernières années, le problème de transfe rt d'échelle a fait l'objet de nombreuses recherches, souvent suscitées par une demande de réponse à des questions concrètes touchant à la ressource en eau ou aux impacts des changements climatiques par exemple. En effet, les mécanismes physiques sont en général connus à une échelle locale, où leur observation est possible. Des modèles ont pu être développés permettant de les reproduire de manière satisfaisante (e.g. la génération du ruissellement sur un versant, les transferts d'eau et d'énergie dans une culture). Cependant, lorsque la demande concerne par exemple le débit à l'exutoire d'un bassin versant, la disponibilité des ressources en eau dans ce même bassin ou des grandeurs permettant de valider les sorties de modèles de circulation générale (MCGs), il faut trouver un moyen de passer de l'échelle locale (i.e. l'échelle de la connaissance) à la grande

échelle (i.e. l'échelle intéressante en pratique) tout en tenant compte de la variabilité spatiale et temporelle des conditions de surface. On parle alors d'agrégation de l'information à petite échelle vers la grande échelle.

A l'inverse, dans le cadre de l'exploitation des résultats obtenus par les MCGs sur le changement climatique, on dispose des prédictions de ces modèles sur des mailles de l'ordre de la dizaine de milliers de km ^{2}. Si on veut utiliser cette information pour des études d'impact local ou régional sur la ressource en eau ou le rendement des cultures par exemple, il faut désagréger cette information à grande échelle vers l'échelle locale.

Les paragraphes qui suivent donnent un bref aperçu des méthodes de transfert d'échelle employées en hydrologie et en météorologie, et résument une sorte de « paradigme » du changement d'échelle tel qu'il s'exprime dans ces deux disciplines. Le lecteur est renvoyé aux deux principales synthèses sur le sujet, Bloeschl et Sivapalan (1995) pour l'hydrologie, et Raupach et Finnigan (1995) pour la météorologie.

En modélisation, décrire un processus revient à suivre une méthode assez classique consistant à (i) sélectionner un ensemble de phénomènes (observations), (ii) élaborer un schéma analytique représentant au mieux ces observations (modèle) puis (iii) appliquer ce modèle de façon plus étendue sur d'autres jeux de données (application). Ces différentes étapes font donc intervenir 4 types d'échelles:

- l'échelle naturelle du processus (c'est à dire l'échelle ou l'ensemble d'échelles participant au mécanisme)
- l'échelle d'observation du processus (c'est à dire l'échelle à laquelle sont recueillies les informations relatives à ses manifestations)
- l'échelle de modélisation du processus (c'est à dire l'échelle à laquelle un ensemble d'entrées numériques sont combinées avec un schéma numérique ou analytique pour produire un jeu de sorties)
- l'échelle d'application du modèle, (dans le cas où ce modèle a valeur prédictive), un même schéma analytique ou numérique pouvant être utilisé avec un jeu de données observées à une échelle différente de celle qui a servi à sa calibration ou sa validation.

1.3.2. Hétérogénéité, variabilité et transferts d'échelle

Les problèmes de transfert d'échelle et la description de la variabilité ou de l'hétérogénéité de la biosphère continentale sont liés. Cependant, hétérogénéité (par exemple

d'un type de couvert à un autre) et variabilité (par exemple à l'intérieur d'un même type de couvert) influencent les conditions des processus à une échelle donnée, (conditions initiales, conditions aux limites, paramètres physiques etc) plutôt que les processus eux-mêmes. L'appréhension d'un phénomène à des échelles différentes (le pore, la feuille, la plante, le couvert, le paysage, la région…) intègre les notions de hiérarchie des processus dont l'existence peut être prépondérante à une échelle donnée et totalement négligeable à une autre, ainsi que les multiples causes et manifestations des processus eux-mêmes, dont l'existence peut être prépondérante à une échelle et totalement négligeable à une autre.

Les deux types de problèmes ont donc été étudiés conjointement ces dernières années à partir de descriptions simples des processus et de modèles dont la valeur prédictive a déjà été établie à de multiples occasions (Eagleson, 1978a-h).

Pour ces problèmes d'échelle, les « hydrologues » (je regroupe abusivement sous cette dénomination les personnes plutôt intéressées par les interactions pluie-débit) et les « météorologues » (les personnes qui s'intéressent plus particulièrement aux flux turbulents générés dans la couche limite atmosphérique) commencent à établir une base de travail commune (essentiellement un vocabulaire et un énoncé communs des changements d'échelle) et tentent de faire converger les techniques employées pour décrire les changements d'échelle.

Pour l'hydrologue comme pour le météorologue, valider les théories de passage à l'échelle supérieure signifie deux choses :

- utiliser des quantités intégrées sur un domaine, comme par exemple: le débit à l'exutoire (intégration horizontale des écoulements latéraux générés localement) et l'évaporation régionale (intégration verticale des flux turbulents générés localement). Puisque ces deux types de transfert d'échelle font, au minimum, intervenir un même ensemble de caractéristiques variables de la surface, i.e. l'état hydrique, les propriétés hydrauliques et la rugosité du couvert végétal, il est préférable d'associer les deux exercices, c'est à dire de conserver un système couplé lors de l'élaboration des stratégies de changement d'échelle.
- vérifier que la conservation des quantités conservatives (la masse, l'énergie….) est respectée par l'algorithme de transfert d'échelle.

Pour revenir sur la notion d'échelle, on peut faire un parallèle entre la structuration des différentes échelles citées à la fin du paragraphe 1.3.1 concernant la superposition (espace) et

la simultanéité (temps) des processus. L'échelle d'observation est différente de l'échelle naturelle, mais constitue à la fois notre échelle de départ (calibration du modèle) et d'arrivée (sa validation). Le travail à l'échelle d'observation implique un échantillonnage et un filtrage par rapport à l'échelle naturelle (et en particulier de distinguer autour de l'échelle représentative du processus ses manifestations à l'échelle inférieure, i.e. le bruit, ou à l'échelle supérieure, i.e. la tendance). L'adéquation entre échelle d'observation et l'échelle naturelle, d'une part, et l'adéquation entre l'échelle d'observation et l'échelle de la modélisation, d'autre part, correspondent à deux problématiques distinctes: la première concerne l'échantillonnage et la stratégie expérimentale, ce qui n'est pas notre propos ici. La seconde tente de réduire l'écart entre l'échelle à laquelle les paramètres d'entrée et les conditions limites d'un modèle sont évaluées et celle à laquelle ces paramètres et conditions limites sont requises.

Une fois sélectionnée l'échelle d'observation, il convient de définir un certain nombre de descriptifs liant les manifestations au processus qui leur a donné naissance (Tableau 1.3.1). On distingue classiquement l'homogénéité ou l'hétérogénéité du système naturel, c'est à dire la coexistence dans le domaine de zones séparées par des discontinuités (parcellaire agricole, failles géologiques etc). Pour les espaces homogènes, la variabilité de la surface peut être périodique (et dans ce cas le système est dit « organisé ») ou au contraire aléatoire (espace « désorganisé »).

<table>
<tr><td rowspan="2">Hétérogène</td><td>Discontinu</td><td rowspan="2">Organisé</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Homogène</td><td>Périodique ou déterministe</td></tr>
<tr><td>Aléatoire</td><td>Désorganisé</td></tr>
</table>

Tableau 1.3.1 : relation entre les différents descripteurs de variabilité à une échelle donnée

Dans un premier temps on peut considérer la notion d'homogénéité ou d'hétérogénéité du domaine d'étude. Afin de déterminer une frontière à laquelle l'hétérogénéité observable localement (par exemple un parcellaire agricole, représenté comme une mosaïque hétérogène de surfaces homogènes) se dilue dans une variabilité à plus grande échelle (le paysage), Wood et al. (1988) ont introduit le concept « d'aire élémentaire représentative » (Representative Elementary Area) : « The REA is a critical area at which implicit continuum assum ptions can be used without knowledge of the patterns of paramater values, although some knowledge of

the underlying distributions may still be necessary ». Cette surface élémentaire permet de définir une base de travail réaliste pour le changement d'échelle. Cela revient à traiter une « mosaïque » de surfaces homogènes vue de loin comme une unique zone homogène statistiquement (i.e. appliquer notamment les hypothèses de stationnarité). En d'autres termes, lorsque l'échelle d'observation augmente, et donc le nombre de pixels hétérogènes, il existe un seuil au delà duquel les diverses densités de probabilité des descripteurs de la surface se rapprochent de courbes continues unimodales bien qu'elles représentent une myriade de pixels fortement hétérogènes qui, par petits groupes, ont des densités de probabilités multimodales et discontinues (Figure 1.3.2).

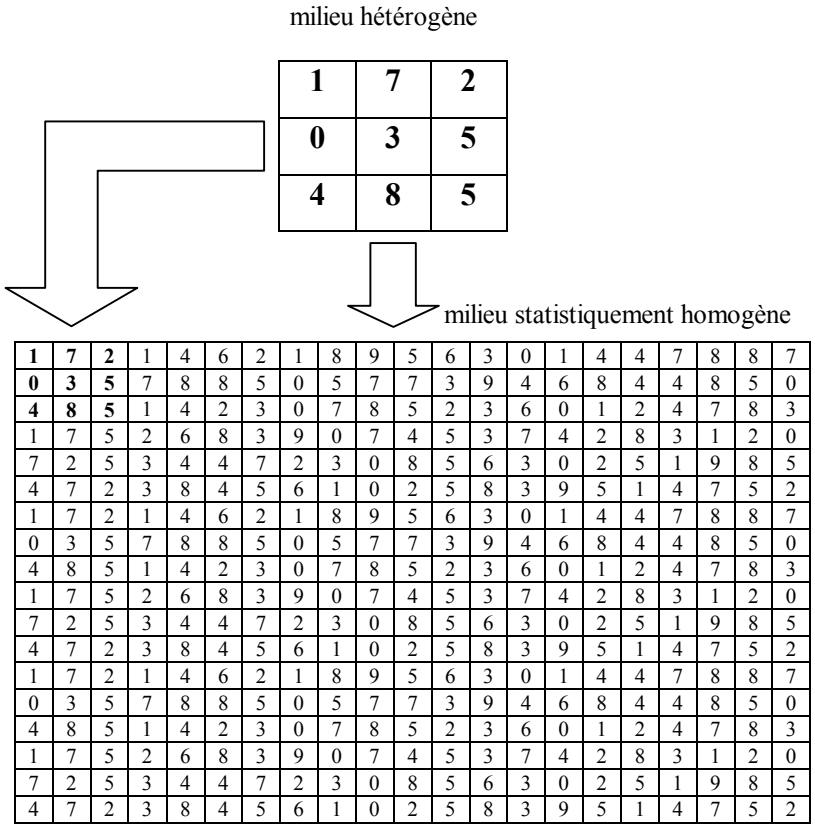


Figure 1.3.2 : mosaïque hétérogène et homogénéisation à plus grande échelle : L'élément de surface représentatif (REA)

Outre le degré d'homogénéité, on peut essayer de rechercher un degré d'organisation du domaine d'étude. Sur ce sujet, Grayson et al. (1997) parlent (à propos de sols duplex d'Australie, c'est à dire de sols organisés en deux horizons de pédologie très contrastée) «d'état préférentiel » de distribution de la teneur en eau des sols. Ils distinguent un état organisé (l'état après la pluie, liée à hydrologie) en séquences topographiques, et un état

désorganisé (après le redistribution de l'eau dans les sol après une pluie par exemple, révélant la variabilité des autres paramètres, et notamment des propriétés hydrauliques du sol). Cette alternance de contrôles (contrôle topo-hydrographique pour l'état organisé, et contrôle bio-pédographique pour l'état désorganisé) met en évidence le lien existant entre la variabilité présentée par le ruissellement (issue des processus hydrologiques, mais déterminant les conditions initiales de variabilité pour les météorologues) et celle présentée par l'évaporation (issue des processus météorologiques, mais intéressant les conditions initiales utilisées par l'hydrologue).

Le degré de continuité du domaine est une dernière caractéristique de l'organisation spatiale du processus. Lorsque l'on s'intéresse à un domaine fortement discontinu (un parcellaire agricole par exemple) les frontières imposent un cadre strict à notre modélisation et c'est à l'intérieur de ce cadre que doivent être élaborées et appliquées toutes les règles de transfert d'échelle, comme le précise le truisme de Raupach et Finnigan (1995) : «fluids flow and mix, but physical boundaries stay where they are ».

Toutes ces définitions ont bien sûr leur équivalent dans le domaine temporel, même si la variabilité temporelle apparaît au second plan de ce travail. Pour ce qui est de la continuité du processus observé par exemple, il appartient au modélisateur de définir la durée de vie ou l'extension spatiale des processus intermittents ou localisés, la période des processus périodiques et la longueur de corrélation des processus possédant une échelle d'intégration. Pour ce qui est de « l'homogénéité », et bien qu'une « période représentative élémentaire » puisse être définie en référence à une période « d'homogénéisation » des processus dans le temps, la notion d' « aire représentative élémentaire » n'a pas d'équivalent usuel, car la résolution temporelle d'intégration des modèles est bien souvent meilleure que celle de l'espace d'intégration. En hydrologie cependant, elle pourrait être définie comme la durée d'intégration minimale pour laquelle les différents flux émis par la surface se compensent pour conserver une teneur en eau moyenne d'équilibre. Cette période dépend de l'importance des rétroactions négatives (Kim et al., 1997) des flux sur eux-mêmes par le biais de cette teneur en eau : plus la teneur est élevée plus le drainage (ou l'évaporation ou le ruissellement) est important, et plus la teneur en eau diminue. Pour finir, le transfert d'échelle temporelle est souvent occulté au profit des problèmes de transferts d'échelle spatiale, autrement dit la spatialisation. Mais il existe aussi pour le domaine temporel, que ce soit en agrégation ou en désagrégation : en désagrégation pour passer par exemple d'une pluie simulée par un MCG au

pas de temps de 20 minutes à une pluie intéressante pour l'hydrologue qui peut être de la minute pour les épisodes convectifs, ou en agrégation pour passer d'un hyétogramme très précis à une pluie moyenne à l'échelle de l'événement pluvieux (cf. chapitre 2.2.2. où ce problème est posé par la nature même du schéma de modélisation).

1.3. 3. Stratégies de spatialisation

1.3.3.1. Approche "mosaïque" et recherche de paramètres représentatifs

Comme nous l'avons défini précédemment, on appelle "agrégation" la production de valeurs régionales à partir d'une information locale et "désagrégation" la procédure inverse. On peut distinguer deux stratégies pour y arriver.

- dans l'approche dite « mosaïque », le domaine d'étude est divisé en "mailles" sur lesquelles le modèle est appliqué. Le résultat régional est obtenu par somme pondérée des contributions de chaque "maille", en suivant la règle de conservation des flux. A noter que la "maille" définie plus haut peut être une maille géographique (Figure 1.3.3) pour laquelle on peut définir des paramètres (approche déterministe) ou bien représenter une portion de la fonction de densité de probabilité d'un paramètre (approche stochastique). Ainsi, l'analyse statistique utilise la fonction de distribution de probabilité des paramètres d'entrée du modèle pour déduire (analytiquement, comme dans le cas d'Eagleson, 1978, ou numériquement, comme dans le cas d'Avissar, 1995) la distribution des sorties du modèle.

- l'autre approche consiste à définir des paramètres représentatifs du domaine d'étude , soit à partir de leur distribution géographique, soit à partir de leur distribution statistique. Il suffit alors d'une seule simulation pour obtenir la valeur régionale issue du modèle.

Pour l'évaluation des paramètres, conditions initiales ou aux limites nécessaires au fonctionnement du modèle, on peut utiliser les informations disponibles caractérisant le milieu

Quelle que soit la méthode d'agrégation-désagrégation retenue, deux niveaux d'information relative à un ensemble de points ou de surfaces élémentaires (pixels) déterminant la variabilité d'un paramètre sont envisageables (Figure 1.3.3): si la position de

cette information dans l'espace à trois dimensions est cruciale pour la modélisation du processus, l'ensemble distribué de façon déterministe doit être conservé tel quel ou filtré en fonction de la complexité désirée. Si au contraire la position dans le paysage importe peu dans la description du processus, une distribution stochastique de l'information, i.e. le calcul de la fonction de densité de probabilité correspondante (*fdp*) est suffisante pour appréhender la variabilité des sorties du modèle.

Par exemple, Milly et Eagleson (1987) expriment la fonction de probabilité multivariable et l'espérance mathématique du vecteur p des paramètres d'entrée en fonction de la densité de probabilité *fdp* de la loi normale :

$$fdp(p) = (2\pi)^{3/2} |Q|^{1/2} e^{-\frac{1}{2}(p-E[p])^T Q^{-1}(p-E[p])} \tag{1.3.1}$$

$$E[p] = \int p \cdot fdp(p) \cdot dp \tag{1.3.2}$$

Où $Q = E\left[(p - E[p])(p - E[p])^T\right]$ est la matrice de variance covariance, E l'espérance mathématique, et p=ln(y) si y est un paramètre distribué de manière log-normale.

Cette méthode a été abondamment employée en Sciences du sol pour décrire la variabilité de la porosité ou du paramètre de forme de la courbe de retention (en utilisant classiquement une loi normale) ainsi que celle des autres paramètres d'échelle ou de forme des caractéristiques hydrodynamiques du sol (en utilisant classiquement une loi log-normale). Il a été montré notamment que pour une texture particulière, l'écart type de la loi centrée normale correspondante pour la conductivité à saturation est de l'ordre de 0,4 à 1,2. Pour l'ensemble des textures elle est de l'ordre de 2 à 3 (Milly et Eagleson, 1987 ; Braud, 1998, Braud et al., 1995a).

Par ailleurs, les différents paramètres peuvent être indépendants, auquel cas leur variabilité spatiale doit être prise en compte séparément, ou au contraire fortement corrélés entre eux, et dans ce cas les variations d'un des facteurs du milieu peuvent être reliées soit à un facteur dit de « référence » à choisir parmi les facteurs dont la variabilité est la plus significative (par exemple le contenu en eau maximal du modèle VIC), soit à un facteur artificiel construit à partir de plusieurs facteurs, et qui sert de support à l'ensemble des variabilités (par exemple les indices topo-hydrographiques du modèle TOPMODEL).

Dans le cas des modèles (tels que le VIC ou TOPMODEL) qui tiennent compte explicitement de la variabilité spatiale à l'intérieur de leur formulation, les problèmes d'agrégation ne se posent pas de la même façon. Pour le VIC, le calcul de la recharge du bassin, ou du ruissellement à l'exutoire se fait directement, i.e. sans agrégation, grâce à un indicateur régional (la courbe de répartition des capacités de stockage), et le résultat obtenu pour le bassin doit être ensuite « désagrégé » sur la distribution de l'indicateur. L'agrégation de l'information a alors lieu en amont du modèle lorsque l'utilisateur spécifie les caractéristiques mathématiques de la courbe de répartition. Pour la version originale de TOPMODEL, il y a un aller et retour à chaque pas de temps entre l'estimation des variables d'état (le déficit de saturation) correspondant aux valeurs locales et régionales de l'indice hydro-topographique (agrégation du ruissellement puis désagrégation de la recharge). L'agrégation et la désagrégation ont alors lieu de façon simultanée au cours de la simulation, et non pas seulement en entrée (amont) et en sortie (aval) du modèle.

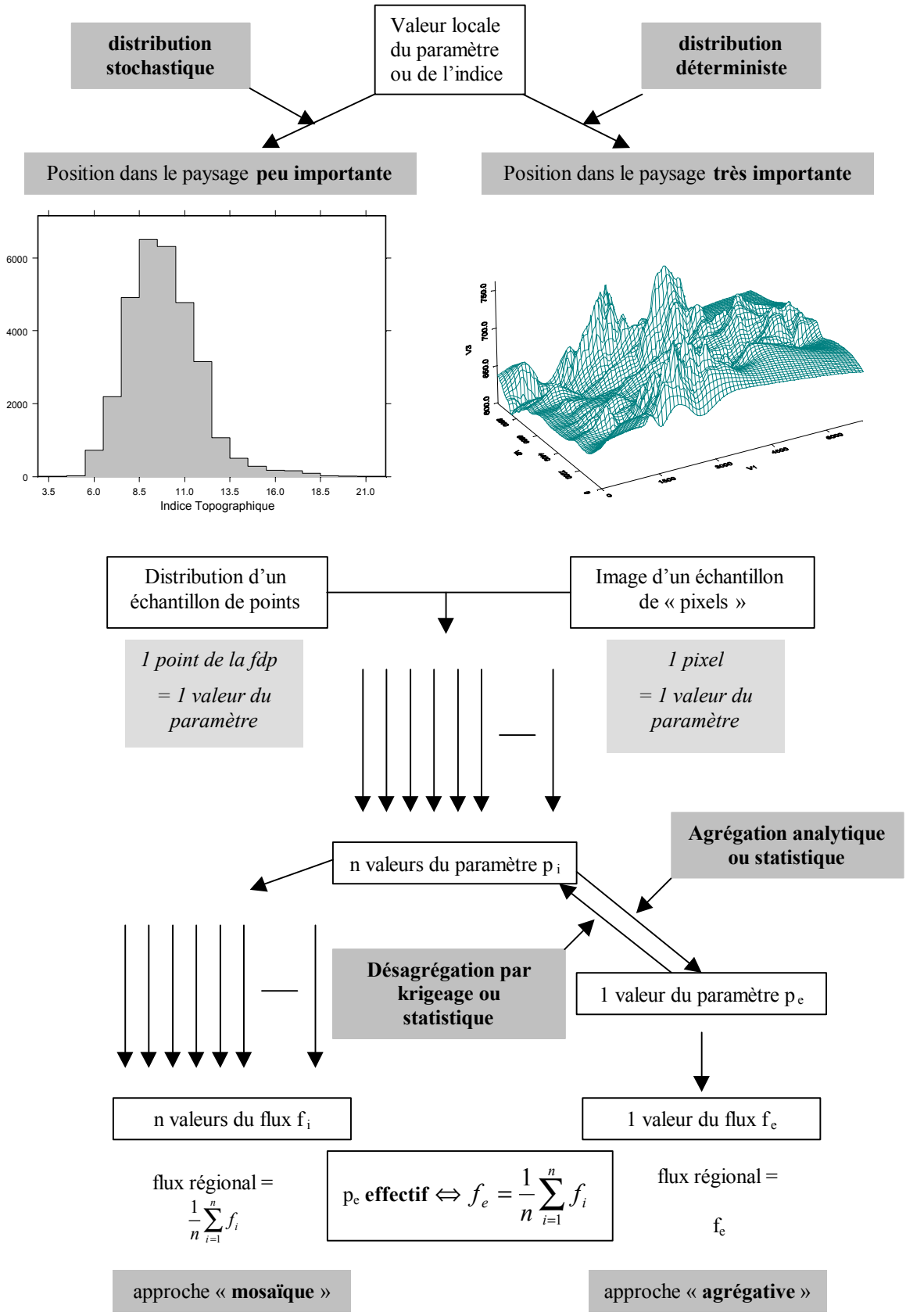


Figure 1.3.3 : Stratégies de distribution/agrégation de l'information

1.3.3.2. Les techniques dimensionnelles

Une des techniques couramment utilisée en régionalisation des processus est l'analyse dimensionnelle. A l'origine, les techniques dimensionnelles ont été introduites pour obtenir une solution partielle d'un problème physique qui ne peut être résolu de manière explicite. Il s'agit plus généralement de regrouper l'information caractéristique d'une échelle donnée sous forme de nombres sans dimension liés ou non par une même relation mathématique (lien logique, relation empirique ou loi physique). La quantité dimensionnelle caractéristique de l'échelle considérée servant de pondération à la variable d'état dimensionnelle est le facteur d'échelle, c'est à dire «un facteur de conversion liant les caractéristiques d'un système aux caractéristiques correspondantes d'un autre [système]» (Tillotson et Nielsen, 1984). Il est donc possible de lier les comportements de deux systèmes d'échelle caractéristique différente s'ils sont « similaires », i.e. s'ils obéissent aux mêmes relations adimensionnelles. L'analyse dimensionnelle revient donc à chercher toutes les relations de similarité qui pourraient exister entre deux systémes donnés, et dans notre cas deux échelles (transfert d'échelle) ou deux domaines (régionalisation) différents. Des exemples d'application existent aussi bien en sciences du sol (e.g. Miller and Miller, 1956), en météorologie (e.g. Monin-Obhukhof, 1954) qu'en hydrologie (e.g. Sivapalan et al., 1987).

Trois types de similitude sont définis en fonction de la nature du facteur d'échelle :

- La similitude géométrique (lorsque le facteur d'échelle a une longueur pour dimension)
- La similitude cinématique (lorsque le facteur d'échelle est l'équivalent d'une vitesse)
- La similitude dynamique (lorsque le facteur d'échelle représente une force)

De même, il existe trois types de méthodes pour obtenir les facteurs d'échelle :

- L'analyse dimensionnelle est utilisée lorsque les lois physiques qui régissent le système ne sont pas connues ; il s'agit de séparer les variables en classes dimensionnelles et de chercher des liens logiques entre ces classes.
- La normalisation fonctionnelle consiste en une analyse regressionnelle entre grandeurs adimensionnelles.
- L'analyse inspectionnelle est employée toutes les fois où les lois physiques sont connues mais ne possèdent pas de solutions analytiques. L'analyse inspectionnelle s'appuie sur le postulat de Birkhoff (1960) : «l'invariance d'une loi physique à travers

une série de transferts d'échelle implique l'invariance de toutes les conséquences de cette loi à travers les mêmes transferts ». Ce postulat justifie l'utilisation d'une même solution analytique sans dimension d'un problème à l'échelle désirée même si cette solution a été élaborée ailleurs.

Nous verrons au cours de ce travail un exemple de similitude géométrique et un exemple de similitude dynamique, ainsi que deux exemples d'application de ces similitudes.

1.3.4. Retour sur la notion de paramètres représentatifs

Tout modèle fait intervenir a priori trois types de données d'entrée: les conditions limites et initiales, les variables d'état et les paramètres du milieu. Leur transfert d'une échelle à une autre dépend de la nature de la variable considérée.

Pour qu'elles soient transférables d'une échelle supérieure à une échelle inférieure, les conditions limites doivent être définies à un niveau dit de « mélange » :

- pour le sol il s'agit de la profondeur de la zone saturée, supposée connectée de manière dynamique entre deux points d'un même bassin.
- pour l'atmosphère il s'agit de la « hauteur de mélange » (blending height), qui correspond à la hauteur de convergence des flux. De nombreuses approximations de cette hauteur existent, et un exemple classique est $h_b \ln(h_b/z_{om})=2\kappa^2 X$, où X est la dimension horizontale caractéristique des éléments de la surface hétérogène. Gao (1995) a montré que les flux calculés avec le forçage désagrégé montraient moins de variabilité que ceux calculés à partir du forçage agrégé, et ceci grâce en partie aux effets régulateurs des rétrocontrôles locaux.

Pour les paramètres de surface, Raupach (1995) a suggéré deux règles pratiques, émis un postulat et démontré une loi de transfert d'échelle.

Soit f la fonction reliant les sorties *out* du modèle aux entrées *in*: $out = f(in)$. Le problème du transfert d'échelle revient à établir une relation entre *out*, *in*, et f et leurs correspondants *OUT*, *IN* et F à une échelle supérieure. Le point de départ de la démonstration de Raupach (1995) est l'équation de conservation d'un scalaire C quelconque:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + U \cdot \nabla C = -\nabla \cdot f_C \qquad (1.3.3)$$

où U est la vitesse de convection du milieu et fc la densité de flux du scalaire C

Soit R un volume d'intégration compris entre deux surfaces, S_A surface atmosphérique formant une bulle autours de la surface S_B (Figure 1.3.4) que constitue l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. Si l'on intègre l'équation précédente sur le volume ainsi défini, nous avons alors (d'après la loi de la divergence) :

$$\frac{\partial}{\partial t}\iiint_R C dx = \iint_{S_A} U_n C dS + \iint_{S_A} f_{C\,n} dS + \iint_{S_B} f_{C\,n} dS \qquad (1.3.4)$$

où l'indice n signifie «vecteur normal à la surface ».

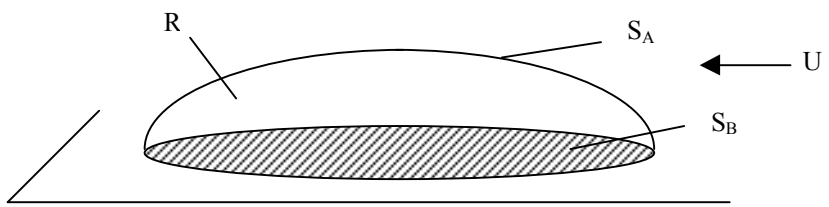


Figure 1.3.4 : définition du volume d'intégration de l'équation de conservation

Le premier terme du membre de droite de cette égalité correspond à l'advection, le deuxième à la divergence des flux, et le troisième à la densité de flux régionale F_C :

$$F_C = \frac{1}{S_B}\iint_{S_B} f_C dS = \sum_{i=1}^{n} a_i f_i \qquad (1.3.5)$$

La conservation nos permet donc de définir la première règle des transferts d'échelle :

$$F_C = \sum_{i=1}^{n} a_i f_i \qquad (1.3.6)$$

A cette « loi de conservation des flux » (« flux matching rule ») vient s'ajouter un postulat, dit de « conservation de la complexité » (« conservation of complication ») : Lorsque l'on transfère un schéma analytique d'une échelle à une autre il faut garder le même niveau de complexité de description du processus ; ceci implique donc que lorsque l'on s'intéresse à des échelles de plus en plus grandes il faut négliger un nombre de plus en plus important de détails et ne conserver par exemple que les processus dominants.

A cette loi et ce postulat s'ajoutent deux règles issues de considérations plus pratiques :

- le schéma analytique est le même pour deux échelles adjacentes : $f=F$

Cette règle a trois avantages pratiques:

1- F est l'analogue à grande échelle de f, justifiée plus rigoureusement à cette échelle.
2- Les paramètres de F et ceux de f peuvent être interprétés de la même manière à petite et à grande échelle.
3- La règle de conservation de la complexité est satisfaite puisque la complexité est la même à plusieurs échelles (cela revient à sélectionner les processus prépondérants quelle que soit l'échelle, et estimer les paramètres régionaux équivalents à ceux de plus petite échelle). Cette règle n'est bien sur réaliste que dans le cas où le processus s'agrège de manière quasi-linéaire autour de deux échelles adjacentes, c'est à dire, pour revenir au paragraphe 1.3.1, lorsque la courbe caractéristique du processus dans le diagramme espace-temps est dérivable entre les deux échelles considérées et donc continue par morceaux.

Cette règle a un avantage pratique majeur : il est rare en effet de pouvoir élaborer un modèle caractéristique d'une échelle donnée si l'on ne dispose pas de cadre conceptuel ou d'un réseau d'observations acquises à cette échelle. La solution la plus simple consiste alors à rechercher le modèle calibré ou validé à l'échelle la plus proche et de restreindre la problématique du changement d'échelle à un transfert de paramètres ou de conditions limites ou initiales.

Si l'on combine cette règle et la « flux matching rule », l'ensemble de la variabilité des processus de surface se trouve condensée dans l'évaluation des paramètres à l'échelle désirée, et nous avons alors un cadre analytique permettant de relier les paramètres d'une échelle à une autre :

$$F_C = f\left(p_{régional}\right) = \sum_{i=1}^{n} a_i f\left(p_{local}\right) \qquad (1.3.7)$$

Selon que l'on aborde la résolution de cette équation sous un angle stochastique ou sous un angle déterministe, nous pouvons définir deux types de paramètres relatifs aux grandes échelles $p_{régional}$:

- Un paramètre équivalent est un paramètre d'un milieu homogène fictif générant les mêmes flux qu'un milieu hétérogène.
- Un paramètre effectif est un paramètre d'un milieu statistiquement homogène (c'est à dire un milieu ne présentant qu'une variabilité) à grande échelle.

- par définition, p_e est un paramètre équivalent ssi $f(p_e) = \sum_{i=1}^{n} a_i f(p_i)$

où a_i est la fraction de surface à l'origine du flux $f(p_i)$.

- par définition, p_e est un paramètre effectif ssi $f(p_e) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(p) fdp(p) dp$

où fdp est la fonction de densité de probabilité de p.

Dans la littérature, les deux termes sont utilisés sans distinction, car leur définition répond de fait au même critère, et la recherche de leur valeur se conduit selon les mêmes algorithmes et méthodes: dans les cas où une forme discrétisée de la fdp est utilisée, les deux définitions ci-dessus se ramènent à une seule, et pour n intervalles équiprobables nous avons $a_i = 1 \ \forall i \in \aleph \cap [1, n]$

Ces définitions impliquent de plus que si f est linéaire en p la moyenne arithmétique du paramètre est *de facto* effective.

- Dans le cas où la solution déterministe nous intéresse, l'équation $f(p_e) = \sum_{i=1}^{n} a_i f(p_i)$ possède a priori un nombre infini de solutions « satisfaisantes » mathématiquement. En supposant que chaque terme soit lié à une propriété ou un phénomène physique identifiable, la solution obtenue en égalisant terme à terme les sommations de l'équation est une solution « raisonnable » du problème à traiter, tant du point de vue de la signification physique de la solution que de la simplicité du calcul pour y parvenir.

L'équation $f(p_e) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} f(p_i)$ a été étudiée pour des modèles analytiques simples (généralement ceux de modèles mono-couche mono-source, et essentiellement la formulation de Penman-Monteith, Monteith, 1965). Il s'agissait d'abord d'un exercice théorique qui évaluait des paramètres effectifs parmi les paramètres transitoires variables aux très courts pas de temps, telles que les résistances (Blyth et al., 1993, Dolman, 1992, Lhomme, 1992, Mc Naughton, 1994, Raupach, 1995, Raupach et Finnigan, 1995), ce qui limitait les applications pratiques (la réévaluation des paramètres effectifs à chaque pas de temps ayant un coût numérique similaire à celui d'une approche mosaïque).

Cet exercice a évolué dans le champs opérationnel avec des applications en régionalisation des flux à partir de paramètres relativement constants, tout du moins à l'échelle de la journée (Arain et al., 1996, 1997, Shuttleworth et al. 1997). Si f est analytiquement complexe ou numérique, il devient difficile voire impossible de dériver p_e. Les formulations de paramètres à variations essentiellement saisonnières sont représentées dans le tableau 1.3.2.

Paramètre à agréger	Distribution déterministe	Distribution stochastique
Hauteur de déplacement Albédo et émissivité Indice de couverture foliaire	$d_e = \sum_i a_i d_i$ $\alpha_e = \sum_i a_i \alpha_i$ et $\varepsilon_e = \sum_i a_i \varepsilon_i$ $LAI_e = \sum_i a_i LAI_i$	Moyenne arithmétique
Résistance stomatique minimale	$\frac{1}{r_{s\min e}} = \sum_i \frac{a_i}{r_{s\min i}}$	Moyenne harmonique
Conductivité hydraulique	$\ln K_e = \sum_i a_i \ln K_i$	Moyenne géométrique
Longueur de rugosité	$\ln^{-2}\left(\frac{h_b - d_e}{z_{ome}}\right) = \sum_i a_i \ln^{-2}\left(\frac{h_b - d_i}{z_{omi}}\right)$ ou, si $d_i << h_b$ $\ln^{-2}\left(z_{ome}^{-1}\right) = \sum_i a_i \ln^{-2}\left(z_{omi}^{-1}\right)$	Moyenne complexe

Tableau 1.3.2 : exemples de formulation de paramètres effectifs ou équivalents : expressions simplifiées à évaluer en début de simulation (indice e : effectif, indice i : local)

Quelques règles plus complexes établies à partir d'un développement de la formule de Penman-Monteith (Monteith, 1965) sont indiquées dans le Tableau 1.3.3. La formule est développée à partir de l'équation du bilan d'énergie :

$$Rn = H + Le + G \tag{1.3.8}$$

Où :

$$Rn = (1-\alpha)Rg + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \tag{1.3.9}$$

(α est l'albédo, Rg le rayonnement solaire incident, ε_a l'émissivité de l'air, σ la constante de Stefan-Boltzman, T_a la température de l'air, ε_s l'émissivité et T_s la température de la surface)

$$H = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_a} \tag{1.3.10}$$

$$Le = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_s) - e_a}{r_a + r_s} \tag{1.3.11}$$

(où ρ est la densité de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante, γ la constante psychrométrique, r_a la résistance aérodynamique entre la surface et z_a, et r_s la résistance de surface.

Après linéarisation par rapport à la dif férence de température entre la surface et l'air, nous obtenons les équations de flux du Tableau 1.3.3.

	Expressions analytiques	Conservation terme à terme
Flux : Φ_a énergie « isotherme » LE flux de chaleur latente H flux de chaleur sensible	$LE = \frac{M_a r_H \Phi_a + \lambda_a}{r_{tot}}$ $H = \frac{r_a}{r_H} \frac{r_E \Phi_a - \lambda_a}{r_{tot}}$ (local ou régional)	Bilan (local ou régional): $\Phi_a = LE + \frac{r_a}{r_H} H$ soit $\Phi_{ae} = \sum_i a_i \Phi_{ai}$
Résistances : r_{tot} résistance totale r_r résistance « radiative » r_a résistance aérodynamique r_s résistance stomatique	$r_{toti} = M_a r_{Hi} + r_{Ei}$ $r_{Ei} = r_{ai} + r_{si}$ $r_{Hi} = \left(\frac{1}{r_{ai}} + \frac{1}{r_{ri}}\right)^{-1}$ (local seul : indices i)	$\frac{1}{r_{tote}} = \sum_i \frac{a_i}{r_{toti}}$ $\frac{1}{r_{ae}} = \frac{r_{tote}}{\Phi_{ae}} \sum_i \frac{a_i \Phi_{ai} r_{ai}}{r_{toti}}$ $\frac{1}{r_{se}} = \frac{r_{tote}}{\Phi_{ae}} \sum_i \frac{a_i \Phi_{ai} r_{si}}{r_{toti}}$

Tableau 1.3.3 : résistances effectives transitoires d'après Raupach et Finnigan, 1995

(où $\Phi_a = (1-\alpha)R_g - G + (\varepsilon_s - \varepsilon_a)\sigma T_a^4$, $r_r = \dfrac{\rho c_p}{4\varepsilon_s \sigma T_a^3}$, $\lambda_a = \dfrac{\rho c_p D_a}{\gamma}$, $\mathrm{M}_a = \dfrac{\rho c_p \Delta}{\gamma}$,

$\Delta = \left.\dfrac{de_{sat}}{dT}\right|_{T_a}$ est la dérivée de la pression de vapeur saturante à la température de l'air T_a, et

$D_a = e_{sat}(T_a) - e_a$ est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de référence, i.e. la différence entre la pression de vapeur à saturation et la pression de vapeur effective de l'air à la hauteur z_a)

Les expressions des flux (locaux et régionaux, cellule du haut) et des résistances (locales, cellule du bas) sont indiquées dans la colonne de gauche. Les règles d'agrégation reliant les forçages radiatifs (et ses paramètres tels que l'émissivité et l'albédo, cellule du haut) ou les résistances aérodynamiques, de surface et totales (cellule du bas) sont indiquées dans la colonne de droite. Là encore les résistances dépendent du forçage atmosphérique et sont donc exprimées de manière transitoire.

D'autres règles similaires seront présentées au chapitre 4.2 pour l'application spécifique au schéma simplifié SVATsimple décrit au chapitre 2.2.2.

Enfin, Kim et al. (1997) proposent une méthode de calcul du vecteur des paramètres équivalents d'un espace à n dimensions dans le cas où la loi d'égalisation des flux s'appliquent, c'est à dire lorsque la sortie du modèle est un flux de scalaire conservatif. Si l'on développe au premier ordre autour de *E[p]* la définition du paramètre effectif ($E[f] = f(p_e)$), nous avons :

$$E[f] \cong f(E[p]) + \left.\frac{\partial f}{\partial p}\right|_{E[p]} (p_e - E[p]) \qquad (1.3.12)$$

De même, en développant *f* autour de E[p] :

$$E[f] \cong f(E[p]) + \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n} \left.\frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j}\right|_{E[p]} Q_{ij} \qquad (1.3.13)$$

où Q est la matrice de variance-covariance.

Soit :

$$p_e \cong E[p] + \left(\left. \frac{\partial f}{\partial p} \right|_{E[p]} \right)^{-1} \cdot \left(\frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} \sum_{j=1}^{n} \left. \frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j} \right|_{E[p]} Q_{ij} \right) \tag{1.3.14}$$

Puisque f et p doivent être de même dimension n, cette méthode nécessite l'évaluation de n flux indépendants évalués pour la moyenne du vecteur p. En pratique, les flux indépendants sont au nombre de trois: le ruissellement, le flux de drainage et le flux d'évaporation. Le nombre de paramètres effectifs que l'on peut en déduire est donc très faible.

1.4. Conclusion

Ce chapitre introductif était destiné à un « état de l'art » bibliographique des formalismes couramment employés pour décrire les échanges de masse et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère et des principales méthodologies de transfert de l'information de l'échelle locale à l'échelle régionale (démarche ascendante) ou de l'échelle régionale vers l'échelle locale (démarche descendante). Les formalismes ont été présentés par ordre croissant de complexité, depuis les modèles très simples destinés essentiellement au couplage avec les Modèles de Circulation Générale jusqu'aux modèles plus complexes à utilisation locale. La présentation de la problématique des transferts d'échelle a fait émerger deux grands types d'approches : une approche statistique (ou « stochastique »), qui s'appuie sur un échantillon de points, et une approche déterministe (ou « mosaïque ») qui s'appuie sur une mosaïque de surfaces élémentaires. Ella a permis de redéfinir la notion de paramètre effectif, qui sera utilisée tout au long de ce travail, et d'introduire quelques techniques de coalescence de variables telles que les techniques dimensionnelles que nous reverrons aussi par la suite. Nous allons maintenant présenter les outils de modélisation et les jeux de données spécifiques à ce travail.

2. Données et modèles

Nous allons maintenant présenter les données et les outils de modélisation qui ont servi de base à ce travail. Les données expérimentales ont été collectées à l'échelle du bassin versant pour deux bassins de zone aride, celui de Lockyersleigh (Australie) et celui du San Pedro (Mexique). Les outils de la modélisation sont SiSPAT, un modèle TSVA mécaniste et relativement complexe, et SVATsimple, une paramétrisation plus simple dédiée aux applications de type spatialisation ou assimilation des données issues de la télédétection.

2.1. Données expérimentales

Les données expérimentales seront rassemblées en trois grandes catégories: les données relatives au forçage atmosphérique qui seront imposées tout au long de ce travail, les paramètres du sol (paramètres géométriques et hydrodynamiques) et enfin les données relatives à la végétation. Pour le bassin versant de Lockyersleigh, les données s'étalent sur une longue période (437 jours) tandis que pour le bassin du San Pedro il s'agit d'un étude à l'échelle de la saison voir infra-saisonnière.

2.1.1. « Regional Evaporation Project » : le bassin versant de Lockyersleigh

2.1.1.1. Contexte de l'étude

Les objectifs de cette expérience étaient i) de développer des techniques pour estimer l'évaporation journalière à partir de données télédétectées et des mesures de météorologie standard et ii) de développer un modèle de gestion de bassin versant pour prédire l'effet des changements de couverture végétale ou de pratique pastorale sur les différents termes du bilan hydrologique.

Le bassin versant de Lockyersleigh (Figure 2.1.1, 34°41'30S 149°55'00E, 27 km ^{2}) appartient au district de Goulburn-Marulan à 160 km au sud-ouest de Sydney, dans les plateaux sud des Nouvelles Galles du Sud (Australie). Le climat est sec-sub-humide d'après la classification de l'ONU (un rapport entre les précipitations annuelles et l'évaporation potentielle annuelle compris entre 0,51 et 0,65, e.g. UNEP/GRID Sioux Falls, 1992), avec une saisonnalité marquée de l'énergie incidente et de la distribution des intensités des

précipitations, présentes toute l'année. La bassin est soumis à des tendances continentales (pour les températures froides de l'hiver) et méditerranéennes (pour les précipitations orageuses estivales).

En ce qui concerne l'usage agricole et la répartition de la végétation, 30% de la superficie du bassin (coïncidant avec la partie supérieure) est couverte d'une forêt ouverte d'eucalyptus, et les 70% restants forment un pâturage d'élevage mixte extensif comprenant un mélange d'herbes natives et introduites. Du point de vue hydrographique, le bassin possède un cours d'eau temporaire se déversant dans la rivière Wollondilly. Son relief est peu marqué, et les altitudes s'étalent entre 600 m et 762 m au dessus du niveau moyen des mers. Enfin, du point de vue pédologique, les sols sont duplex avec un horizon A sableux de 30 à 50 cm d'épaisseur passant sans transition à un horizon B argileux qui recouvre un substratum granitique (pour les 70% du bassin situés en amont) ou sédimentaire (pour les 30% situés en aval).

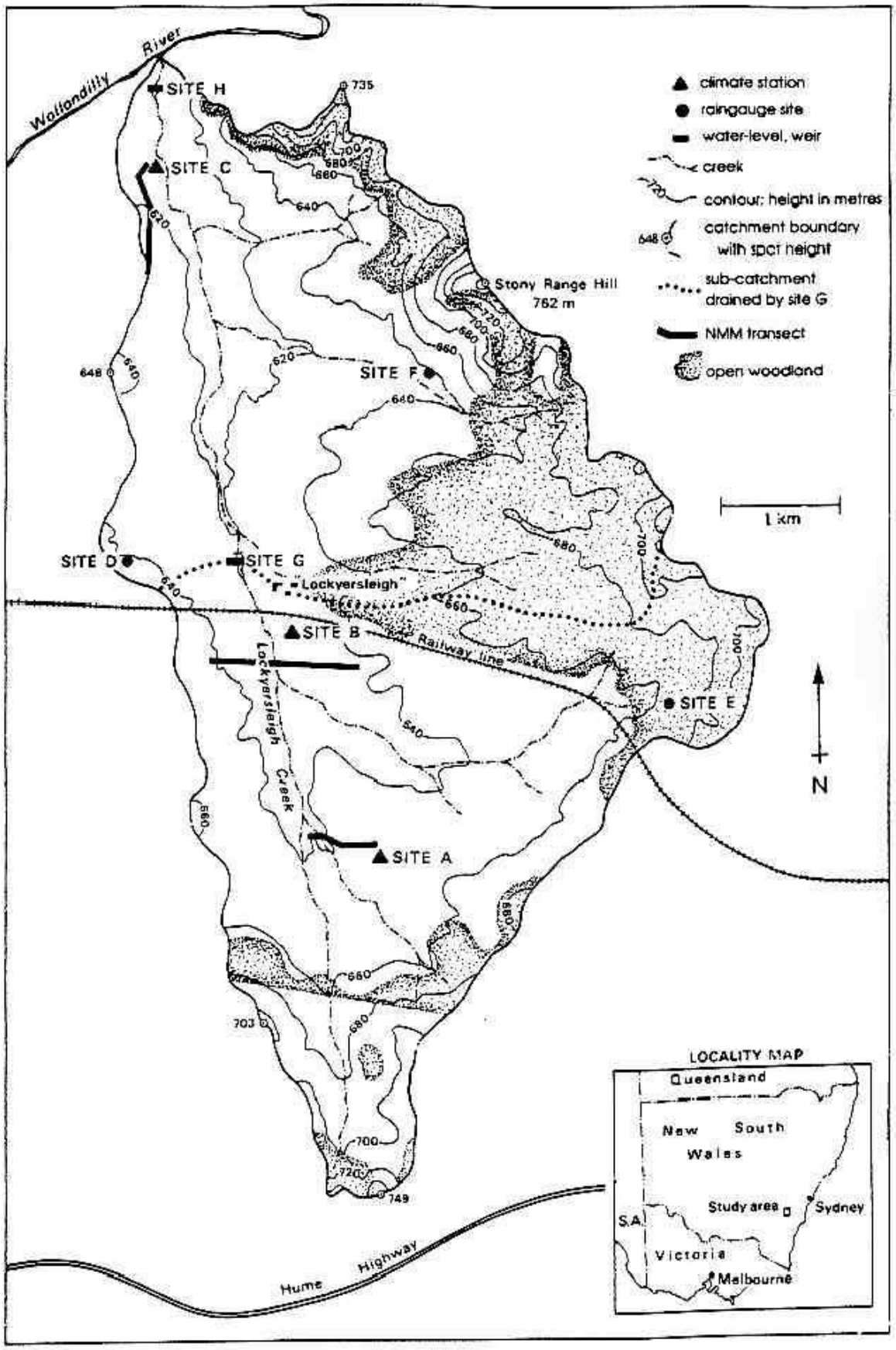


Figure 2.1.1 : localisation et description du bassin versant de Lockyersleigh

2.1.1.2. Dispositif expérimental

L'ensemble du dispositif expérimental est décrit dans Kalma et al., 1987, Alksnis et al., 1989, Alksnis et al., 1990 et Daniel et al., 1994. Il comprend les sites suivants (notés sur la Figure 1) :

- trois stations climatiques classiques ont été installées sur la zone de pâture (notées A, B et C sur la Figure 2.1.1) et sont représentatives d'une zone de fetch (i.e. la zone dont on peut supposer que les flux mesurés à la hauteur de référence sont issus) comprise dans un rayon de 400 m autour de chaque station. Les informations relatives à l'instrumentation de ces stations sont disponibles dans le Tableau 2.1.1.

	Grandeur mesurée	Appareil, hauteur/profondeur de la mesure
Forçage atmosphérique	Température de l'air T_a Radiation globale Rg Humidité de l'air h_u Vitesse et direction du vent u_a Pluie P	Thermistance Pt Solarimètre Kipp™ à 1,5 m Psychromètre à thermistance Pt à 1 et 2,5 m Anémomètre mécanique Gill ™ à 2 m Pluviomètre à augets
Autres mesures	Température radiative du couvert T_s Température du sol Humidité du sol Radiation nette Rn Flux turbulents H et LE Flux de chaleur dans le sol G Débit de la rivière	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 3 m Thermistances Humidimètre neutronique Campbell ™ Radiomètre Net Swissteco™ à 1,5 m Méthode du Rapport de Bowen Plaques de Middleton™ à 2 cm Débitmètre en V

Tableau 2.1.1 : dispositif expérimental, Regional Evaporation Project

L'évolution inter-saisonnière des principales composantes journalières du forçage atmosphérique utilisé pour ce travail (rayonnement solaire incident, température de l'air, humidité de l'air et vitesse du vent) est indiquée sur la Figure 2.1.2. Les précipitations journalières sont indiquées sur la Figure 2.1.6 ci-après. Le début de la période coïncide avec le milieu de l'hiver (Juillet 1988), et elle s'achève à la fin de l'hiver suivant (Septembre 1989). Par commodité, la date est indiquée en Jour Julien sans remise à zéro lors du passage de 1988 à 1989. La vitesse du vent est beaucoup plus importante et l'humidité de l'air plus faible en hiver qu'en été.

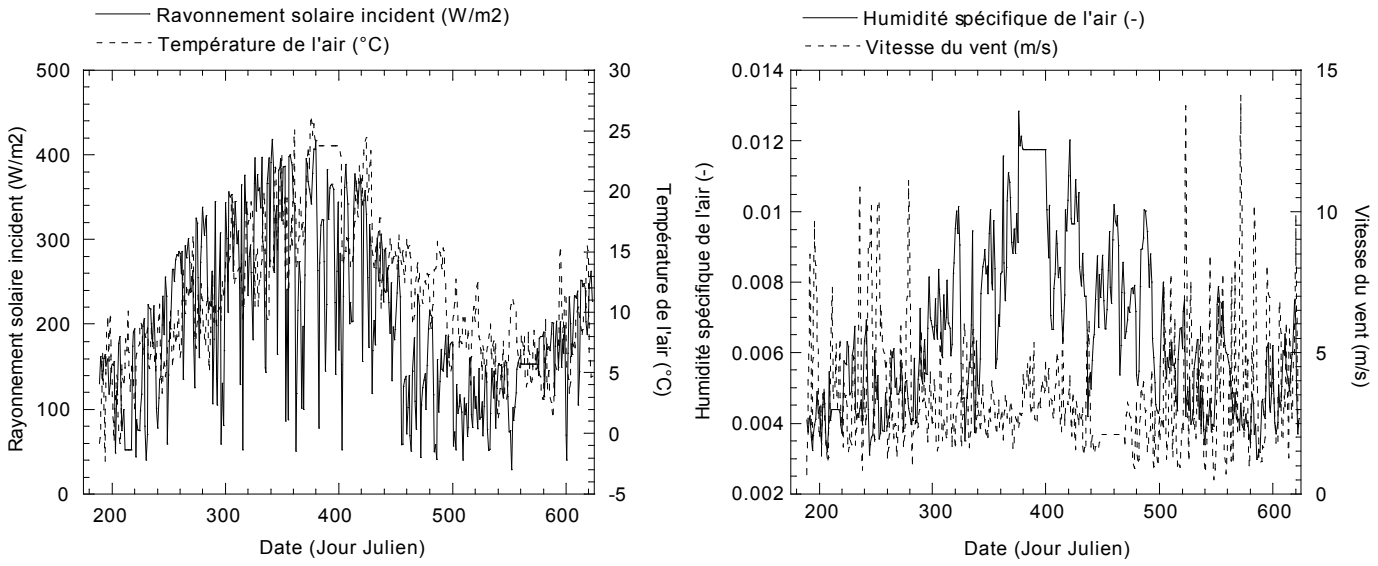


Figure 2.1.2 : évolution intersaisonnière du forçage atmosphérique

- un réseau de 44 tubes d'accès pour la sonde à neutrons répartis en 3 transects transversaux près des stations climatiques (notés par des segments en trait plein sur la Figure 2.1.1). Leur profondeur maximale est variable et l'on suppose que le fond du tube correspond au substratum. La différence entre le stock maximal observé pour chaque tube à partir de l'intégration de la teneur en eau mesurée sur toute la longueur du tube $(stock_{max})_i$ et sa valeur stock minimal $(stock_{min})_i$ fournit une estimation locale de la capacité de stockage (Chopart et Vauclin, 1990). Le maximum de la capacité pour l'ensemble des 41 tubes disponibles lors de la période de calibration, 268 mm permet de normaliser la capacité en l'indice de stockage $s = \frac{(stock_{\max})_{tube}}{(stock_{\max})_{\max}}$ déjà mentionné au chapitre 1.2. En classant les 41 tubes par ordre croissant d'indice, nous obtenons une courbe de répartition de type Xinanjang (Figure 2.1.3b) :

$$F_S(s) = 1 - \left(\frac{1-s}{1-s_{\min}} \right)^{\beta_x} \qquad (2.1.1)$$

la courbe de Xinanjang ajustée aux observations a pour paramètres s_{min}=0,28 et β_x=4. L'évolution de l'humidité volumique est illustrée sur la Figure 2.1.4 pour deux tubes de capacité de stockage moyenne et maximale respectivement. Pour les tubes de capacité de

stockage faible ou moyenne (à gauche), les variations de teneur en eau affectent seulement les 40 premiers centimètres, tandis que pour les tubes de large capacité (à droite), toutes les profondeurs sont affectées.

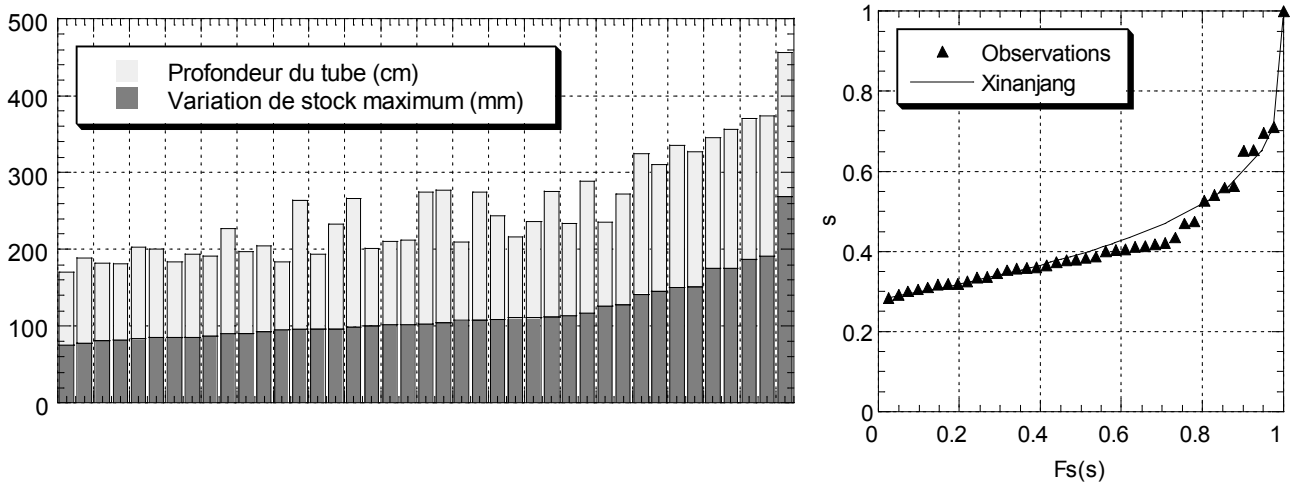


Figure 2.1.3a : histogrammes empilés de profondeur totale (en cm) et de variation maximale du stock (en mm) pour chacun des 41 tubes ayant fonctionné pendant les 4 ans de l'expérience, et

Figure 2.1.3b : fonction de répartition (en abscisses) de la variable centrée-réduite s observée et la courbe de Xianjang ajustée (β_x=4) aux observations. La valeur de s_{min} a été déterminée à partir des variations maximale (268 mm) et minimale (76 mm) du stock : s_{min}=76/268=0,28.

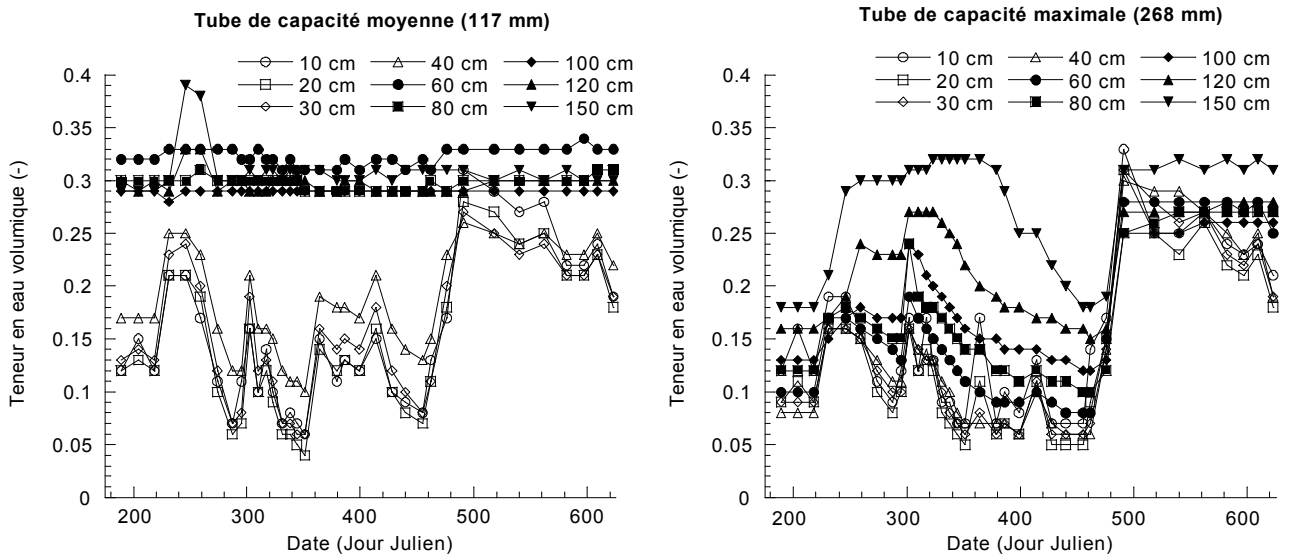


Figure 2.1.4 : évolution intersaisonnière de l'humidité volumique pour deux tubes d'accès

(mesurée par humidimétrie neutronique à différentes profondeurs et pour deux tubes : un tube de capacité de stockage moyenne et le tube de capacité de stockage maximale)

- deux stations de mesure de débit, une au milieu du bassin et une à l'exutoire (notées G et H sur la Figure 2.1.1) fournissent une évaluation journalière de la lame ruisselée.

2.1.1.3. Caractéristiques du sol

Deux sources de données caractérisant le sol ont été utilisées dans ce mémoire :

- des données in-situ en nombre restreint, sensées représenter les valeurs moyennes des caractéristiques du sol à travers le bassin (Tableau 2.1.2a).
- des données tirées d'une étude régionale menée conjointement par le département de conservation et de gestion des ressources terrestres des Nouvelles Galles du Sud et la division d'étude des sols du CSIRO (Geeves et al., 1995), sensées représenter la variabilité de ces caractéristiques pour 78 sites sélectionnés dans la « ceinture du blé » des Nouvelles Galles du Sud et le nord de l'état du Victoria. Puisque ces sites représentent des pratiques d'utilisation tant agricole que pastorale, on peut s'attendre à surestimer la variabilité du bassin de Lockyersleigh, exclusivement destiné au pâturage (Tableau 2.1.2b).

2.1.1.4. Caractéristiques de la végétation

Les données concernant la végétation ont été collectées sous deux formes : la biomasse verte et l'indice de surface foliaire *LAI*. Quelques mesures sporadiques sont disponibles tout au long de l'expérience, et l'interpolation temporelle est assurée par un modèle de croissance de la végétation, GrassGro (Moore et al., 1997). La Figure 2.1.5 indique la relation linéaire établie entre la biomasse et le *LAI*, et la Figure 2.1.6 indique l'évolution temporelle du *LAI* moyen déduite des variations de biomasse simulées par le modèle de fonctionnement du pâturage. On peut voir notamment la réponse de la croissance aux premières pluies importantes de printemps et la repousse au milieu de l'automne. La courbe correspondante de biomasse sèche augmente de façon conjointe en début d'été lorsque la végétation fane et diminue progressivement jusqu'au milieu de l'automne. A noter l'événement du jour 122 de l'année 1988 (jour 487 sans remise à zéro) marqué par un cumul de près de 80 mm en une seule journée.

(a) Lockyersleigh	n	minimum	maximum	moyenne	médiane	écart_type
Stock maximum (mm)	35	76	268	120	108	41
z_{sable} (cm)	33	20	130	45	40	24
θ_{sat} (cm^3/cm^3)	36	0,32	0,48	0,39	0,38	0,04
θ_{res} (cm^3/cm^3)	1		-	0,02		-
K_{sat} (m/s)	1		-	5×10^{-6}		-
ψVG (m)	1		-	0,10		-
m_{VG} (-)	1		-	0,23		-

(b) Geeves *et al. (1995)*	n	minimum	maximum	Moyenne	médiane	écart-type
z_{sable} (cm)	49	10	50	33	30	-
θ_{sat} (cm^3/cm^3)	72	0,30	0,56	0,39	0,38	0,04
θ_{res} (cm^3/cm^3)	46	0,16	0,01	0,02	0,0	0,04
K_{sat} (m/s)	46	3×10^{-6}	36.6×10^{-5}	27×10^{-5}	8.8×10^{-5}	66.1×10^{-5}
ψVG (m)	46	0,00	0,82	0,15	0,10	0,17
m_{VG} (-)	46	0,07	0,35	0,16	0,14	0,06

Tableau 2.1.2 : descripteurs statistiques (taille de l'échantillon n; minimum, maximum, moyenne médiane, écart-type σ) des propriétés de l'horizon sablo-limoneux (a) mesurées à Lockyersleigh et (b) dérivées des données de Geeves *et al.* (1995) pour la région des plateaux des Nouvelles Galles du Sud.

θ_{sat} (cm^3/cm^3)	θ_{res} (cm^3/cm^3)	K_{sat} (m/s)	ψVG (m)	m_{VG} (-)
0,40	0,07	5×10^{-8}	0,15	0,23

Tableau 2.1.3 : caractéristiques de l'horizon argileux en dessous de l'horizon sablo-limoneux

Le *LAI* de la forêt ouverte a été calculé à partir de photos aériennes et de mesures in-situ en observant une densité moyenne de 150 arbres par hectare et un taux de couverture d'environ 20 m^2 par pied. L'accroissement de *LAI* dû aux arbres dans la zone de forêt ouverte est de l'ordre de 0,3.

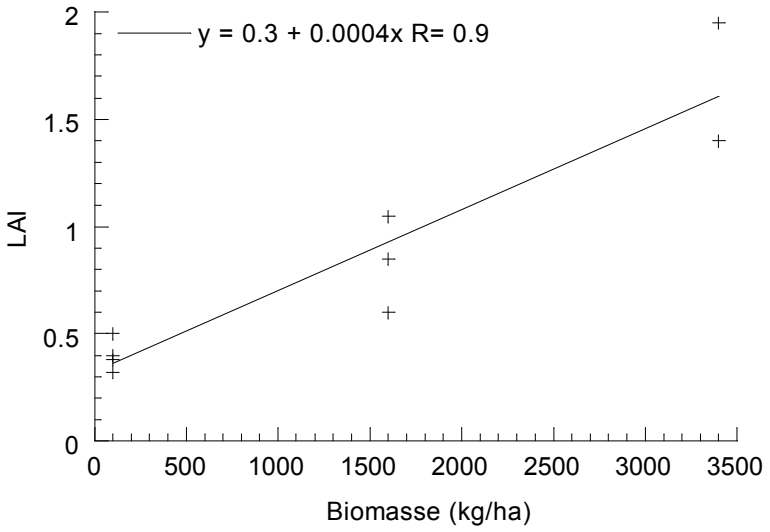


Figure 2.1.5 : relation entre le LAI et la biomasse

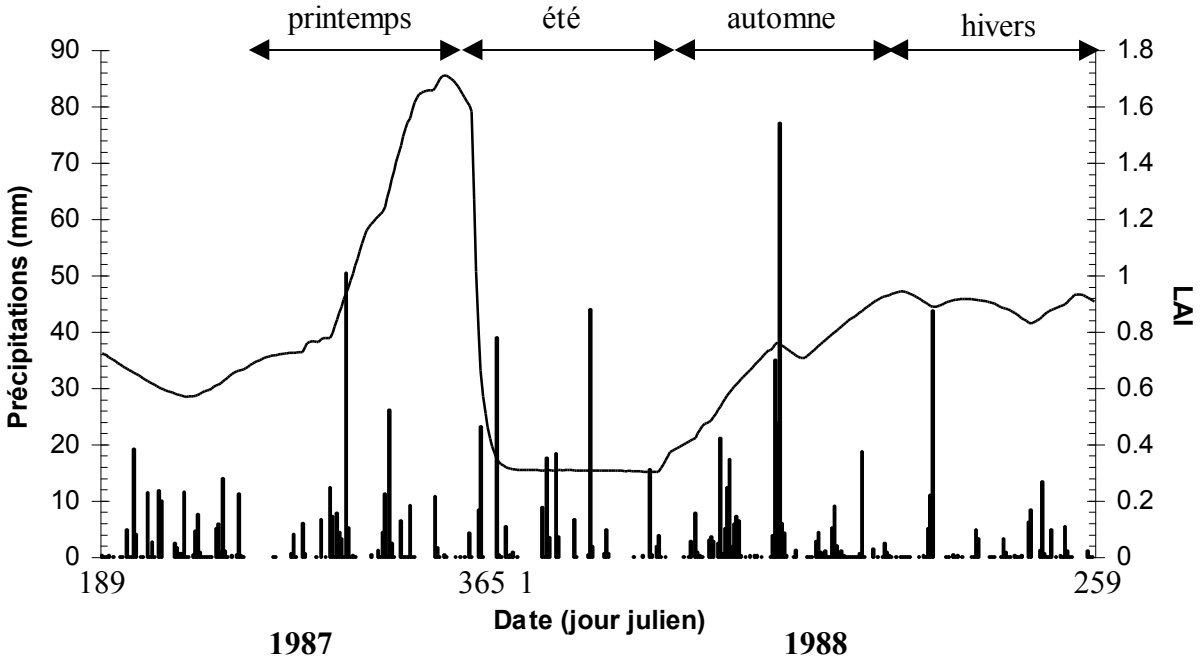


Figure 2.1.6 : évolution saisonnière du LAI en 1987 et 1988 et précipitations journalières

2.1.1.5. Données distribuées et aéroportées

Les données distribuées sont de deux types :

- une cartographie détaillée du bassin (modèle numérique de terrain au pas d'espace de 50m et une carte de végétation) permettant de séparer les points de couverture végétal herbacée (type 1) de ceux de couverture arborée (type 2) et d'élaborer une cartographie de l'indice topographique « statique » $I_{topo} = Ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right)$ où a_i est l'aire drainée située en amont, et β_i la pente au point où est calculé l'indice (diagrammes en haut de la Figure 2.1.7)

- une séries de mesures aéroportées (diagrammes en bas de la Figure 2.1.7):

Dans le cadre de la troisième période d'observation intensive du projet « évaporation régionale » des mesures aéroportées de flux (*Rn*, *H*, *LE*) de température de surface T_S, d'albédo α et d'indice de végétation *NDVI* (Normalised Differential Vegetation Index) ont été acquises les 17, 19 et 20 Mars 1993 à l'aide de l'avion de l'institut de recherche atmosphérique et océanographique de l'université de Flinders (Kraus et al., 1990). Deux plans de vols ont été suivis successivement:

- une combinaison de nombreux vols au-dessus de cibles représentatives des deux types de couvert (herbe et forêt ouverte)
- une succession de vols couvrant l'intégralité du bassin en suivant une grille Nord-Sud Est-Ouest entre 11 :20 et 12 :50 heures locales. L'espacement entre les traces au sol est d'environ 500 m d'Est en Ouest, et l'altitude de vol est comprise entre 25 et 35 m au-dessus du sol.

L'indice *NDVI* est égal à l'écart entre les reflectances des domaines spectraux correspondant à l'infra-rouge et au rouge respectivement, normalisé par leur somme et exprimé en pourcentage.

La cohérence et la pertinence de ces données sont discutées au chapitre 4.1

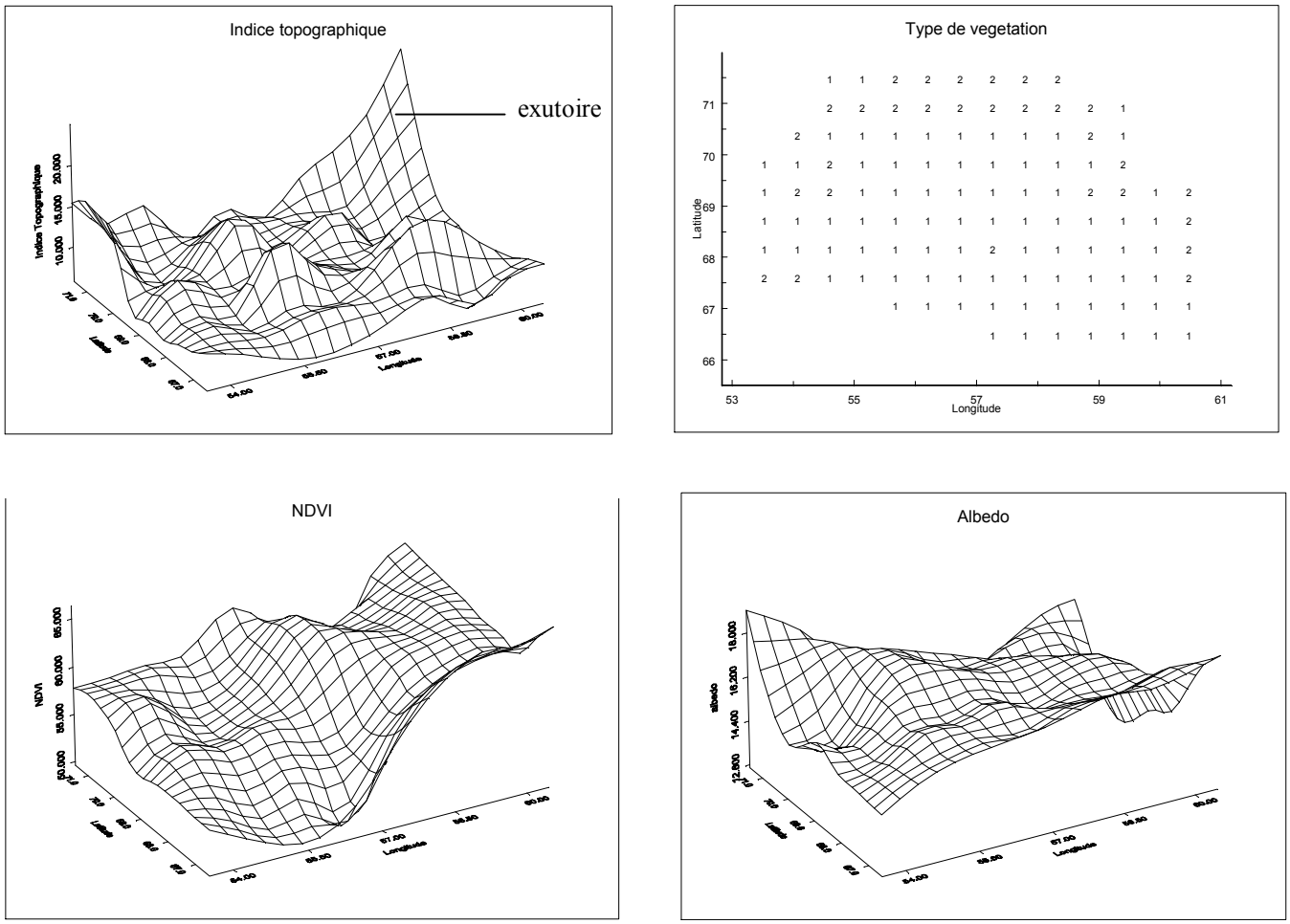


Figure 2.1.7 : données aéroportées et données distribuées

(indice topographique, type de végétation, NDVI et albédo)

2.1.2. MONSOON'90 et SALSA : le bassin versant du San Pedro

2.1.2.1. Contexte de l'étude

Le bassin du San Pedro est situé de part et d'autre de la frontière entre l'Arizona (USA) et le Sonora (Mexique). Il couvre 12000 km^2 de semi-désert à une altitude moyenne de 1300 m au dessus du niveau de la mer. La région d'étude appartient à une bande de 50 km de large allongée du nord au sud sur 150 km. Le climat est semi-aride avec une mousson d'été fournissant les trois quarts des précipitations annuelles (qui sont comprises entre 250 et 500 mm par an). Un corridor riparien longe le San Pedro, et la végétation en dehors de ce corridor est constituée de pâturages anthropisés et de surfaces dégradées envahies par des arbustes (essentiellement le Mezquite) ou des buissons (notamment le Créosote).

Deux expériences ayant pour cadre la vallée du San Pedro ont été menées successivement :

- MONSOON'90 : l'objectif principal de cette expérience associant des mesures au sol et des données de télédétection aéroportées et satellitales était d'évaluer l'utilisation des données télédétectées de façon couplée avec les modèles de surface tels que les modèles de fonctionnement de la végétation, les modèles de transferts radiatif, les modèles hydrologiques et les modèles de transferts Sol-Végétation-Atmosphère.

La zone d'étude de MONSOON'90 est le sous-bassin de Walnut Gulch (150 km^2) situé du côté américain (31°43'N, 110°W). Le site qui nous intéresse plus particulièrement est le site numéro 1, nommé Lucky-Hills.

- SALSA : l'objectif de SALSA est de comprendre, modéliser et prédire les conséquences d'un changement naturel et anthropique sur le fonctionnement hydrologique et écologique du bassin aux échelles de l'événement, de la saison, de l'année et de la décennie. L'expérience a démarré en 1995 et se poursuit actuellement.

La zone d'étude de SALSA est une zone rectangulaire incluant l'ensemble du bassin du San Pedro et servant de support à la modélisation atmosphérique régionale à l'aide du modèle climatique de méso-échelle RAMS (Regional Atmospheric Modeling System). Elle comporte des sites-atelier dédiés au fonctionnement du corridor riparien (la zone de conservation côté

Arizona) et aux processus de dégradation (pâturages et zone d'invasion des mezquites du côté mexicain).

Le site qui nous intéresse dans ce mémoire est le site de pâture, situé près du village de Zapata (31°1'N, 110°5'E)

La localisation des sites-atelier est indiquée sur la Figure 2.1.8.

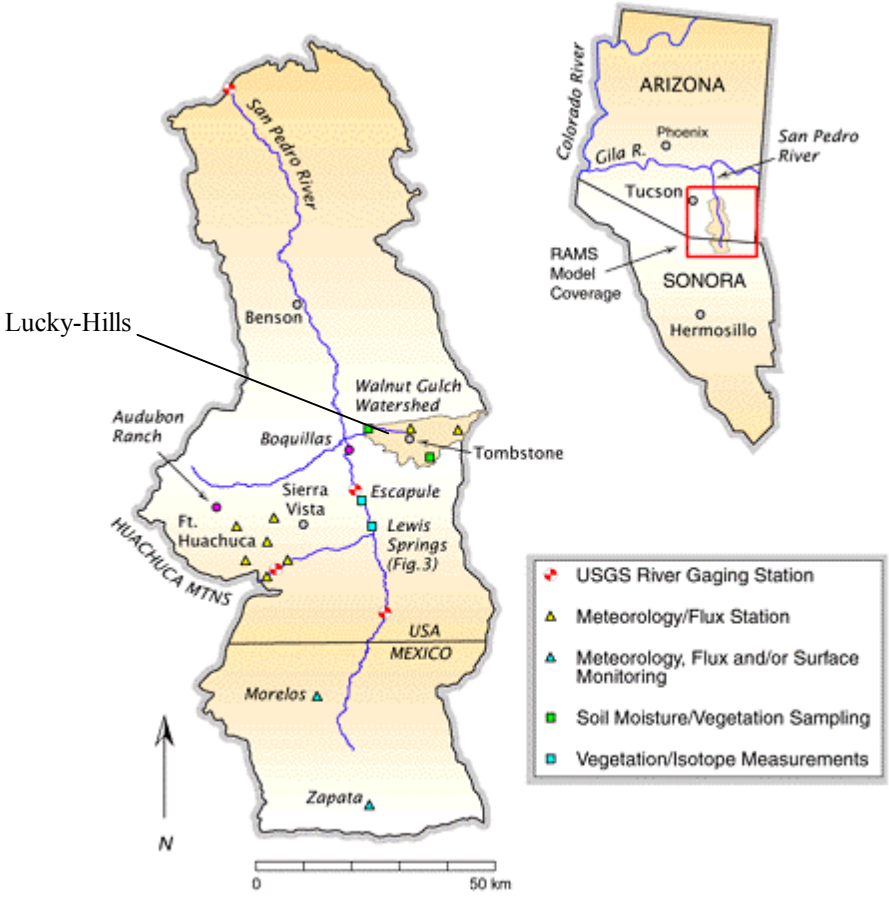


Figure 2.1.8 : localisation des différents sites des expériences SALSA et MONSOON'90

2.1.2.2. Dispositif expérime ntal

Les deux sites qui nous intéressent sont équipés chacun d'une station micro-météorologique standard installée sur une surface de couvert homogène. Le dispositif installé à Lucky-Hills est décrit dans le Tableau 2.1.4 et celui de Zapata dans le Tableau 2.1.5.

	Grandeur mesurée	Appareil, hauteur/profondeur de la mesure
Forçage atmosphérique	Température de l'air T_a Radiation globale Rg Humidité de l'air h_u Vitesse et direction du vent u_a Pluie Pl	Thermocouple à réponse rapide, à 2 m Solarimètre Eppley™ à 1,5 m Hygromètre à krypton à 2m Anémomètre sonic à 2 m Pluviomètre à augets
Autres mesures	Température radiative du couvert T_s Température du sol Humidité du sol Radiation nette Rn Flux turbulents H et LE Flux de chaleur dans le sol G	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 2 m, 3° Radiomètre infra-rouge Everest™ à 2 m, 15° Mesures gravimètriques Radiomètre Net REBS™ Q6 à 1,7 m ROVEC eddy correlation system (à 2m) Plaques MELCOR™ à 2 cm

Tableau 2.1.4: dispositif instrumental sur le site de Lucky-Hills

	Grandeur mesurée	Appareil, hauteur/profondeur de la mesure
Forçage atmosphérique	Température de l'air T_{rad} Radiation globale Rg Humidité de l'air h_u Vitesse et direction du vent u_a Pluie Pl	Thermocouple à réponse rapide à 6,8 m Solarimètre Kipp™ à 1,5 m Analyseur Infra-rouge LI-COR™ à 6,8 m Anémomètre sonic Gill™ à 2 m Pluviomètre à augets Cambell™
Autres mesures	Température radiative du couvert T_{rad} Température du sol Humidité du sol Humidité de surface intégrée Radiation nette Rn Flux turbulents H et LE Flux de chaleur dans le sol G	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 3 m Thermistances Campbell ™ Sonde TDR Campbell™ (jusqu'à 30cm) Sonde résistive ThetaProbe™ (0 à 6 cm) Radiomètre Net REBS™ Q6 et Q7 à 1,7 m Station eddy correlation EDISOL™ Plaques Campbell™ à 1,5 cm environ

Tableau 2.1.5: dispositif expérimental sur le site de Zapata

Les caractéristiques des valeurs journalières des différentes composantes du forçage atmosphérique pour Zapata sont indiquées dans le Tableau 2.1.6. Les précipitations journalières sont indiquées sur la Figure 2.1.9.

(valeurs journalières)	Rayonnement solaire (W/m^2)	Température de l'air (°C)	Humidité spécifique de l'air (-)	Vitesse du vent (m/s)
Moyenne	234 262	22,7 22,6	0,0175 0,0112	2,57 2,48
Minimum	57 102	10,4 17,4	0,0150 0,0076	1,67 1,43
Maximum	336 344	28,3 25,9	0,0226 0,0141	6,61 4,57
Ecart type	52 72	2,9 2,4	0,0012 0,0016	0,85 0,71

Tableau 2.1.6 : statistiques du forçage journalier pour le site de Zapata (87 jours pendant la mousson 1997) et celui de Lucky-Hills (30 jours pendant la mousson 1990) respectivement

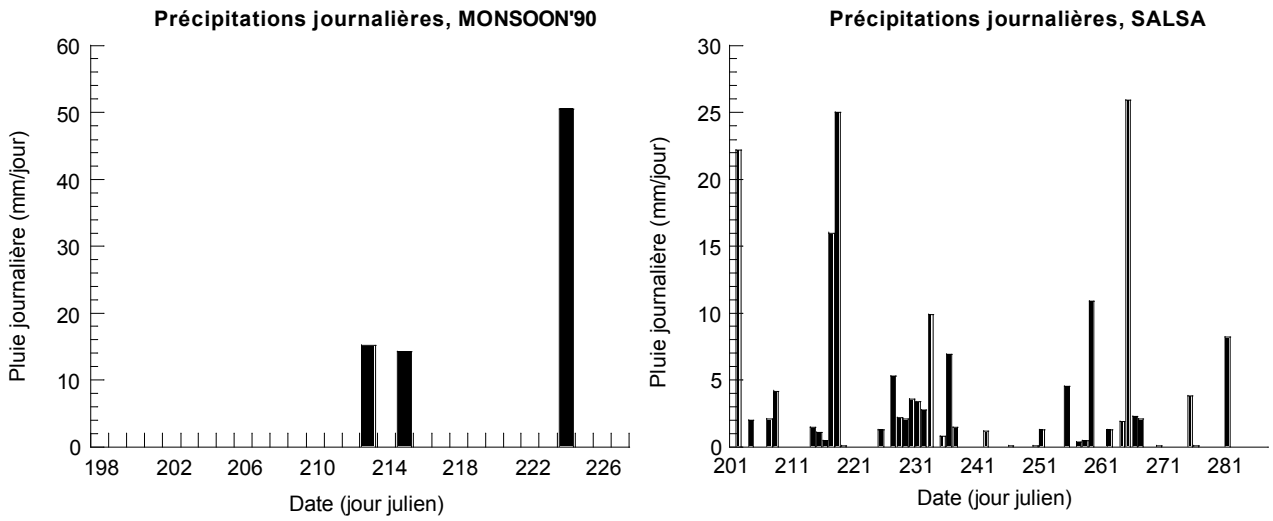


Figure 2.1.9 : précipitations journalières pour MONSOON'90 et SALSA

2.1.2.3. Caractéristiques du sol et de la végétation

Le sol pour chacun des deux sites est de texture sablo-limoneuse et comprend une teneur non-négligeable en argiles (environ 8%) et en graviers. La conductivité hydraulique à saturation a été mesurée au moyen d'infiltromètres à disque (Tableau 2.1.7). La teneur en matière organique est faible (de l'ordre de 1%) et la litière végétale est peu développée.

Site		Sables (%)	Limons(%)	Argiles (%)	K_{sat} (m/s)
Lucky Hills	Moyenne	75,8	17,1	7,2	$4,5\ 10^{-5}$
	Ecart-type	4,2	3,8	1,4	$2,7\ 10^{-5}$
Zapata	Moyenne	67,2	24,4	8,4	$3,0\ 10^{-6}$
	Ecart-type	4,7	4,4	1,5	-

Tableau 2.1.7 : caractéristiques du sol pour les deux sites de SALSA et MONSOON'90

La végétation dans le cas de Lucky-Hills est constituée de buissons épars de type créosote, tandis que celle de Zapata est constituée de touffes herbacées éparses. Les conditions climatiques particulièrement sévères de la saison 1997 (il a plu au cours de la mousson 150 mm au lieu des 200 à 300 mm habituels) ont fortement limité le développement de cette strate herbacée et les conditions de stress hydrique ont prévalu dans la quasi totalité de la saison. Les caractéristiques de la végétation sont indiquées dans le Tableau 2.1.8. La résistance stomatique minimale pour MONSOON'90 est de 50 s/m et celle de SALSA est de 80 s/m.

Site	Type de végétation	LAI*	Couverture (%)	Hauteur (cm)	Distance entre les pieds (cm)
Lucky Hills	Buissons courts	0,5	26	27	74
Zapata	Touffes d'herbe	0,3	20	12	10

*pour l'intervalle de temps utilisé dans ce mémoire

Tableau 2.1.8 : caractéristiques de la végétation pour les deux sites de SALSA

2.2. Les outils de modélisation : SiSPAT et SVATsimple

Ce chapitre présente une description succincte des deux modèles utilisés ou développés au cours de ce travail. Il s'agit d'une part du modèle TSVA mécaniste SISPAT, et d'autre part du schéma analytique SVATsimple.

2.2.1. Description de SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model, Braud, 1995b)

SiSPAT est un modèle mono-dimensionnel de transfert de masse et de chaleur dans le continuum sol-plante-atmosphère. Il s'agit d'un modèle à deux sources assurant la partition de l'énergie incidente entre le sol nu et la végétation par l'intermédiaire d'un coefficient d'extinction et de réflexions multiples entre les surfaces superposées du feuillage et du sol. Le mouvement de l'eau et le transfert de chaleur dans le sol sont décrits de façon couplée à l'aide d'un schéma discrétisé. Le modèle est forcé par les séries climatiques de rayonnement incident des spectres solaire et tellurique, de température et d'humidité de l'air, de vitesse du vent et des précipitations à un pas de temps n'excédant pas l'heure de façon à reproduire le cycle diurne avec une résolution compatible avec la complexité des processus décrits. A l'interface sol-plante-atmosphère, deux bilans d'énergie différents sont résolus pour le sol d'une part et la végétation d'autre part. La plante est supposée conserver une teneur en eau constante dans ses tissus de façon à ce que la transpiration des feuilles soit compensée par l'extraction racinaire. Cette dernière constitue un terme de puit dans les équations de transfert de l'eau dans le sol, de même que le ruissellement représente le résidu du bilan de masse à la surface du sol lorsque celle-ci est saturée.

La construction du modèle a été motivée par l'observation des déséquilibres suivants dans les modèles cités dans la littérature (chapitre 1.2):

- Le déséquilibre entre la complexité des différents modules de transfert (SiSPAT souhaitant atteindre une simplification comparable des algorithmes représentant les transferts dans le sol d'une part et à l'interface sol-plante-atmosphère d'autre part, même si le compartiment « sol » est en fait plus développé que l'interface)
- Le déséquilibre entre les différents niveaux d'empirisme utilisés dans ces modules (SiSPAT ayant pour objectif de conserver le maximum de réalisme « physique » des processus décrits, même si l'expression de certains paramètres telles que les résistances aux transfert par exemple comporte un nombre important de formulations empiriques)

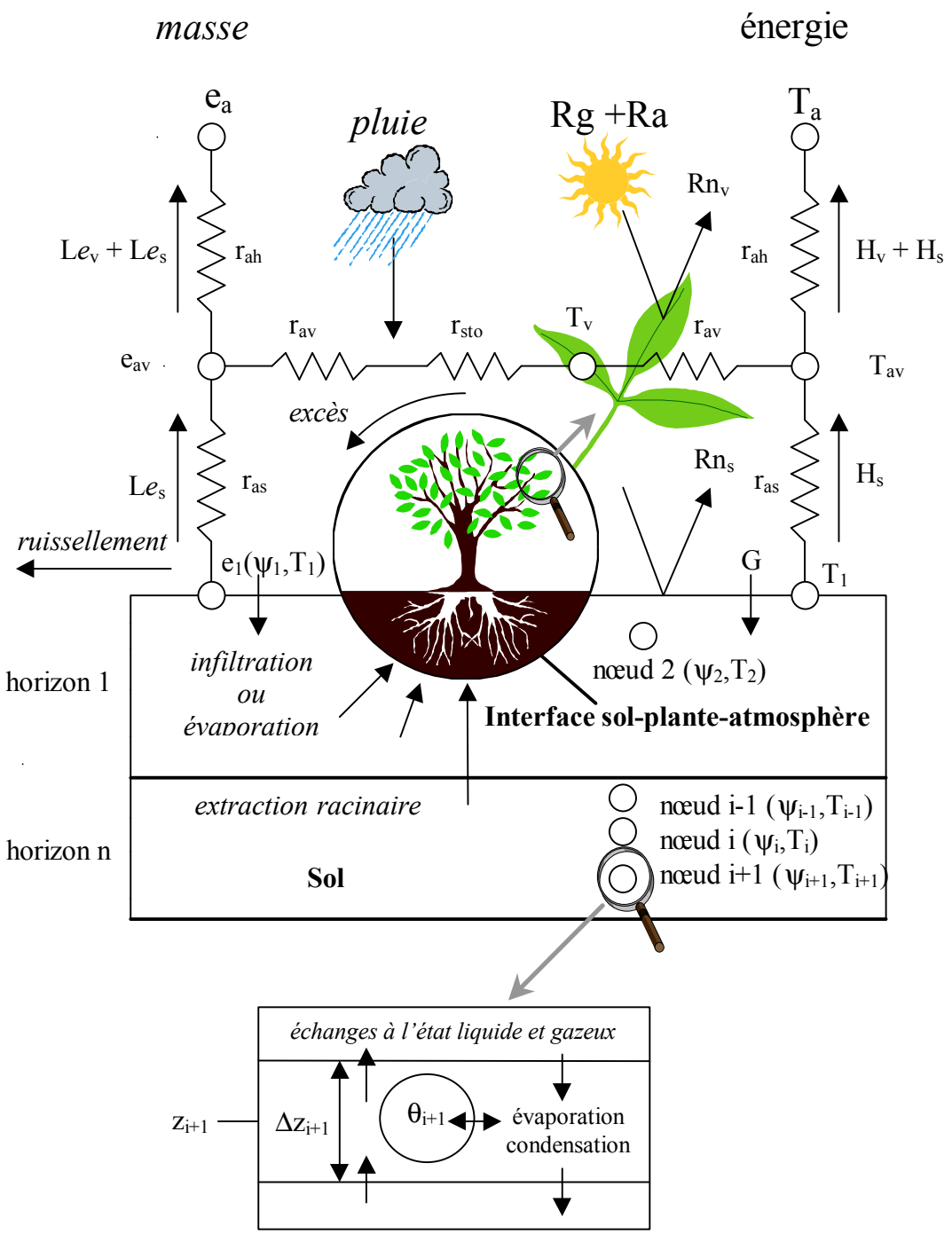


Figure 2.2.1 : schéma du modèle SiSPAT

Au regard de la complexité du modèle, tant du point de vue du nombre de processus décrits et de leurs interactions que du traitement numérique de sa résolution, SiSPAT peut être considéré comme un outil de recherche plutôt qu'un outil opérationnel de prévision. Il a permis un certain nombre d'améliorations dans des modèles plus simples (Braud et al., 1993; Boulet et al., 1997) en évaluant notamment l'influence i n-situ et dans les mêmes conditions

expérimentales de certains processus négligés jusqu'alors. Le modèle a été évalué à l'échelle de la parcelle lors de plusieurs expériences : EFEDA (Boulet et al., 1997 ; Linder et al., 1998), HAPEX-Sahel (Braud et al., 1997 ; Braud, 1998) ou MUREX (Gonzalez-Sosa et al., 1999) pour ne citer que les principales.

2.2.1.1. Description du module sol

Le formalisme du module est emprunté à Milly (1982). Le transfert couplé de masse et de chaleur dans le milieu non-saturé est décrit au moyen d'un système de deux équations non linéaires à deux inconnues, la température T et le potentiel matriciel ψ. Les échanges de masse sous forme de vapeur sont aussi décrits. Puisque le potentiel matriciel est continu à l'interface entre des milieux de caractéristiques hydrodynamiques différentes, le modèle permet de prendre en compte la différenciation du sol en horizons pédologiques.
Le modèle « standard » résout le système suivant :

$$\begin{cases} C_{m\psi}^{liq}\dfrac{\partial\psi}{\partial t} = \dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{m\psi}^{liq}\dfrac{\partial\psi}{\partial z} + D_{m\psi}^{vap}\dfrac{\partial\psi}{\partial z} + D_{mT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{mT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial z} - K\right) - \dfrac{S}{\rho_l} \\ C_{cT}^{sol}\dfrac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial t} = \dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{c\psi}^{vap}\dfrac{\partial\psi}{\partial z} + D_{cT}^{sol}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{liq}\dfrac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{vap}\dfrac{\partial T}{\partial z}\right) \end{cases} \qquad (2.2.1)$$

Les expressions analytiques des diffusivités D et des capacités C sont décrites dans Braud et al. (1995, 1996). En version « standard », les échanges de masse n'affectent que le réservoir en phase liquide mais permet une vaporisation dans le sol et un transfert de masse en phase vapeur (i.e. les termes « vapeur » n'apparaissent que dans le memb re de droite de l'équation de transfert, correspondant à la divergence du flux). Pour une étude détaillée de l'influence des phénomènes thermiques sur les échanges de masse, le lecteur peut se référer à Boulet et al. (1997) fourni en Annexe 2. Les diffusivités sous forme vapeur sont calculées par le modèle de Philip et De Vries (1957) et la capacité thermique est dérivée du modèle de De Vries (1975) :

$$D_{m\psi}^{liq} = K$$

$$D_{m\psi}^{vap} = \varsigma D_{va} F(\varepsilon - \theta)\frac{p_{atm}}{p_{atm} - h_u e_{sat}(T)/(RT)^2}\frac{g h_u e_{sat}(T)}{\rho_l RT}$$

où ς est la tortuosité du milieu, D_{va} la diffusivité isotherme isobare de la vapeur, ε la porosité, p_{atm} la pression atmosphérique et ρ_l la densité du liquide.

$$D_{m\psi}^{liq} = \zeta D_{va} F(\varepsilon - \theta) \frac{p_{atm}}{p_{atm} - h_u e_{sat}(T)/(RT)^2} \frac{h_u e_{sat}(T)}{\rho_l RT^2} \left(\frac{L}{RT} - \ln(h_u) - 1 \right)$$

avec $h_u = \exp\left(\frac{g\psi_1}{RT_1} \right)$ et $\begin{cases} F(\varepsilon - \theta) = (\varepsilon - \theta)\left(1 + \theta/\theta_k\right) & si \quad \theta \le \theta_k \\ F(\varepsilon - \theta) = \varepsilon & si \quad \theta > \theta_k \end{cases}$ (θ_k est une teneur en eau critique)

$$D_{c\psi}^{vap} = \rho_l L D_{m\psi}^{vap}$$

$D_{cT}^{vap+liq+sol}$ est la conductivité thermique apparente, calculée à partir de la teneur en quartz et en matière organique, de la porosité et de la teneur en eau du sol (De Vries, 1963).

La traduction de l'énergie capilla ire en masse d'eau occupant le volume poral se fait grâce à la courbe de rétention, qui relie θ à ψ, et permet de calculer la capacité capillaire $C_{\psi}^{liq} = \left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} \right)_T$. Une description partielle et simplifiée (parce que ne tenant pas compte de l'historique des assèchements et humidifications successifs du sol, mais seulement d'un chemin préférentiel pour chacun des deux phénomènes) de l' hysteresis est disponible, mais le manque de données encourage l'utilisateur à se reporter sur une courbe unique. Un bon candidat (parce que fonction continue et strictement monotone, donc bijective) est la formulation de Van Genuchten (1980):

$$S_e = \left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_{VG}} \right)^{q_{VG}} \right]^{-m_{VG}} \quad \text{avec } S_e = \frac{\theta - \theta_{res}}{\theta_{sat} - \theta_{res}} \text{ et } q_{VG} = \frac{2}{1 - m_{VG}} \quad \text{(Burdine, 1953)}$$

Plutôt que la fonctionnelle non bijective de Brooks et Corey (1964) :

$$\begin{cases} S_e = \left(\frac{\psi}{\psi_{BC}} \right)^{-m_{BC}} \\ S_e = 1 \end{cases} \quad \text{si} \begin{cases} |\psi| > |\psi_{BC}| \\ |\psi| \le |\psi_{BC}| \end{cases}$$

La conductivité hydraulique est reliée à la teneur en eau ou au potentiel matriciel par l'intermédiaire des formulations possibles suivantes :

$K(\theta) = K_{sat} \exp(\alpha\psi)$ (Gardner, 1958)

$$K(\theta) = K_{sat}\left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{n_{BC}} \text{ (Brooks et Corey, 1964)}$$

$$K(\theta) = K_{sat}S_e^2\left[1-\left(1-S_e^{\frac{1}{m_{VG}}}\right)^{m_{VG}}\right] \text{ (Van Genuchten, 1980)}$$

Les caractéristiques de la courbe de rétention sont des paramètres sensibles du modèle car ils assurent le lien entre le bilan de masse et le bilan d'énergie.

Les équations aux dérivées partielles du système couplé sont résolues par un schéma de discrétisation implicite à n nœuds. Le maillage (c'est à dire le nombre total de nœud n et leur profondeur respective) est prescrit par l'utilisateur. Une linéarisation explicite des coefficients C et D (qui dépendent eux-mêmes de la température T et du potentiel matriciel ψ) est utilisée pour fixer la valeur de ces coefficients à chaque nœud (Vauclin et al., 1979). La valeur de ces coefficients pour le volume de sol compris entre deux nœuds successifs est approximée par une moyenne géométrique des valeurs aux deux nœuds encadrant cet espace (Haverkamp et Vauclin, 1979).

Les conditions limites inférieures du module sol sont déterminées par l'utilisateur : soit une condition de type Dirichlet (potentiel imposé) soit une condition de type Neumann (flux imposé, par exemple gravitaire pur). La température au dernier nœud est imposée.

Les conditions limites supérieures du module sol sont fournies par la résolution de l'interface. Le choix entre les conditions de Dirichlet (ψ_1 et T_1 imposés) ou Neumann (flux de chaleur et de masse entre les deux premiers nœuds imposés) est laissé à l'utilisateur, sauf lorsque la surface devient saturée, c'est à dire que la résolution de l'interface applique un potentiel positif au premier nœud, auquel cas la condition de Dirichlet $\psi_1=0$ est imposée comme condition limite du transfert de masse. L'équation de conservation de la masse implique :

$$p_s = e_s + q + r \qquad (2.2.2)$$

où :

- p_s est la quantité de pluie p non interceptée par le feuillage ; l'interception de la pluie par la végétation est décrite au moyen du même facteur σ_v que pour le rayonnement : la fraction des précipitations totales qui rencontre la végétation est $p\sigma_v$, soit $p_s = (1-\sigma_v)p + r_v$, où r_v est le ruissellement de l'eau sur les feuilles lorsque la capacité d'interception maximale du feuillage est atteinte ou dépassée ;

- e_s est la quantité évaporée ($e_1=h_u esat(T_1)<e_{av}$) ou condensée ($e_1=h_u esat(T_1)>e_{av}$) par le sol, lorsque $\psi_1<0$:

$$Le_s = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{h_u e_{sat}(T_1) - e_{av}}{r_{as}} \tag{2.2.3}$$

- q est le flux de masse infiltré ($q>0$) ou évaporé ($q<0$) à la surface du sol, assurant la continuité entre les flux atmosphériques à l'interface s ol-atmosphère (p_s-r s'il pleut ou e_s en période de ressuyage) et le flux entrant ($\psi_1>\psi_2$) ou sortant ($\psi_1<\psi_2$) du sol :

$$q = -\rho_l \left(D_{m\psi}(\psi_1, T_1) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} \right)_{z=0} + D_{mT}(\psi_1, T_1) \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} - K(\psi_1, T_1) \right) \tag{2.2.4}$$

- r est le ruissellement généré lorsque $\psi_1 \geq 0$

Dans ce mémoire, la condition de type Neumann a été utilisée dans tous les cas sans saturation car elle s'est avérée plus stable numériquement que la condition de type Dirichlet.

2.2.1.2. Description de l'interface s ol-plante-atmosphère

L'interface assure le couplage dynamique (i .e. avec rétrocontrôle) entre les compartiments sol et atmosphère. L'organisation en deux couches superposées représentant chacune une source (une source correspondant à la feuille et une autre au sol) suit le formalisme de Deardorff (1978). L'interface est décrite à travers l'analogie électrique par un circuit comprenant un nœud atmosphérique intermédiaire artificiel (noté « $_{av}$ » sur la Figure 2.2.1) correspondant à la jonction des branches végétation et sol nu du circuit. Le lien entre le bilan d'énergie et le bilan de masse est assuré par l'évaporation (sol nu pour la surface et transpiration pour les couches plus profondes) et les équations à résoudre sont au nombre de 5 (Tableau 2.2.1). Ces équations ont été linéarisées pour alléger le traitement informatique (Braud, 1996).

Deux bilans d'énergie différents (Figure 2.2.2) et deux bilans de masse sont calculés pour le sol et la plante. La partition de l'énergie disponible (rayonnement solaire incident Rg et rayonnement tellurique incident Ra) et des précipitations p entre le sol et la plante est assurée par le même facteur d'écran σ_v.

En ce qui concerne les échanges radiatifs, sol et végétation sont deux surfaces uniformes superposées d'extension infinie dont les caractéristiques optiques sont indiquées dans le Tableau 2.2.2. La végétation est un milieu semi-transparent confinant une partie du rayonnement émis par le sol (et la part émise par la face inférieure des feuilles) dans l'espace situé entre ces deux couches. Les réflexions multiples engendrées par ce dispositif s'amortissent en se propageant à l'infini. Les termes du bilan radiatif pour les deux surfaces et les deux domaines spectraux qui nous intéressent sont résumées dans le Tableau 2.2.3.

Le bilan de masse pour le sol a été décrit au paragraphe précédent. Le bilan de masse pour la végétation pendant le ressuyage succédant à la pluie est décrit dans le module sol-plante. L'interception de la pluie par le feuillage est calculée au moyen d'un réservoir d'interception de volume W_r dont les variations sont:

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = (p - p_s) - \frac{e_w}{\rho_l} \qquad (2.2.5)$$

où $p - p_s = \sigma_v p - r_v$ est le volume net intercepté et $r_v = \sigma_v p - W_{r\,\max}$ est le ruissellement correspondant à l'excès des capacités d'interception par les feuilles ; il se produit lorsque W_r dépasse la valeur maximale du réservoir $W_{r\,\max} = 2.10^{-4}\sigma_v LAI$ (en m).

Le bilan d'énergie global s'écrit $Rn = H + Le + G$. Il est résumé dans le Tableau 2.2.4.

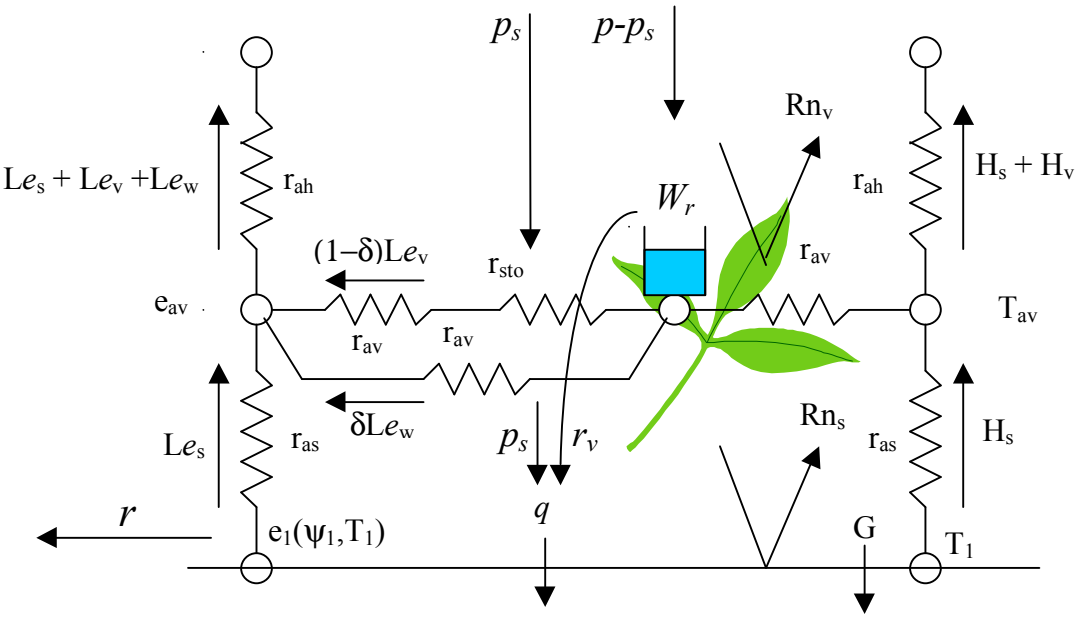
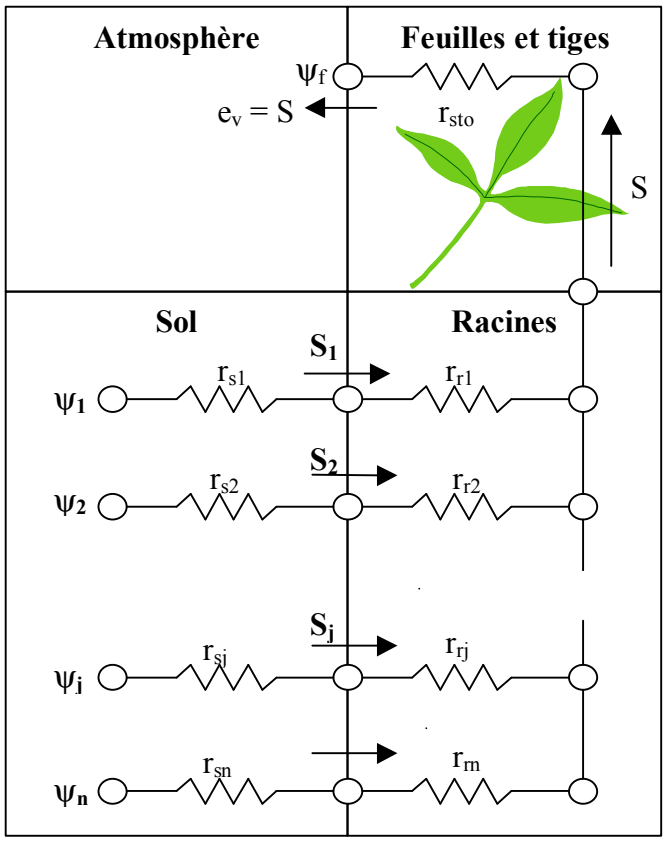


Figure 2.2.2 : schémas de l'interface sol-végétation-atmosphère (ci-dessus) et du système sol-plante (page suivante)



Nature de l'équation :	Expression des 5 équations :	Variables des nœuds utilisés: (à résoudre : ψ_1, T_1, T_{av}, e_{av}, T_v)
Bilan d'énergie pour le sol Bilan d'énergie pour la végétation Bilan de masse	$Rn_s = G + H_s + Le_s$ $Rn_v = H_v + (1-\delta)Le_v + \delta Le_w$ ** $p_s = e_s + q + r$	ψ_1, T_1, ψ_2*, T_2*, T_{av}, e_{av} T_v, T_{av}, e_{av} ψ_1, T_1, ψ_2*, T_2*
Continuité du flux de chaleur sensible Continuité du flux de chaleur latente	$H = H_s + H_v$ $Le = Le_s + (1-\delta)Le_v + \delta Le_w$ **	T_a,T_1,T_v,T_{av} e_a,T_1,T_v,e_{av} ,ψ_1, T_1, ψ_2*, T_2*

*les valeurs de potentiel ψ_2 et de température T_2 au nœud 2 sont initialisées aux valeurs du pas de temps précédent, et la boucle d'itération vérifie la convergence des valeurs de ψ_2 et T_2 à la sortie du module sol

**la fraction de végétation humide δ dépend du niveau du réservoir d'interception : $\delta = (W_r / W_{r\max})^{2/3}$

Tableau 2.2.1 : équations et variables de l'interface s ol-plante-atmosphère

	Spectre solaire		Spectre tellurique	
	sol	végétation	sol	végétation
Facteur d'absorption	$(1-\alpha_s)^*$	$\sigma_v(1-\alpha_v)^{**}$	ε_s	$\sigma_v\varepsilon_v$
Facteur de réflexion	α_s	$\sigma_v\alpha_v$	$(1-\varepsilon_s)$	$\sigma_v(1-\varepsilon_v)$
Facteur de transmission	0	$(1-\sigma_v)$	0	$(1-\sigma_v)$

*l'albédo du sol est une fonction linéaire de la teneur en eau du premier nœud du sol

**le facteur d'écran est fonction du LAI : $\sigma_v = 1-\exp(-0{,}4LAI)$

Tableau 2.2.2 : coefficients du transfert radiatif

Bilan radiatif	Equations correspondantes
Rayonnement net global Rayonnement net sol Rayonnement net végétation	$Rn = Rn_s + Rn_v$ $Rn_s = Rg_s + Ra_s$ $Rn_v = Rg_v + Ra_v$
Rayonnement solaire net sol	$Rg_s = \dfrac{Rg(1-\alpha_s)(1-\sigma_v)}{1-\sigma_v\alpha_s\alpha_v}$
Idem végétation	$Rg_v = Rg(1-\alpha_v)\sigma_v\left(1+\dfrac{\alpha_s(1-\sigma_v)}{1-\sigma_v\alpha_s\alpha_v}\right)$
Rayonnement tellurique net sol	$Ra_s = \dfrac{(1-\sigma_v)\varepsilon_s\left(Ra-\sigma T_1^4\right)-\varepsilon_s\varepsilon_v\sigma_v\sigma\left(T_1^4-T_v^4\right)}{1-\sigma_v(1-\varepsilon_v)(1-\varepsilon_s)}$
Idem végétation	$Ra_v = \sigma_v\left(\varepsilon_v\left(RA-\sigma T_v^4\right)+\dfrac{\varepsilon_v\varepsilon_s\sigma\left(T_1^4-T_v^4\right)+(1-\sigma_v)(1-\varepsilon_s)\varepsilon_v\left(RA-\sigma T_v^4\right)}{1-\sigma_v(1-\varepsilon_v)(1-\varepsilon_s)}\right)$

Bilan d'énergie	Termes correspondants
Flux de chaleur sensible	$H = \rho c_p\dfrac{T_{av}-T_a}{r_{ah}} = \rho c_p\dfrac{T_1-T_{av}}{r_{as}} + \rho c_p\dfrac{T_v-T_{av}}{r_{av}} = H_s + H_v$
Flux de chaleur latente	$Le = \dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{e_a-e_{av}}{r_{ah}} = Le_s + (1-\delta)Le_v + \delta Le_w = \dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{h_u e_{sat}(T_1)-e_{av}}{r_{as}} +$ $(1-\delta)\dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{e_{sat}(T_v)-e_{av}}{r_{av}+r_{sto}} + \delta\dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{e_{sat}(T_v)-e_{av}}{r_{av}}$
Flux de chaleur du sol	$G = -\left(D_{c\psi}(\psi_1,T_1)\left(\dfrac{\partial\psi}{\partial z}\right)_{z=0} + D_{cT}(\psi_1,T_1)\left(\dfrac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}\right)$

Tableaux 2.2.3 (équations du bilan radiatif) et 2.2.4 (termes non radiatifs du bilan d'énergie)

(Note : les expressions analytiques des résistances sont données au chapitre 1.2)

2.2.1.3. Description de l'interface sol-plante

On suppose que la teneur en eau de la plante ne varie pas au cours du temps, et que, par conséquent, elle passe par une série de régimes permanents vis-à-vis des échanges de masse. Cela implique notamment qu'à tout instant la transpiration de la plante est égale à (et équilibre) l'extraction racinaire. Pour les plantes herbacées, cette approximation est justifiée, car le temps de transit de l'eau dans la tige est limité et la biomasse est peu abondante vis-à-vis de la surface couverte. Mais pour le cas des arbustes ou des arbres bien développés, l'approximation est bien plus grossière et néglige d'importants phénomènes physiologiques de stockage. Dans l'analogie électrique, la plante est identique à une portion de circuit limitée par deux bornes (le potentiel foliaire et le potentiel matriciel du sol en contact avec les racines) associant trois résistances en série (Figure 2.2.2):

- La résistance à l'extraction r_s représente l'efficacité de l'extraction de l'eau du sol par les racines ; cette résistance est décomposée en une série de résistances unitaires pour chaque nœud et chaque profondeur du sol ;
- la résistance totale de la plante r_r représente l'efficacité de la plante au transfert vertical de la sève brute par les cellules du xylème ; la résistance de la tige et de la racine principale verticale est négligée ; la résistance du xylème des radicelles latérales est décomposée en une série de résistances unitaires pour chaque profondeur du sol ;
- la résistance stomatique des feuilles r_{sto}, représente l'efficacité de l'extraction par l'atmosphère de la vapeur d'eau depuis la chambre sous-stomatique à travers les stomates ; son expression est donnée au chapitre 1.2 ;

Le potentiel foliaire ψ_f est obtenu par itérations successives jusqu'à convergence de l'extraction racinaire S et du flux transpiré e_v calculés à l'aide du forçage climatique et des valeurs de température T_{av} et d'humidité e_{av} de l'air au nœud artificiel à l'abri de la canopée et le profil de teneurs en eau du sol au pas de temps précédent.

L'extraction racinaire est calculée à partir de la formule de Federer (1979). Elle correspond à la somme des extractions unitaires de chaque nœud j lorsque le potentiel du sol est supérieur au potentiel foliaire. Tous les nœuds du sol dont le potentiel est inférieur au

potentiel foliaire (i.e. plus stressé que la plante) ont une extraction racinaire nulle par définition.

$$S = \sum_{j, h_j > h_f} \frac{\rho_l}{\Delta z_j} \frac{\Psi_j - \Psi_f - z_v}{r_{sj} + r_{rj}} \tag{2.2.6}$$

où les résistances r_{sj} et r_{tj} sont définies par (Federer, 1979):

$$r_{sj} = \frac{V_r - 3 - 2\ln\left(\frac{V_r}{1 - V_r}\right)}{8\pi FDR_j K_j} \tag{2.2.7}$$

où FDR_j est la valeur de la fonction de densité racinaire (en m de racine par m^3 de sol) au nœud j, $V_r = \frac{\pi r_{rac}^2 FDR_j}{\Delta z_j}$ est la densité racinaire (en m^3 de racines par m^3 de sol) et r_{rac} est le rayon moyen des racines.

$$r_{rj} = \frac{r_t}{FDR_j} \tag{2.2.9}$$

si r_t est la résistance totale du xylème racinaire.

2.2.1.4. Algorithme du modèle

L'algorithme du modèle est schématisé sur la Figure 2.2.3. Les modules « interface sol-plante », « interface sol-végétation-atmosphère » et « sol » sont résolus successivement et comportent plusieurs boucles de calcul itératif assurant la résolution des systèmes non linéaires ainsi que la cohérence de l'ensemble lorsqu'une même variable d'état est utilisée ou résolue dans plusieurs modules décrivant des processus simultanés.

Les paramètres (tels que les résistances aérodynamiques ou les caractéristiques hydrodynamiques et thermiques du sol) sont évalués au début de chaque pas de temps à partir des valeurs des variables d'état (température ou potentiel matriciel) évaluées au pas de temps précédent.

Les valeurs de potentiel et de température du deuxième nœud posent un problème car elles sont nécessaires à la résolution de l'interface mais sont a -priori inconnues. Dans un premier temps, l'interface utilise les valeurs du pas de temps précédent. Ces valeurs sont recalculées par le module sol, et si ces nouvelles valeurs sont significativement différentes des précédentes, les équations du module interface sont de nouveau résolues avec ces nouvelles

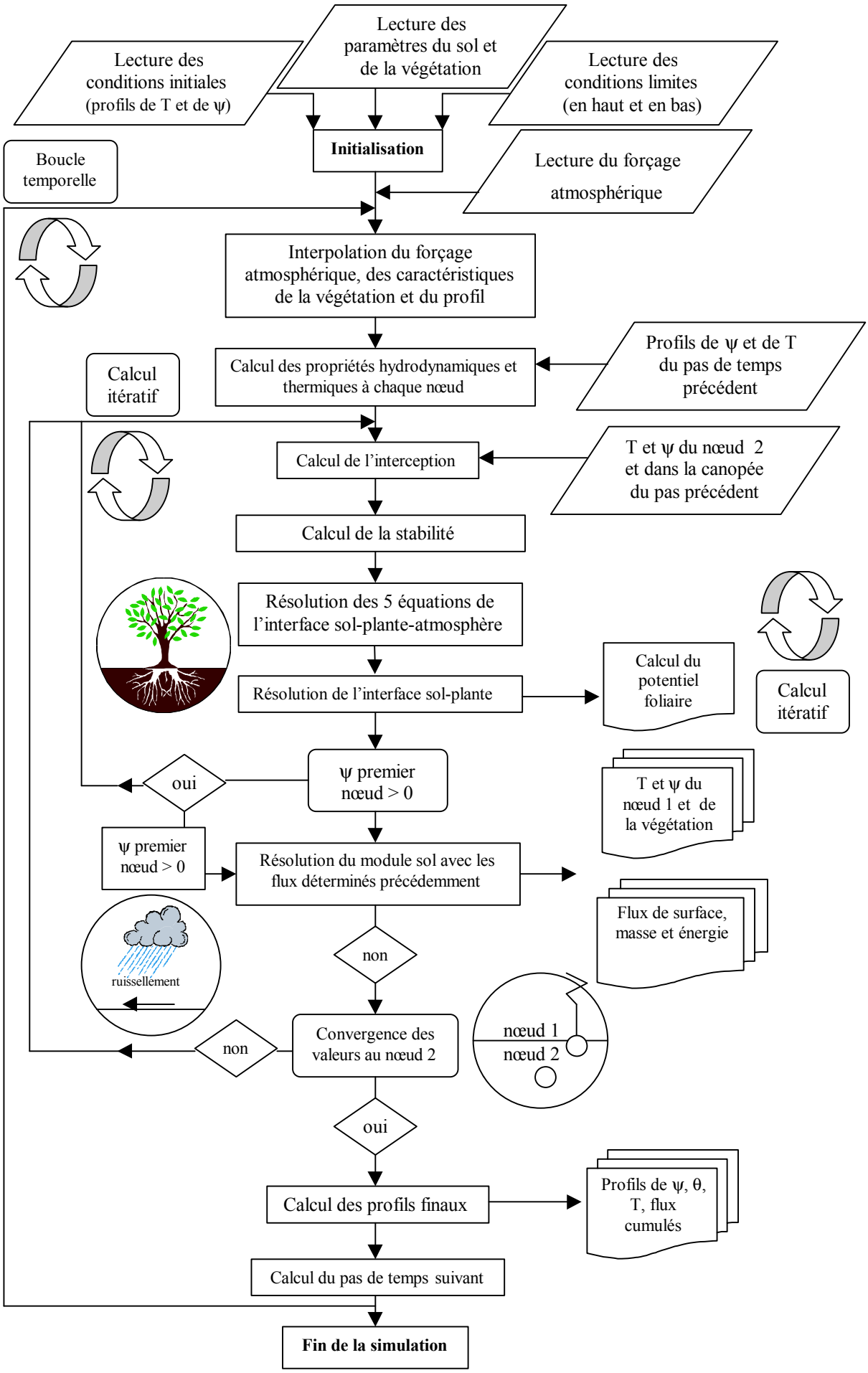
valeurs, puis le module sol et ainsi de suite jusqu'à convergence entre les valeurs utilisées par l'interface et celles produites par le module sol.

De la même manière, le module s ol-plante utilise pour le calcul de l'extraction racinaire le potentiel foliaire dont la valeur est inconnue. Une routine itérative assure la convergence entre la transpiration et l'extraction racinaire.

Lorsque le module sol ou le module interface calcule une valeur positive de ψ_1, le modèle revient au pas de temps précédent, fixe une valeur nulle pour ψ_1 et supprime ψ_1 de la liste des variables à résoudre. La dimension ainsi dégagée dans l'espace de liberté du système des 5 équations de l'interface n'est pas directement occupée par le terme de ruissellement, mais l'équation du bilan de masse est retirée du système. Le ruissellement est déterminé de manière globale comme résidu du bilan de masse pour l'ensemble du module sol.

Page suivante :

Figure 2.2.3 : algorithme du modèle


Lecture des conditions initiales (profils de T et de ψ)
Lecture des paramètres du sol et de la végétation
Lecture des conditions limites (en haut et en bas)
Initialisation
Boucle temporelle
Lecture du forçage atmosphérique
Interpolation du forçage atmosphérique, des caractéristiques de la végétation et du profil
Calcul des propriétés hydrodynamiques et thermiques à chaque nœud
Profils de ψ et de T du pas de temps précédent
Calcul itératif
Calcul de l'interception
T et ψ du nœud 2 et dans la canopée du pas précédent
Calcul de la stabilité
Résolution des 5 équations de l'interface sol-plante-atmosphère
Résolution de l'interface sol-plante
Calcul du potentiel foliaire
Calcul itératif
ψ premier nœud > 0
oui
T et ψ du nœud 1 et de la végétation
ψ premier nœud > 0
Résolution du module sol avec les flux déterminés précédemment
Flux de surface, masse et énergie
ruissellement
non
Convergence des valeurs au nœud 2
non
nœud 1
nœud 2
oui
Calcul des profils finaux
Profils de ψ, θ, T, flux cumulés
Calcul du pas de temps suivant
Fin de la simulation

2.2.2. Développement d'un modèle TSVA de type capacitif: SVATsimple

2.2.2.1. Contexte de développement

Les modèles TSVA complexes (e.g. SiSPAT) décrivent de façon exhaustive les processus à l'interface sol-végétation-atmosphère ainsi que leurs interactions. Les nombreux paramètres qu'ils mettent en jeu (que ce soient les paramètres d'entrée correspondant à une caractéristique physique dynamique ou géométrique, mais aussi les paramètres des formes mathématiques ajustées aux relations empiriques) ne sont rarement mesurables autrement que par un important dispositif instrumental. Par ailleurs les méthodes classiques de mesure ne fournissent en général que des valeurs ponctuelles des paramètres alors que les valeurs sur des mailles plus grandes seraient requises. Des procédures d'inversion utilisant les données de télédétection peuvent fournir certains de ces paramètres (Soer, 1980 ; Brunet et al., 1994 ; Camillo, 1991 ; Kreis and Raffy, 1993, Taconet et al., 1995 ; Olioso et al., 1995). Mais les procédures mathématiques d'inversion seront d'autant plus robustes que le nombre de paramètres à estimer sera faible (Duan et al., 1992 ; Franks et al., 1997; Gupta et al., 1998). Nous proposons donc un cadre analytique simple de type TSVA à base physique fondé sur une description de type capacitive (d'après la terminologie de Vauclin, 1994) des transferts du sol et un interface Sol-Végétation-Atmosphère à une seule source. Ce modèle s'inscrit dans la lignée du formalisme d'Eagleson (1978,a-h).

2.2.2.2. Description de l'interaction Sol-Végétation-Atmosphère

Le modèle proposé est un modèle mono-couche, mono-réservoir (Figure 2.2.4). La profondeur d_r du réservoir correspond à la moyenne des profondeurs maximales du front d'infiltration (i.e. la profondeur de plus forte décroissance du profil de l'humidité du sol) ou d'assèchement (i.e. la profondeur de plus forte croissance du profil de l'humidité du sol). Il prend en compte les principaux processus d'échange de masse et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère: périodes d'évaporation et de percolation profonde alternant avec les événements pluvieux. Contrairement à SiSPAT, pour lequel le sol et l'interface sont couplés dynamiquement en permanence (c'est à dire qu'à chaque pas de temps les flux du sol et ceux de l'interface sont calculés l'un par rapport à l'autre), l'interaction entre le sol et l'interface se fait sans rétroaction.

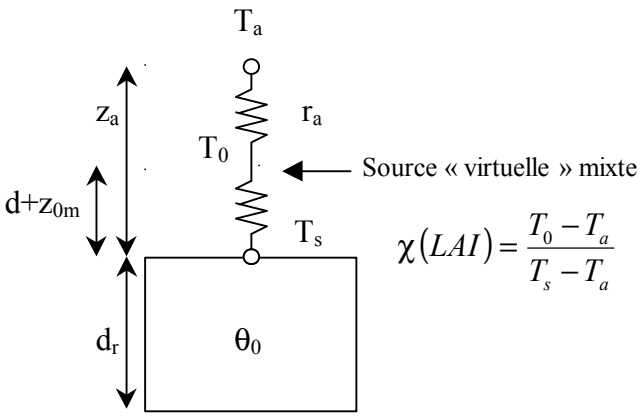


Figure 2.2.4 : schéma du modèle simple-source/simple réservoir

(T_s, T_a et T_0 sont respectivement la température du sol, la température de l'air à la hauteur de référence z_a et la température aérodynamique ; θ_0 est la teneur en eau initiale du réservoir et d_r sa profondeur ; d et z_{om} sont respectivement la hauteur de déplacement et celle de rugosité ; r_a est la résistance aérodynamique ; χ est un facteur empirique reliant T_s, T_a et T_0 et dépend de l'indice foliaire LAI)

Le modèle découpe le forçage climatique en une succession d'événements (pluies) et d'inter-événements (ressuyages), caractérisés par des processus non contemporains: infiltration et ruissellement pour la pluie, évaporation et percolation pour la phase d'assèchement (Figure 2.2.5). Même distincts, ces deux types d'événements sont décrits de manière similaire : chacun est limité physiquement par les capacités respective du sol et de l'atmosphère à extraire ou libérer l'eau qu'ils contiennent. Pour l'atmosphère, cette capacité est limitée respectivement par l'évaporation potentielle et l'intensité des précipitations, et l'on suppose que ces quantités restent constantes sur toute la durée de l'événement.

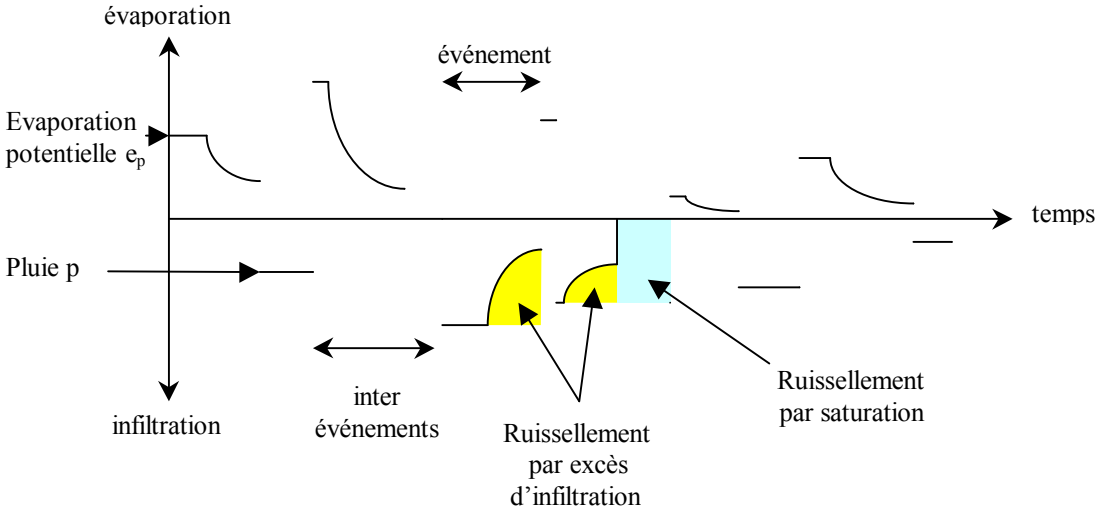


Figure 2.2.5 : découpage de la série temporelle en événements et inter-événements

Chaque événement ou inter-événement est divisé en trois phases successives (Figure 2.2.6) contrôlées soit par l'atmosphère, soit par la disponibilité de l'eau dans le sol (Idso, 1974) :

- Phase 1 : le flux atmosphérique est le facteur limitant (le flux dans le sol est limité par le flux atmosphérique imposé à la surface, l'évaporation potentielle moyenne e_p ou l'intensité moyenne des précipitations p) : le flux est contant et égal au flux imposé.
- Phase 2 : le flux dans le sol est le facteur limitant (le mouvement de l'eau dans le sol est limité par les caractéristiques hydrodynamiques de ce dernier) : le flux décroît rapidement.
- Phase 3 : la teneur en eau du sol dépasse les valeurs limites du système (teneur en eau résiduelle, teneur en eau à saturation) et annule les échanges avec l'atmosphère.

Les intéractions entre le bilan d'énergie et le bilan de masse sont restreints au calcul du temps de passage de la phase 1 à la phase 2. Contrairement à l'analogie électrique, (où le contrôle du sol et celui de la végétation sont décrits au moyen d'une ou de plusieurs résistances de surface autorisant un rétro-contrôle instantané de l'un sur l'autre) c'est ce temps de passage qui détermine l'interaction entre l'interface (bilan d'énergie) et le sol (bilan de masse) : l'interface impose l'évaporation potentielle, qui elle-même impose le moment où le sol contrôle la quantité d'eau extraite du réservoir, qui impose en retour le flux de chaleur latente et donc le bilan d'énergie réel de l'interface.

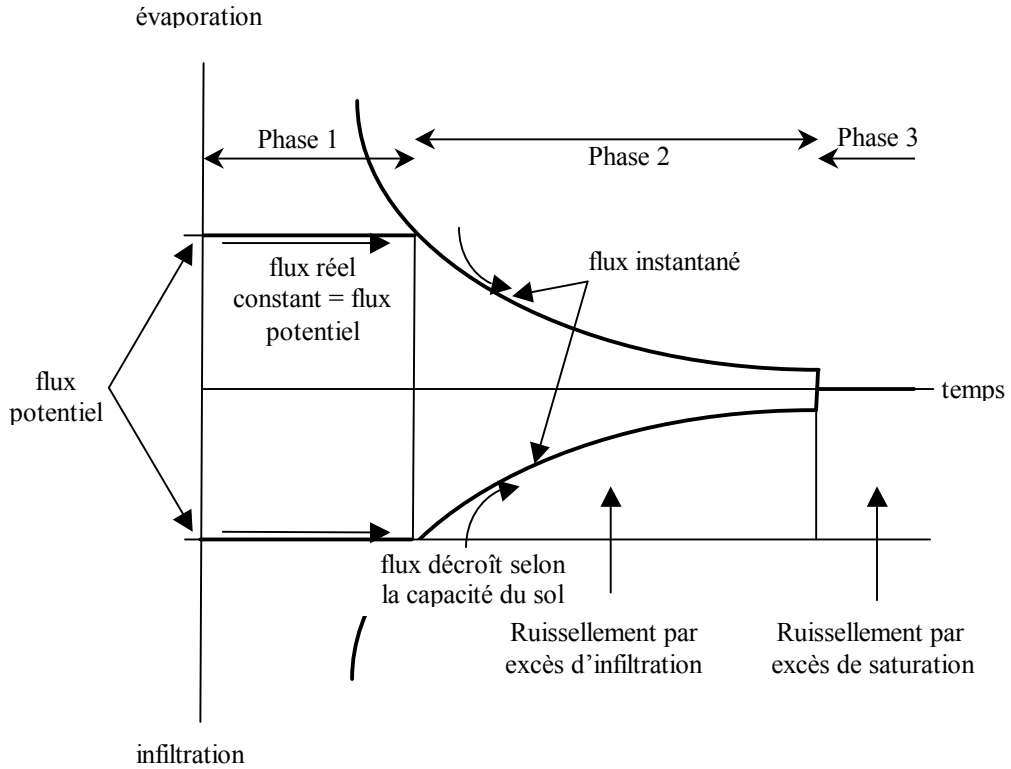


Figure 2.2.6 : répartition des 3 phases au cours de l'événement

(évaporation en haut, infiltration en bas)

2.2.2.3. Développement analytique des capacités d'infiltration et d'exfiltration

Le compartiment « sol » du modèle est constitué d'un « réservoir simple », et ce type de description s'appuie implicitement sur les hypothèses suivantes :

- le sol est supposé homogène, sans interaction avec la zone saturée
- la redistribution de l'humidité après chaque événement est immédiate et conduit à un profil uniforme de teneur en eau, qui sert de condition initiale à l'événement ou l'inter-événement suivant. Le mouvement de l'eau dans le sol est décrit au moyen de la simplification de l'équation de Richards en milieu non-saturé appelée « capacité d'infiltration » : un « piston » de teneur en eau constante et égale à la teneur en eau à saturation avance en périphérie d'une frange capillaire de teneur en eau variable. Alors que la solution générale dépend d'un ensemble successif de conditions limites « flux imposé » et « concentration imposée », l'équation simplifiée proposée s'applique à tous types de condition limite en combinant la solution de l'équation de transport de masse en phase liquide sous condition de charge (la « capacité ») et les hypothèses de l'Approximation de Compression du Temps (ACT) décrite ci-après. Salvucci (1997) propose pour l'évaporation un développement analytique similaire à la capacité d'infiltration (Figure 2.2.7). Cette capacité dite d'exfiltration possède les mêmes contraintes de validité que la capacité d'infiltration.

Les pages qui suivent expliquent les simplifications conduisant aux expressions analytiques des capacités en fonction des caractéristiques hydrodynamiques du sol et de la teneur en eau initiale θ_0 du réservoir. Par commodité, et pour montrer la similitude entre les deux solutions, (infiltration et exfiltration) les deux démonstrations sont menées en parallèle dans deux colonnes contiguës. Le calcul des capacités d'exfiltration instantanées e et cumulée E apparaît dans la colonne de gauche, et celui des capacités d'infiltration instantanée i et cumulée I dans celle de droite.

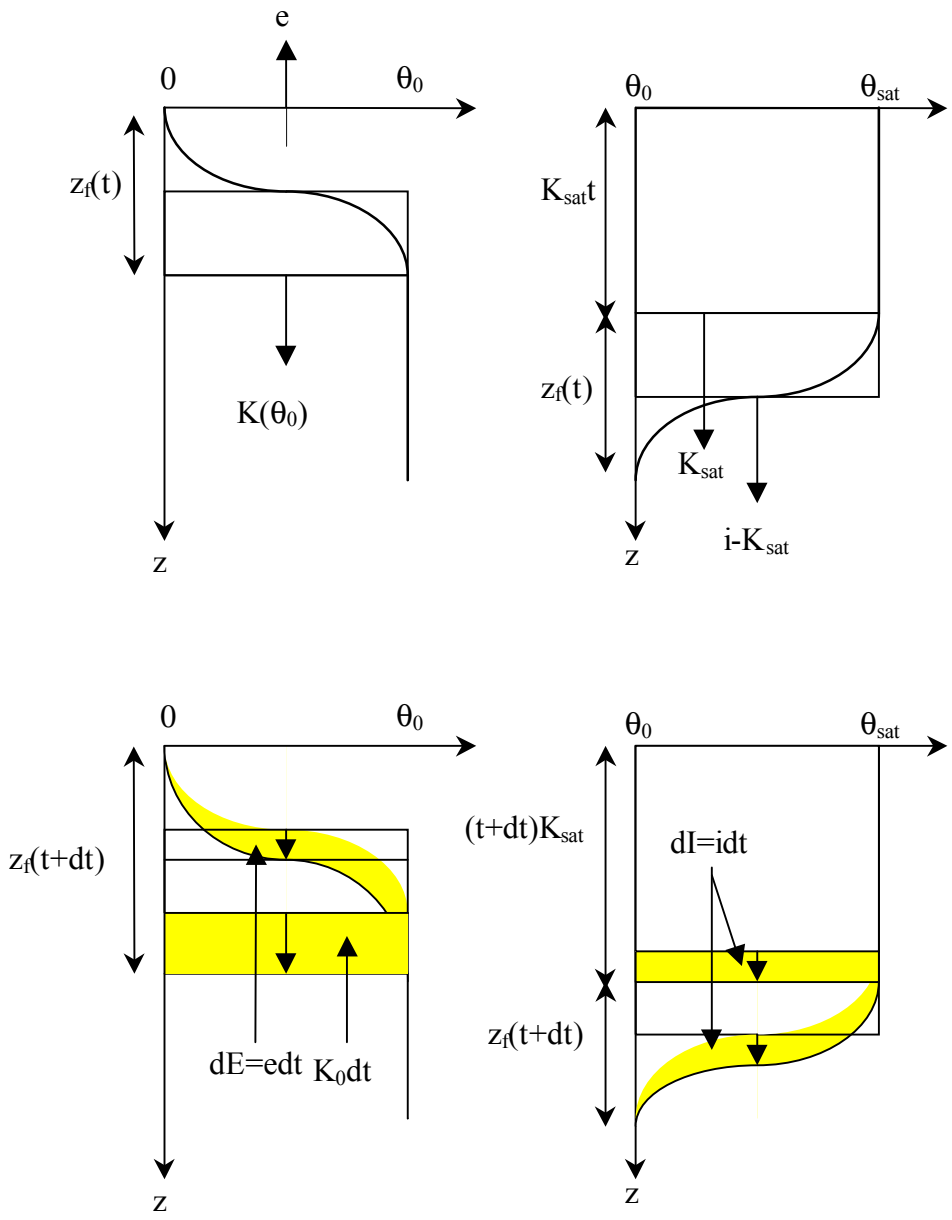


Figure 2.2.7 : description simplifiée des profils successifs de teneur en eau du sol

(en haut à l'instant t, indiquant les flux instantanés : à gauche l'évaporation instantanée e et la percolation assimilée à la conductivité hydraulique initiale $K_0=K(\theta_0)$, à droite l'infiltration i; en bas à l'instant suivant t+dt, indiquant en grisé les flux cumulés pendant la durée dt correspondant à l'avancée de la frange capillaire en forme de S et du piston rectangulaire: l'évaporation cumulée dE, la percolation K_0dt et l'infiltration cumulée dI)

Exfiltration | **Infiltration**

La loi de Darcy appliquée à la surface du sol (exfiltration) ou sous le « piston » saturé (infiltration) s'écrit:

$$e(z=0) = -D(\theta)\left.\frac{\partial\theta}{\partial z}\right|_{z=0} - K(\theta)\big|_{z=0} \qquad (2.2.10a)$$

$$i(z=K_{sat}t) = D(\theta)\left.\frac{\partial\theta}{\partial z}\right|_{z=K_{sat}t} + K(\theta)\big|_{z=K_{sat}t} \qquad (2.2.10b)$$

Où D est la diffusivité en phase liquide, et K la conductivité hydrique du milieu.
Si de plus l'on suppose que le profil de teneur en eau à l'intérieur de la frange capillaire préserve la similitude géométrique au cours du temps (courbe en « S » de la Figure 2.2.7), et que l'échelle d'espace caractérisant la similitude est la profondeur z_f du « front » d'assèchement ou d'infiltration (Figure 2.2.7), alors il existe une relation unique entre le profil de teneur en eau $\theta(z)$ et le rapport sans dimension z/z_f, ce qui se traduit par :

$$\forall[z,t] \text{ où } z \le z_f(t) \ \exists! G \text{ tel que } \begin{cases}\theta(z,t) = G(z/z_f(t)) \\ \theta(z,t) = \theta_0\end{cases} \text{ si } \begin{cases} z < z_f(t) \\ z \ge z_f(t)\end{cases} \qquad (2.2.11a)$$

$$\forall[z,t] \text{ où } K_{sat}t \le z \le z_f(t) + K_{sat}t \ \exists! H \text{ tel que } \begin{cases}\theta(z,t) = H(z/z_f(t)) \\ \theta(z,t) = \theta_{sat} \\ \theta(z,t) = \theta_0\end{cases} \text{ si } \begin{cases} K_{sat}t < z < K_{sat}t + z_f(t) \\ z \le K_{sat}t \\ z \ge K_{sat}t + z_f(t)\end{cases} \qquad (2.2.11b)$$

Après substitution de la similitude dans l'égalité de Darcy et application de la règle de composition des dérivées, nous obtenons (a, b, c et d sont des constantes de proportionnalité) :

$$e = \frac{a}{z_f(t)} \qquad (2.2.12a)$$

$$i = \frac{b}{z_f(t)} + K_{sat} \qquad (2.2.12b)$$

La conservation de la masse s'écrit :

$$cz_f(t) = E + K_0 t \qquad (2.2.13a)$$

$$dz_f(t) = I \qquad (2.2.13b)$$

Après élimination de z_f dans les deux équations précédentes :

$$e = \frac{ac}{E + K_0 t} \qquad (2.2.14a)$$

$$i = K_{sat} + \frac{bd}{I} \qquad (2.2.14b)$$

Si l'on développe en série temporelle l'équation précédente, et que l'on égalise le premier terme de la série avec le premier terme de la série de Philip (1957), nous avons alors :

$$ac = \frac{S_d^2}{2} \qquad (2.2.15a)$$

$$bd = \frac{S^2}{2} \qquad (2.2.15b)$$

où la désorptivité S_d et la sorptivité S s'écrivent:

$$S_d^2 = \frac{8}{3}\int_0^{\theta_0} (\theta_0 - \theta) K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} d\theta$$

Parlange et al., 1985 (2.2.16a)

$$S^2 = \int_{\theta_0}^{\theta_{sat}} (\theta_{sat} + \theta - 2\theta_0) K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} d\theta$$

Parlange, 1975 (2.2.16b)

soit, par intégration (voir Annexe 1 pour le détail des calculs):

$$\frac{K_0}{e} = \frac{2K_0^2 t}{S_d^2} + \ln\left(1 + \frac{K_0}{e}\right) \qquad (2.2.17a)$$

$$\frac{2K_{sat} I}{S^2} = \frac{2K_{sat}^2 t}{S^2} + \ln\left(1 + \frac{2K_{sat} I}{S^2}\right) \qquad (2.2.17b)$$

Si enfin les variables *t, e, i, E* et *I* sont mises en facteurs d'échelle (variables sans dimension indiquées par le symbole « ~ ») :

$$\tilde{t} = 2t\left(\frac{K_0}{S_d}\right)^2$$

$$\tilde{t} = 2t\left(\frac{K_{sat}}{S}\right)^2$$

$$\tilde{E} = 2E\left(\frac{K_0}{S_d^2}\right) \qquad \tilde{I} = 2I\left(\frac{K_{sat}}{S^2}\right)$$

$$\tilde{e} = e / K_0 \qquad \tilde{i} = i / K_{sat}$$

Alors les capacités *e, E, i* et *I* s'expriment indépendamment des conditions initiales :

$$\frac{1}{\tilde{e}} = \tilde{t} + \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{e}}\right) \qquad \frac{1}{\tilde{i} - 1} = \tilde{t} + \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{i} - 1}\right)$$

$$\tilde{E} = \ln\left(1 + \tilde{E} + \tilde{t}\right) \qquad \tilde{I} = \tilde{t} + \ln\left(1 + \tilde{I}\right)$$

(2.2.18a et 2.2.19a) (2.2.18b et 2.2.19b)

Avec :

$$\tilde{E} = \frac{1}{\tilde{e}} - \tilde{t} \qquad \tilde{I} = \frac{1}{\tilde{i} - 1}$$

(2.2.20a) (2.2.20b)

Si l'on utilise les courbes de rétention et de conductivité hydraulique de Brooks et Corey (1964):

$$\frac{\theta}{\theta_{sat}} = \left(\frac{\psi_{BC}}{\psi}\right)^{m_{BC}} \text{ et } K = K_{sat}\left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^{n_{BC}} \text{ où } n_{BC} = \frac{2 + 3m_{BC}}{m_{BC}} \text{ (Burdine, 1956)}$$

S_d et S s'expriment analytiquement comme (par comodité, m_{BC} est simplifié en m) :

$$S_d^2 = \frac{8}{3} K_{sat} |\psi_{BC}| \theta_{sat} m \frac{(\theta_0 / \theta_{sat})^{4+\frac{1}{m}}}{(1+3m)(1+4m)}$$

(2.2.21a)

$$S^2 = \frac{K_{sat} |\psi_{BC}|}{(1+3m)(1+4m)} \left[A - B\left(\frac{\theta_0}{\theta_{sat}}\right)^{3+\frac{1}{m}} \right]$$

$$A = 2(\theta_{sat} - \theta_0)(1+4m) - m\theta_{sat}$$
$$B = (\theta_{sat} - \theta_0)(1+3m) + m(\theta_{sat} - 2\theta_0)$$

(2.2.21b)

2.2.2.4. L'Approximation de Compression du Temps (ACT)

Les capacités e et i exprimées précédemment sont des solutions quasi-exactes du mouvement de l'eau dans un sol soumis à une condition limite de type « concentration imposée » ($\theta(z=0)=0$ pour l'exfiltration, $\theta(z=0)=\theta_{sat}$ pour l'infiltration). L'ACT assure le lien entre les deux types de condition limite grâce aux hypothèses suivantes :

1- l'expression analytique de la capacité reste valable pendant la seconde phase mais doit être adaptée afin de tenir compte de la quantité d'eau échangée avec l'atmosphère et le sol sous-jacent pendant toute la durée de la première phase.

2- l'expression du flux instantané pendant la seconde phase (noté $e_{réel}$ et $i_{réel}$ pour l'exfiltration et l'infiltration instantanées respectivement) ne dépend que de la teneur en eau initiale et du cumul échangé jusqu'à cette date (Salvucci et Entekhabi, 1994).

Ces deux hypothèses combinées reviennent à négliger les aléas de second ordre (fluctuations des caractéristiques météorologiques, etc) et donc l'historique de l'événement lorsque l'on calcule le flux instantané : pendant la seconde phase l'évaporation instantanée est déterminée par le sol et décroît selon la capacité, et pendant la première le flux est supposé constant et égal à l'intensité potentielle.

La seconde hypothèse se traduit par (R et S sont des relations bijectives non spécifiées):

$$e(t,\theta_0) = R[E(t,\theta_0)] \Leftrightarrow e_{réel}(t,\theta_0) \cong R[E_{réel}(t,\theta_0)] \quad (2.2.22a)$$

$$i(t,\theta_0) = S[I(t,\theta_0)] \Leftrightarrow i_{réel}(t,\theta_0) \cong S[I_{réel}(t,\theta_0)] \quad (2.2.22b)$$

Si l'on définit un temps dit de « compression » t_c comme la date à laquelle la capacité instantanée est égale à l'intensité potentielle (Figure 2.2.8):

$$e(t_c) = e_p \quad (2.2.23a)$$

$$i(t_c) = p \quad (2.2.23b)$$

Si d'autre part l'on définit l'instant t_a à partir duquel le sol contrôle le flux instantané, c'est à dire la date ultime à laquelle le flux réel est encore égal à l'intensité potentielle:

$e_{réel}(t_a) = e_p$	$i_{réel}(t_a) = p$
$E_{réel}(t_a) = t_a e_p$	$I_{réel}(t_a) = t_a p$
(2.2.24a et 2.2.25a)	(2.2.24b et 2.2.25b)

Alors, en vertu de l'ACT :

$E_{réel}(t_a) \cong E(t_c)$	$I_{réel}(t_a) \cong I(t_c)$
$t_a \cong \dfrac{E(t_c)}{e_p}$	$t_a \cong \dfrac{I(t_c)}{p}$
(2.2.26a et 2.2.27a)	(2.2.26b et 2.2.27b)

Puisque les flux de seconde phase décroissent suivant l'expression analytique de la capacité, l'égalité précédente entre les flux cumulés réels et les capacités cumulées entraîne via l'ACT la même égalité pour les flux instantanés correspondants:

$\forall \tau \in [0, \infty[\quad E_{réel}(t_a + \tau) = E(t_c + \tau)$	$\forall \tau \in [0, \infty[\quad I_{réel}(t_a + \tau) = I(t_c + \tau)$
$\forall \tau \in [0, \infty[\quad e_{réel}(t_a + \tau) = e(t_c + \tau)$	$\forall \tau \in [0, \infty[\quad i_{réel}(t_a + \tau) = i(t_c + \tau)$
soit : $\forall t \in [t_a, \infty[\quad e_{réel}(t) = e(t + (t_c - t_a))$	soit : $\forall t \in [t_a, \infty[\quad i_{réel}(t) = i(t + (t_c - t_a))$
(2.2.28a, 2.2.29a et 2.2.30a)	(2.2.28b, 2.2.29b et 2.2.30b)

Le flux instantané durant la seconde phase se déduit donc de l'expression analytique de la capacité par translation temporelle d'une quantité t_a-t_c (Figure 2.2.8).

Toutes les relations établies pour l'ACT restent valables lorsque l'on divise les variables d'état par leur facteur d'échelle correspondant, et donnent naissance à des relations indépendantes des conditions initiales. Si les facteurs d'échelle « effectifs » pour la région considérée (facteurs $\langle K_0 \rangle$ et $\langle K_{sat} \rangle$ régionaux permettant de calculer $\tilde{e}_p$ et $\tilde{p}$) sont connus, il est possible d'exprimer *e, i, E* et *I* quel que soit *t* en multipliant les relations sans dimension par les facteurs d'échelle évalués à l'échelle désirée (locale ou régionale).

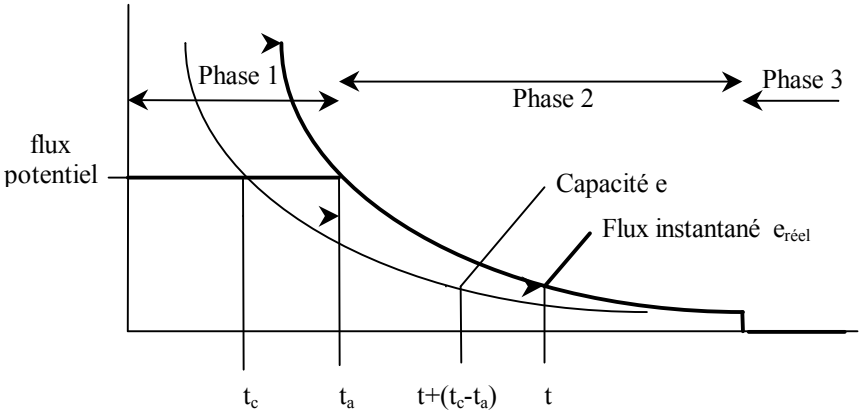


Figure 2.2.8 : Description des trois phases à l'aide de l'ACT

Ainsi, t_c et t_a se déduisent des capacités non dimensionnelles du paragraphe précédent :

$$\tilde{t}_c = \frac{1}{\tilde{e}_p} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{e}_p}\right)$$

$$\tilde{t}_a \tilde{e}_p = \ln\left[1 + \tilde{t}_a \tilde{e}_p + \frac{1}{\tilde{e}_p} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{e}_p}\right)\right]$$

(2.2.31a et 2.2.32a)

$$\tilde{t}_c = \frac{1}{\tilde{p} - 1} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{p} - 1}\right)$$

$$\tilde{t}_a \tilde{p} = \frac{1}{\tilde{p} - 1} + \ln\left[\left(1 + \tilde{t}_a \tilde{p}\right)\left(1 - \frac{1}{\tilde{p}}\right)\right]$$

(2.2.31b et 2.2.32b)

D'où l'expression des flux cumulés en fonction du temps:

$$\forall \tilde{t} \in [\tilde{t}_a, \infty[\qquad \tilde{E}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{E}(\tilde{t} + (\tilde{t}_c - \tilde{t}_a))$$

$$\forall \tilde{t} \in [0, \tilde{t}_a[\qquad \tilde{E}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{e}_p \tilde{t}$$

(2.2.33a et 2.2.34a)

$$\forall \tilde{t} \in [\tilde{t}_a, \infty[\qquad \tilde{I}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{I}(\tilde{t} + (\tilde{t}_c - \tilde{t}_a))$$

$$\forall \tilde{t} \in [0, \tilde{t}_a[\qquad \tilde{I}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{p} \tilde{t}$$

(2.2.33b et 2.2.34b)

Enfin, la teneur en eau moyenne du réservoir est mise à jour en résolvant le bilan de masse, c'est à dire que la teneur en eau initiale de l'événement i+1 se déduit de celle en début d'événement i par :

$$\theta_{i+1} = \theta_i - \frac{E + Kt}{d_r}$$

(2.2.35a)

$$\theta_{i+1} = \theta_i + \frac{P - R}{d_r}$$

(2.2.35b)

Sivapalan et Milly (1989) ont discuté la validité de l'ACT et montré que cette méthode est une bonne approximation pour les sols à diffusivité hautement non-linéaire. Elle devient exacte pour les sols à comportement de type Green and Ampt (Dooge et Wang, 1993) pour lesquels la diffusivité est une masse de Dirac.

2.2.2.5. Débat sur la définition de l'évaporation potentielle

L'évaporation potentielle constitue la borne supérieure des échanges de vapeur d'eau au début de l'assèchement. Elle est limitée par l'aptitude de l'atmosphère à diffuser la vapeur d'eau depuis la surface. La relation la plus couramment utilisée pour calculer cette évaporation est celle de Penman-Monteith (Monteith, 1965) :

$$Le_p = \frac{\Delta(Rn - G) + \rho c_p D_a / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)} \tag{2.2.36}$$

où $\Delta = \left.\frac{de_{sat}}{dT}\right|_{T_a}$ est la dérivée de la pression de vapeur saturante à la température de l'air T_a, Rn est le rayonnement net, G le flux de chaleur dans le sol, ρ la densité de l'air, c_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante, γ la constante psychrométrique, $D_a = e_{sat}(T_a) - e_a$ est le déficit de pression de vapeur à la hauteur de référence (i.e. la différence entre la pression de vapeur à saturation et la pression de vapeur effective de l'air à la hauteur z_a), r_a la résistance aérodynamique entre la surface et z_a, et r_s la résistance de surface.

Mais cette formulation sollicite des mesures de Rn et G en conditions réelles. Lhomme (1997) propose une définition qui utilise les variables de forçage météorologiques classiques (e_a, u_a, T_a, Rg) : l'évaporation potentielle est l'évaporation d'une surface saturée « idéale » suffisamment étendue pour annuler les effets de l'advection, et soumise aux mêmes caractéristiques et aux mêmes conditions atmosphériques que la surface réelle. Le modèle d'échanges Sol-Végétation-Atmosphère de Famiglietti et Wood (1994a) s'appuie aussi sur la description en deux phases de l'évaporation et donne une expression analytique de l'évaporation potentielle conforme à cette définition. Nous utilisons ici leur procédure de résolution du bilan d'énergie en prenant soin de séparer les sources radiatives des sources aérodynamiques.

L'évaporation est calculée en conditions potentielles (indice « p ») à partir de la résolution du bilan d'énergie au niveau $d+z_{om}$ (hauteur de la source virtuelle unique correspondant à la hauteur où sont générés les flux aérodynamiques):

$$Rn_p = H_p + Le_p + G_p \tag{2.2.37}$$

La source est supposée saturée en conditions potentielles, et l'unique inconnue du bilan est T_{0p}, température aérodynamique du couvert à la hauteur $d+z_{om}$. Dans ces conditions, la résistance de surface tend vers zéro et la résistance totale au transfert de vapeur se réduit à la résistance aérodynamique r_a. Les flux en conditions potentielles s'expriment de la manière suivante :

- le rayonnement net en conditions potentielles est $Rn_p = (1-\alpha)Rg + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_{sp}^4$

  où α est l'albédo, Rg le rayonnement solaire incident, ε_a l'émissivité de l'air, σ la constante de Stefan-Boltzman et ε_s l'émissivité de la surface.

- le flux de chaleur dans le sol est une fraction ξ du rayonnement net $G_p = \xi Rn_p$

  où ξ est un facteur de proportionnalité classiquement compris entre 0,2 et 0,5.

- le flux de chaleur sensible est $H_p = \rho c_p \dfrac{T_{0p} - T_a}{r_a}$

- et le flux de chaleur latente est $Le_p = \dfrac{\rho c_p}{\gamma} \dfrac{e_{sat}(T_{0p}) - e_a}{r_a}$

La relation entre la température aérodynamique T_{0p} à la hauteur $d+z_{om}$ et la température de surface T_{sp} s'écrit de manière empirique (Chehbouni et al., 1997a) en fonction de la température de l'air imposée à z_a, de l'indice foliaire LAI et d'un paramètre de calage υ :

$$\chi = \frac{T_{0p} - T_a}{T_{sp} - T_a} = \frac{1}{e^{\upsilon/(\upsilon - LAI)} - 1} \tag{2.2.38}$$

La résistance aérodynamique s'exprime simplement à partir du profil logarithmique de vitesse de vent :

$$r_{a0} = \frac{\left(\ln\left(\dfrac{z_a - d}{z_{om}}\right)\right)^2}{\kappa^2 u_a} \tag{2.2.39}$$

où la hauteur de déplacement d et la rugosité du couvert z_{om} dépendent de la hauteur de végétation z_v (Monteith, 1973): $d = 0{,}66 z_v$ et $z_{om} = 0{,}13 z_v$. κ=0,4 et z_a est la hauteur de référence.

Elle est modifiée pour tenir compte des effets de stabilité thermique (Choudhury et al., 1986):

$$r_a = r_{a0} \frac{1}{\left(1 + Ri\left(T_{0p} - T_a\right)\right)^{\eta}} \tag{2.2.40}$$

où le produit $Ri\left(T_{0p} - T_a\right) = \frac{5g\left(z_a - d\right)}{u_a^2 T_a}\left(T_{0p} - T_a\right)$ est le Nombre de Richardson et η=0,75 en conditions instables ($T_{0p}>T_a$) et η=2 en conditions stables ($T_{0p}<T_a$). $Ri = \frac{5g\left(z_a - d\right)}{u_a^2 T_a}$

Puisqu'en conditions potentielles la température aérodynamique est voisine de la température de l'air (ce qui correspond à un faible rapport de Bowen), un développement limité du premier ordre de l'équation du bilan d'énergie autour de T_a fournit une bonne approximation de l'énergie potentielle :

$$Le_p = \frac{\rho c_p}{\gamma r_a\left(T_{0p}\right)}\left(e_{sat}\left(T_{0p}\right) - e_a\right) \tag{2.2.41}$$

avec (voir Annexe 1 pour le détail des calculs):

$$T_{0p} - T_a \cong \frac{\left[(1-\alpha)Rg + (\varepsilon_a - \varepsilon_s)\sigma T_a^4\right](1-\xi) - \frac{\rho c_p}{\gamma r_{a0}} D_a}{\frac{\rho c_p}{\gamma r_{a0}}\left[\gamma + \Delta + \eta Ri D_a\right] + (1-\xi)4\varepsilon_s \sigma T_a^3 \chi^{-1}} \tag{2.2.42}$$

soit, si l'on applique le développement limité :

$$Le_p = R^* - \frac{\left(g_{rad} + \rho c_p g_{a0}\right)\left(R^* - \rho c_p g_{a0} D_a/\gamma\right)}{g_{rad} + \rho c_p g_{a0}\left(1 + \Delta/\gamma + D_a \eta Ri/\gamma\right)} \tag{2.2.43}$$

où $R^* = \left[(1-\alpha)R_g - (\varepsilon_s - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right](1-\xi)$ est le forçage radiatif-conductif,

$g_{rad} = 4\varepsilon_s \sigma T_a^3 (1-\xi)/\chi$ est la conductance radiative-conductive,

et $g_{a0} = 1/r_{a0}$ est la conductance aérodynamique sans correction de stabilité.

2.2.2.6. Reconstitution du cycle diurne

L'évaporation potentielle est calculée pour chaque pas de temps du forçage atmosphérique selon la méthode décrite ci-dessus, puis moyennée sur l'ensemble de l'événement avant d'être imposée à l'ACT. La solution analytique de l'ACT, l'exfiltration réelle *e* déduite de la capacité d'exfiltration, est une fonction monotone décroissante en réponse à un forçage moyen constant. Afin de retrouver les fluctuations diurnes du bilan d'énergie, il est nécessaire de désagréger dans le temps la capacité d'exfiltration. En supposant un rapport a_{jour} entre les flux de chaleur latente potentiel et réel constant au cours de la journée, les fluctuations diurnes du flux *Le* sont directement reliées à celles de l'évaporation potentielle (calculé à chaque pas de temps du forçage atmosphérique) par :

$$Le(t) = a_{jour} Le_p(t) \tag{2.2.44}$$

En appliquant la conservation de la masse sur une journée, nous pouvons déduire que le rapport a_{jour}, l'efficacité d'évaporation, s'écrit en fonction de l'exfiltration réelle *e* par:

$$a_{jour} = \frac{L\sum_{1\,jour} e}{\sum_{1\,jour} Le_p} \tag{2.2.45}$$

En imposant $Le(t) = a_{jour} Le_p(t)$ dans le bilan d'énergie décrit plus haut et en le résolvant pour la température T_0 en conditions réelles, nous pouvons estimer les différents termes du bilan et la température de surface T_s. Puisqu'il s'agit de *Le(t)* calculé à partir de la capacité d'exfiltration et non de sa formulation en fonction d'une résistance de surface non nulle, cette méthode ne nécessite aucune réévaluation de la résistance de surface.

2.2.2.7. Extension du modèle à une végétation couvrante

Hormis l'impact aérodynamique sur les flux atmosphériques (pour un sol nu, la hauteur de déplacement est égale à zéro, et par conséquent le facteur χ reliant la température

aérodynamique à la température de surface est égal à 1), le modèle présenté ne tient explicitement pas compte du fonctionnement physiologique de la végétation (extraction racinaire, ouverture stomatale). Salvucci (1997) suggère que pour un couvert court et proche des conditions de stress, les flux vont être essentiellement contrôlés par le sol. Et l'on comprend que cette approche soit essentiellement (mais pas exclusivement) destinée à décrire les échanges de masse et d'énergie pour des couverts herbacés éparses à faible profondeur d'enracinement. Brutsaert and Chen (1995) indiquent cependant que la validité de l'approche désorptive dépasse le cadre indiqué précédemment: « The applicability of the two-stage concept and of the desorption approach for the second stage of drying in the presence of vegetation is still poorly understood. Yet the simplicity of these concepts is appealing. Although the roots of vegetation extract moisture from a range of depths, eventually, as drying proceeds and the vegetation becomes stressed and approaches dormancy, evaporation probably takes place increasingly from the soil surface, so that the desorption may become a useful approximation ».

Dans le cas d'une végétation dense, le contrôle physiologique des stomates ne peut plus être négligé, même si la plante est bien alimentée (i.e. même en conditions potentielles). La résistance de surface prend une limite inférieure non nulle et égale à la valeur de la résistance stomatique lorsque seule les conditions atmosphériques limitent les échanges entre la plante et l'atmophère (première phase). Il convient donc de modifier l'expression de l'évaporation « potentielle » telle qu'elle a été présentée auparavant pour décrire l'intensité et la durée de la première phase. Monteith (1995) propose une relation empirique simplifiée de la résistance stomatique qui décrit le mécanisme de rétrocontrôle négatif du flux transpiré e_v sur l'ouverture des stomates:

$$\frac{r_{sm}}{r_s} = 1 - \frac{Le_v}{Le_m} \tag{2.2.46}$$

où r_s est la résistance stomatique réelle et r_{stm} la résistance stomatique minimale extrapolée pour $Le_v=0$.

Le flux transpiré est borné par le flux e_m considéré comme le taux extrapolé maximal d'extraction par les plantes, limité à la fois par les conditions atmosphériques et la teneur en eau du sol. Lhomme et al. (1998) ont montré que cette relation est semblable à la paramétrisation classique présentée au chapitre 1.2.1.

Puisque le flux transpiré est relié à la résistance stomatique par l'intermédiaire de la loi d'Ohm :

$$Le_v = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\left(e_{sat}(T_0) - e_a\right)}{r_a + r_s} \tag{2.2.47}$$

Des deux équations précédentes nous déduisons :

$$Le_v = \frac{Le_m}{2r_a}\left(r_a + r_{stm} + k - \sqrt{(r_a + r_{stm} + k)^2 - 4r_a k} \right) \tag{2.2.48}$$

où $k = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\left(e_{sat}(T_0) - e_a\right)}{Le_m}$ et où Le_m est déterminé soit par l'évaporation potentielle définie auparavant, soit par la quantité d'eau accessible par désorption, c'est à dire la « capacité » e du sol à fournir de l'eau au plantes.

Puisque l'accroissement de résistance stomatique dû au stress hydrique de la plante survient de manière brutale lorsque l'on s'approche du potentiel matriciel critique, Wetzel et Chang (1987) suggèrent que, pour la végétation comme pour le sol, les deux contrôles se succèdent dans le temps : d'abord un contrôle atmosphérique, puis un contrôle par le sol correspond à la phase de stress hydrique. Le comportement de la végétation peut alors être décrit à l'aide d'un régime bi-phasique identique à celui du sol nu, mais limité par une intensité potentielle plus faible calculée avec une résistance de surface non nulle r_s. (voir pour illustration le modèle de Famiglietti et Wood, 1994). Nous pouvons donc supposer que la transpiration est solution du même schéma analytique que le sol nu (Figure 2.2.9), mais utilise aux lieux et places de l'évaporation potentielle et de l'évaporation réelle une transpiration potentielle et une transpiration réelle obtenues au moyen de l'équation ci-dessus, avec

$$Le_m = Le_p \tag{2.2.49}$$

Puisque $Le_p = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\left(e_{sat}(T_{0p}) - e_a\right)}{r_a}$, $Le_m = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\left(e_{sat}(T_{0vp}) - e_a\right)}{r_a}$ et $T_{0p} \cong T_{0vp}$, alors $k \cong 1$ et par conséquent $Le_{vp} \cong \frac{Le_p}{2}\left(2 + \frac{r_{stm}}{r_a} - \sqrt{\frac{r_{stm}}{r_a}\left(\frac{r_{stm}}{r_a} + 4 \right)} \right)$

Un autre formulation « classique » de la transpiration potentielle est :

$$Le_{vp} = \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_{0vp}) - e_a}{r_a(T_{0vp}) + r_{st\,\min}} \text{ soit } Le_{vp} \cong \frac{r_a}{r_a + r_{st\,\min}} Le_p \qquad (2.2.50)$$

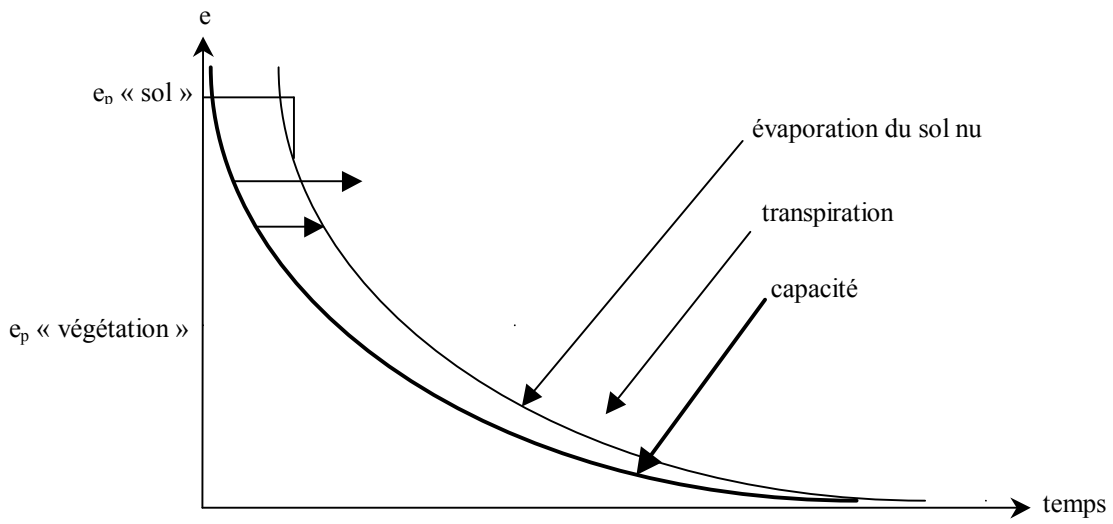


Figure 2.2.9 : les trois phases pour sol nu et végétation

La Figure 2.2.10 illustre l'évolution des rapports entre la transpiration potentielle exprimée de manière « classique » et le rapport équivalent pour la formulation de Monteith (soit $\frac{1}{1 + r_{st\,\min}/r_a}$ et $\frac{1}{2}\left(2 + \frac{r_{stm}}{r_a} - \sqrt{\frac{r_{stm}}{r_a}\left(\frac{r_{stm}}{r_a} + 4\right)}\right)$ respectivement) en fonction du rapport entre la résistance stomatique minimale et la résistance aérodynamique. Nous pouvons voir que les deux formulations sont voisines pour la gamme de $\frac{r_{st\,\min}}{r_a}$ ou de $\frac{r_{stm}}{r_a}$ comprise entre 1 et 10 mais pas pour les fortes valeurs de résistance aérodynamique.

Si l'on omet l'utilisation de l'équation de Monteith dans la première phase ($r_s \cong r_{smin} \cong r_{sm}$) et dans la seconde (flux limité par le sol), et gardons la définition « classique » de Le_{vp}, alors :

$$T_{0vp} - T_a \cong \frac{\left[(1-\alpha)Rg + (\varepsilon_a - \varepsilon_s)\sigma T_a^4\right](1-\xi) - \frac{\rho c_p}{\gamma}\frac{D_a}{r_{a0} + r_{st\,\min}}}{\frac{\rho c_p}{\gamma}\left[\frac{\gamma}{r_{a0}} + \frac{\Delta}{r_{a0} + r_{st\,\min}} + \eta Ri \frac{D_a}{(1 + r_{st\,\min}/r_{a0})}\right] + (1-\xi)4\varepsilon_s \sigma T_a^3 \chi^{-1}} \qquad (2.2.51)$$

soit, si l'on reprend le développement limité autours de T_a :

$$Le_{vp} = R^* - \frac{\left(g_{rad} + \rho c_p g_{a0}\right)\left(R^* - \rho c_p g_{surf} D_a / \gamma\right)}{\rho c_p g_{surf}\left(1 + r_{st\,\min} g_{a0} + \Delta/\gamma + D_a \eta R i r_{a0} g_{surf} / \gamma\right) + g_{rad}} \qquad (2.2.52)$$

où $g_{surf} = 1/\left(r_{st\,\min} + r_{a0}\right)$ est la conductance totale de surface sans correction de stabilité et

où Rn et donc G sont corrigés par la quantité du rayonnement incident absorbé par la végétation, c'est à dire diminué par une formule de type Beer-Lambert : $\xi = \xi_s e^{-0,4LAI}$

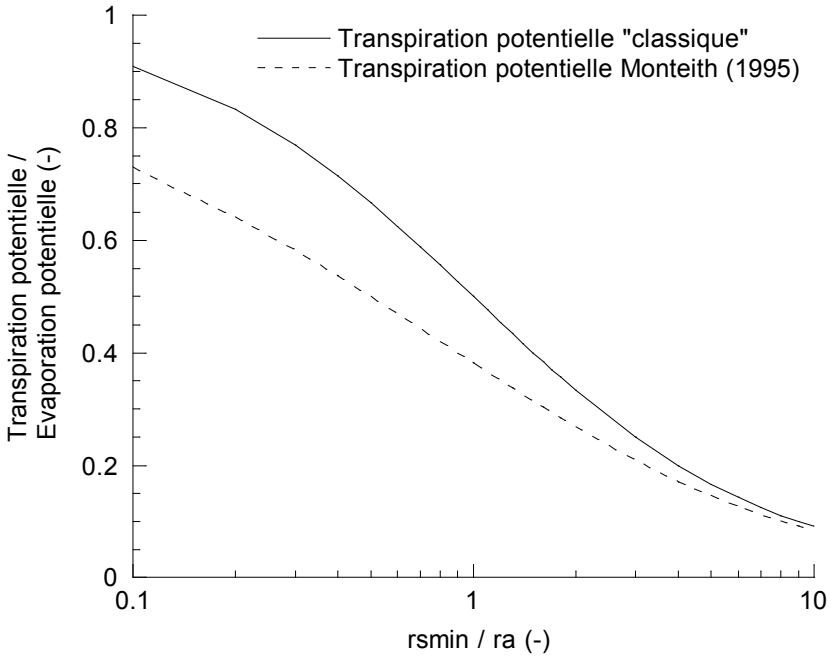


Figure 2.2.10 : évolution de l'évaporation potentielle en présence d'un couvert végétal en fonction du rapport entre les résistances stomatique minimale et aérodynamique

Dans le cas où l'on conserve la formulation de Monteith (1995), la solution analytique approchée est beaucoup plus complexe. Dans tous les cas, il faudrait mener une étude complémentaire pour évaluer l'impact du développement limité sur la précision des calculs.

2.2.2.8. Algorithme du modèle (Figure 2.2.11)

Le bilan de masse pour chaque événement/inter-événement se calcule de la manière suivante :

1- l'intensité moyenne du flux « potentiel » imposé par l'atmosphère est déduit du forçage atmosphérique (par résolution du bilan d'énergie en conditions potentielles dans le cas de l'évaporation) et agrégation temporelle à l'échelle de l'événement.

2- cette intensité est ensuite divisée par le facteur d'échelle correspondant à la région considérée (K_0 pour l'évaporation, K_{sat} pour l'infiltration) afin d'obtenir l'intensité potentielle régionale sans dimension.

3- L'évaporation potentielle sans dimension permet de calculer le temps de compression et le temps de passage de la première à la seconde phase, sans puis avec dimension. Après application de l'ACT, nous obtenons une relation entre le flux cumulé réel et le temps, exprimés sans dimension: $\tilde{E}(\tilde{t})$ pour l'évaporation ou $\tilde{I}(\tilde{t})$ pour l'infiltration.

4- en multipliant ce dernier et le temps total de l'événement par leurs facteurs dimensionnels locaux respectifs, le flux cumulé peut être désagrégé sur l'ensemble de la région (et permet donc un couplage avec un modèle de redistribution horizontale).

5- Pour résoudre le bilan d'énergie en conditions « réelles », le flux instantané *e* dimensionnel doit être multiplié par la chaleur latente de vaporisation L et imposé dans la routine de résolution de l'interface (Figure 2.2.12)

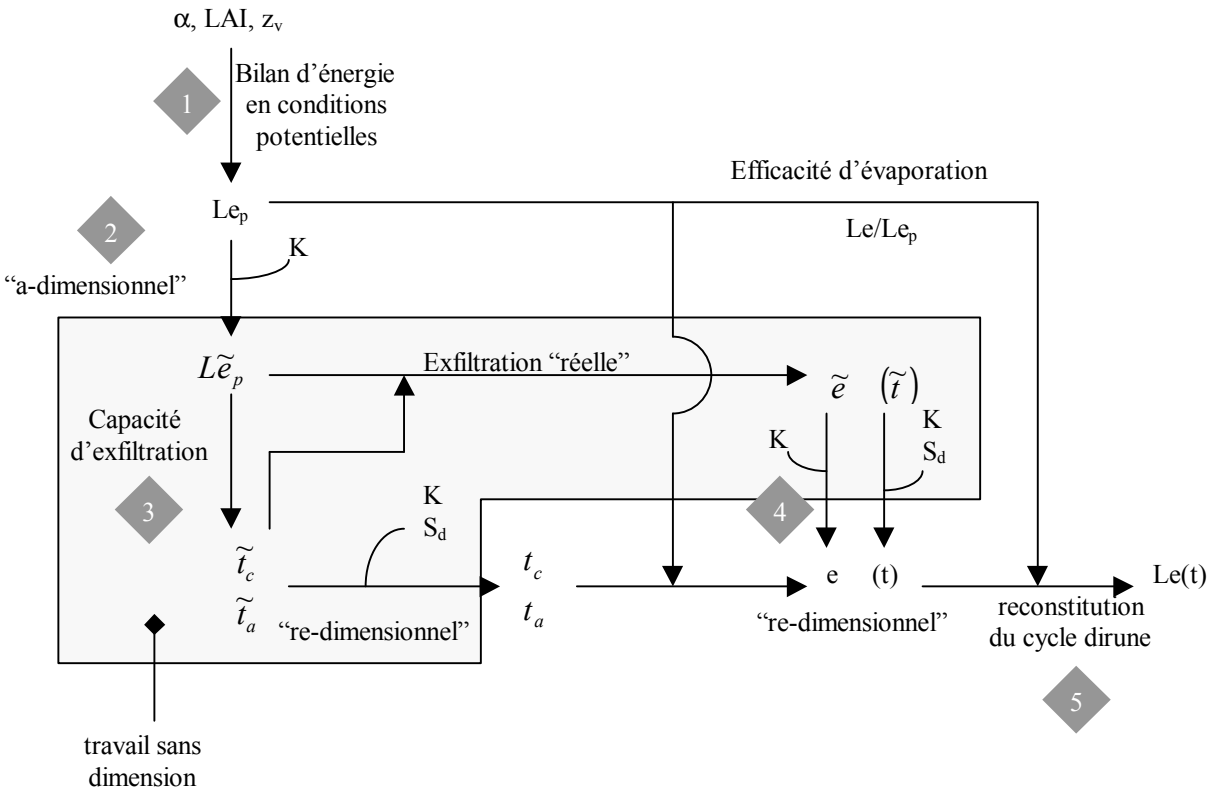


Figure 2.2.11: algorithme du modèle (évaporation)

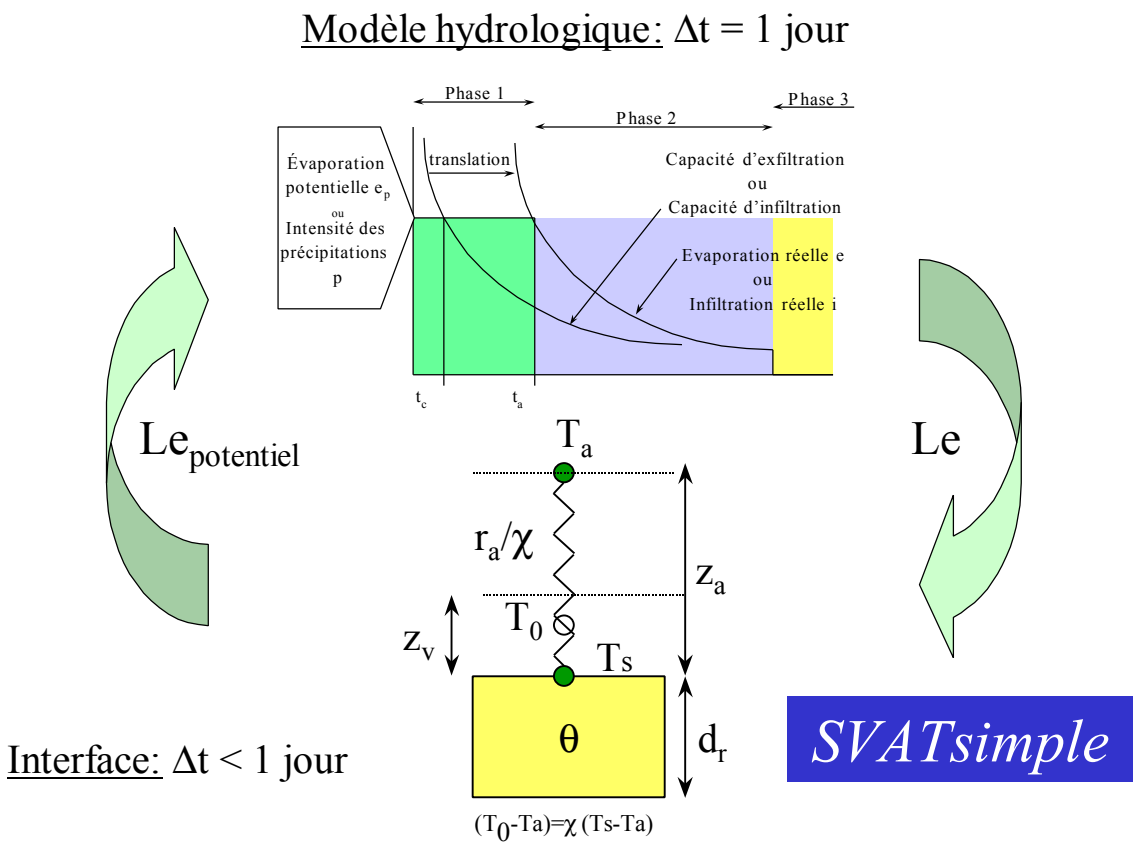


Figure 2.2.12 : schéma général récapitulatif du modèle TSVA « SVATsimple »

(Les capacités d'infiltration et d'exfiltration adimensionnelles instantanées ou cumulées ne dépendent que des paramètres hydrodynamiques du sol et de la teneur en eau initiale. Le diagramme du haut présente le découpage de chaque événement en trois phases successives, et celui du bas présente les caractéristiques de l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. Le lien entre la température de surface T_s et la température aérodynamique T_0 est assuré par un facteur empirique χ dépendant de l'indice foliaire. Le niveau aérodynamique constitue une source « virtuelle » reliée à la température de l'ai r T_a par la résistance aérodynamique de surface r_a)

2.3 Conclusion

Nous avons donc présenté les jeux de données et les deux modèles TSVA utilisés et/ou développés dans le cadre de ce mémoire. Les données appartiennent à deux bassins versants de régions sèches à semi-arides (UNEP/GRID, 1992). Les deux schémas de surface peuvent être classés respectivement parmi les modèles à interface d ouble-source à compartiment sol discrétisé (SiSPAT) et les modèles à source et réservoir uniques (SVATSimple). Nous allons maintenant évaluer la pertinence du modèle SiSPAT vis-à-vis de la description de la variabilité à très petite échelle (hétérogénéité locale) puis à l'échelle du paysage.

3. Prise en compte et modélisation des hétérogénéités et de la variabilité spatiale des propriétés de surface

Nous allons maintenant présenter les résultats et les perspectives d'utilisation de nos outils de modélisation pour appréhender les problèmes d'hétérogénéité et de variabilité des propriétés de la surface continentale. Il s'agit tout d'abord d'évaluer plusieurs types de paramétrisation de l'hétérogénéité de la couverture végétale, et plus spécifiquement du caractère épars de celle-ci. Ensuite nous nous intéresserons pour différentes échelles de temps (de la saison à l'année) à la réponse des diverses composantes du bilan hydrique aux variations à l'échelle du paysage des principaux paramètres de la surface continentale, avant d'évaluer pour le long terme quelques formulations de paramètres effectifs établies au chapitre 1.3 pour de très courts pas de temps.

3.1. Quel modèle pour l'hétérogénéité locale ?

Nous avons vu au chapitre 1.3. que la complexité du paysage pouvait être appréhendée de façon déterministe en une mosaïque de surfaces homogènes, ou « patchs » que j'appellerai « colonnes » ou « compartiments » dans la suite du texte. Nous avons vu de même que certains modèles d'échange Sol-Végétation-Atmosphère incorporaient pour une même surface deux sources différentes pouvant représenter l'hétérogénéité de cette surface, c'est à dire la variabilité à très petite échelle (cas typique du sol nu d'une végétation éparse, ou de la strate herbacée sous une strate arbustive). La frontière entre les deux types de représentation, et ce que j'ai nommé au chapitre 1.3 « hétérogénéité » et « variabilité » n'est pas nette. En d'autres termes, à partir de quelle niveau d'hétérogénéité à l'intérieur d'une même surface celle-ci doit elle être considérée comme un ensemble de deux surfaces homogènes distinctes ? Ce chapitre tente de déterminer le nombre de colonnes et de sources nécessaires pour décrire de la façon la plus réaliste possible les échanges à l'interface sol-plante-atmosphère lorsque coexistent en un même endroit plusieurs surfaces contrastées de couvert végétal bien développées, et notamment de larges bandes de sol nu alternant avec des bandes ou des îlots de végétation dense comme c'est souvent le cas dans les milieux arides et semi-arides. L'étude est motivée par deux soucis principaux : la reproduction des flux de surface (et notamment des flux turbulents) et celle des températures de surface individuelles (c'est à dire de chacune des sources) ou radiative (température de l'ensemble). La cohérence entre la température radiative, d'une part, et l'évaporation totale, de l'autre, est en effet cruciale si l'on veut un

jour estimer l'évaporation à l'aide des données de la télédétection (et en particulier la température radiative de surface).

3.1.1. Problématique

Les modèles à deux sources tels que SiSPAT décrivent de manière réaliste les échanges de masse et de chaleur pour une colonne comprenant deux sources de chaleur et de vapeur d'eau superposées et couplées de manière dynamique : la végétation et le sol partiellement occulté par la végétation. L'hypothèse principale derrière ce type de formalisme est la suivante : l'eau et la chaleur sont échangées avec l'atmosphère uniquement à travers la couche de végétation semi-transparente. Cette hypothèse est peu contraignante pour les végétations bien développées de milieu tempéré, mais le devient pour les végétations très éparses où une large fraction de sol nu interagit directement avec l'atmosphère pour tout ce qui concerne les échanges radiatifs, conductifs et l'apport des précipitations. Le sol nu n'est alors perturbé par la végétation qu'en ce qui concerne les échanges turbulents liés à la dissipation d'énergie par convection. Cet effet d'écran différent pour les deux portions de sol est illustré sur la Figure 3.1.1 pour le rayonnement solaire incident. Le problème est bien évidemment similaire pour le rayonnement tellurique incident et l'intensité des précipitations, et d'ailleurs identique dans le cas de SiSPAT, puisque le même facteur d'écran est appliqué de manière indifférente au calcul de l'interception des rayonnements et à celui des précipitations. Il semble donc plus réaliste d'organiser les sources non plus de façon superposée, mais en « mosaïque », c'est à dire en portions de surface juxtaposées. Puisqu'une partie du sol nu est située sous l'ombre portée de la végétation, nous pouvons donc considérer que trois sources distinctes coexistent latéralement en deux « compartiments » ou « colonnes » adjacentes: une colonne formée par la végétation et le sol situé sous la végétation (sol abrité) et une colonne constituée par le sol nu exposé en permanence à l'intégralité des précipitations et du rayonnement solaire et tellurique incident.

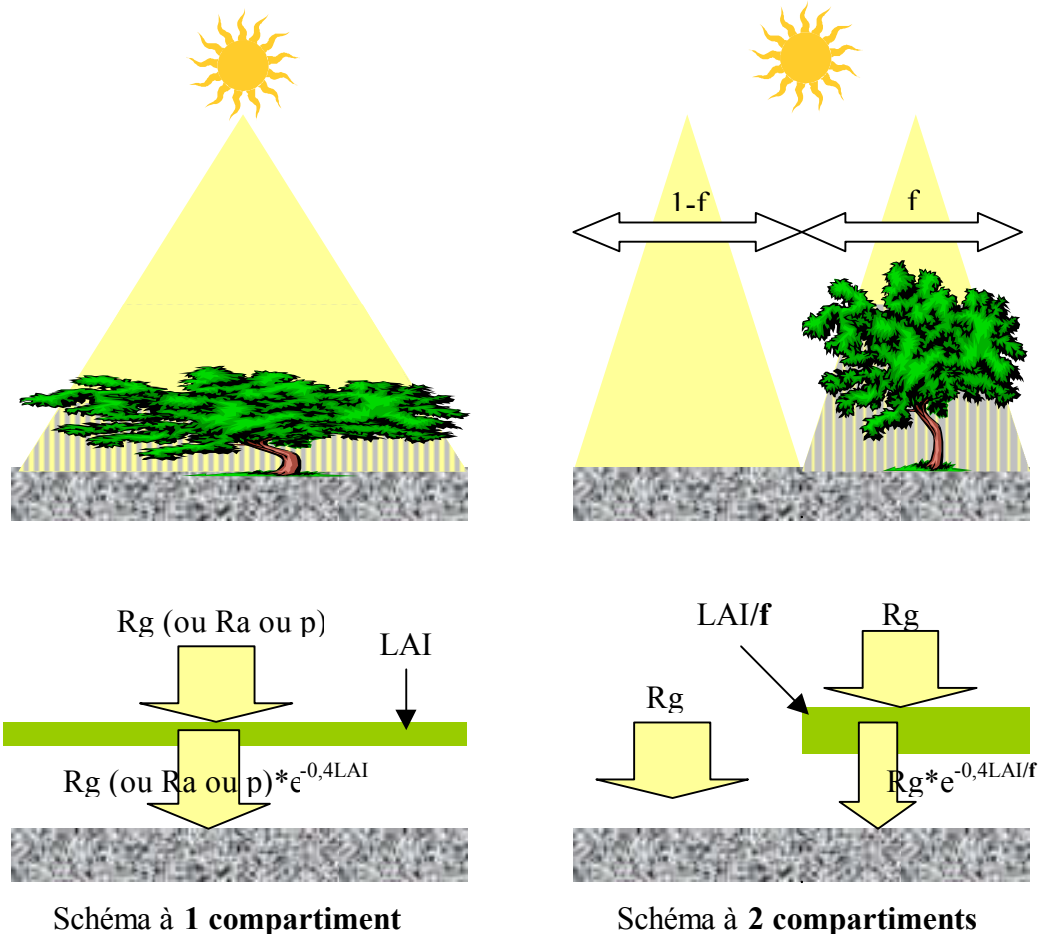


Figure 3.1.1 : problématique des modèles à un ou deux compartiments, cas du spectre solaire

(les zones hachurées représentent les zones d'ombre correspondant à la fraction d'énergie incidente interceptée par la végétation ; cette interception est calculée à l'aide de la formule de Beer-Lambert , c'est à dire une décroissance exponentielle des flux incidents en fonction du LAI ; ces flux sont respectivement le flux solaire Rg, le flux atmosphérique Ra et les précipitations p)

Deux modèles inspirés de l'interface double-source de Shuttleworth et Wallace (1985) ont été conçus en tenant compte de la faible interaction entre le sol et la végétation (Figure 3.1.2) pour les transferts radiatifs (Dolman, 1993) et pour les transferts turbulents (Norman et al., 1995). Dans le cas du modèle de Dolman (1993), l'énergie incidente est répartie entre les deux sources en fonction du taux de couverture de la végétation *f*. Le transfert aérodynamique est décrit de manière similaire à Shuttleworth et Wallace (1985), c'est à dire que les flux émis par les deux sources sont couplés au niveau d'un nœud médian représentant les conditions intermédiaires entre le sol et la végétation. Cependant, chacun des deux flux (que ce soit le flux de chaleur sensible ou le flux de chaleur latente) est pondéré par le taux de couverture respectif des deux sources, ce qui revient en fait à diviser la résistance du sol r_{as} par $1-f$ et

celle de la végétation r_{av} (ou $r_{av}+r_{sto}$ dans le cas de la chaleur latente) par f. Le modèle de Norman et al., (1995) quant à lui est composé de deux sources simples déconnectées et pourrait être classé comme un schéma mono-couche (cf. chapitre 1.2) comprenant deux sources simples organisées en mosaïque. Néanmoins, ni l'énergie incidente ni les flux turbulents ne sont pondérés par le taux de couverture respectif des deux sources, ce qui revient à un agencement en deux sources superposées. L'énergie incidente interceptée par la végétation est d'ailleurs déduite de l'énergie reçue par le sol, et les paramètres aérodynamiques des deux sources superposées sont identiques, ce qui implique une coalescence des profils logarithmiques de la composante horizontale du vent en un seul profil, c'est à dire une interaction totale entre les deux sources pour les échanges turbulents.

Ces différences majeures par rapport aux schémas classiques présentés au chapitre 1.2. sont rapportées dans le commentaire de Lhomme et Chehbouni, 1999. Pour ces auteurs, la différence entre les mécanismes physiques des transferts radiatifs (essentiellement verticaux) et aérodynamiques (supposés verticaux mais affectés par l'hétérogénéité latérale du couvert) expliquent la différence de traitement du problème des végétations éparses: alors qu'en milieu à forte hétérogénéité latérale de couverture végétale il est réaliste de considérer que la fraction non recouverte de végétation reçoit l'intégralité du rayonnement et des précipitations incidents, ce qui aboutit généralement à une plus forte température de surface pour ce compartiment, il est beaucoup moins réaliste de considérer que l'interaction entre le sol et la végétation du point de vue des transferts turbulents est nulle (cas d'une mosaïque de simples sources). En réponse à ce commentaire, Kustas et Norman (1999) proposent une modification du schéma de répartition de l'énergie incidente entre les deux sources. En annexe de Norman et al. (1995) figure une comparaison entre leur modèle et le schéma de Shuttleworth et Wallace (1985) pour le même jeu de données MONSOON'90 que le présent chapitre et pour le seul flux de chaleur sensible. L'accord avec les observations est meilleur dans le cas du modèle double-source, et le schéma de Norman et al. (1995) tend à sous-estimer le flux de chaleur sensible. Les auteurs expliquent ce résultat par l'absence de couplage entre le sol et la végétation en période sèche.

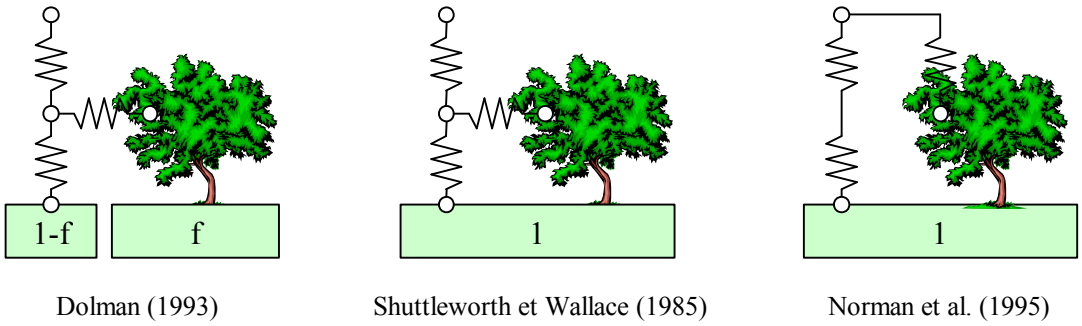


Figure 3.1.2 : comparaison entre trois schémas d'interface dédiés aux milieux hétérogènes

Le schéma de Dolman (1993) a été comparé par Blyth et Harding (1995) avec un ensemble de deux colonnes comportant chacune une source simple (une source « sol » et une source « végétation ») pour une surface hétérogène sahélienne constituée d'arbustes organisés en bandes compactes, la brousse tigrée. Ils proposent comme indice critique de séparation de « l'hétérogénéité » et de la « variabilité » le rapport entre la hauteur de la végétation dominante et la longueur caractéristique de la surface considérée. Puisqu'ils ne décrivent qu'un seul exemple d'hétérogénéité ils ne peuvent donc pas conclure sur une valeur critique de l'indice, mais fournissent une limite supérieure. La valeur des résistances employées, le mélange entre la description mosaïque et la description double source du modèle ainsi que les valeurs irréalistes des paramètres optimisés empêchent d'établir un parallèle entre le travail présenté par Blyth et Harding (1995) et le présent chapitre. Il ressort cependant de leur étude que pour la brousse tigrée le couplage entre les deux sources « sol » et « végétation » améliore légèrement la description des flux. La différence entre les performances des modèles après optimisation est cependant trop faible pour pouvoir généraliser ce résultat. Selon eux, le couplage serait responsable d'un transfert de chaleur sensible vers la végétation. Il convient cependant de noter que le nombre de sources utilisées par Blyth et Harding (1995) est restreinte à deux, et que par conséquent le sol partiellement occulté par la végétation n'est pas répertorié comme source à part entière alors qu'il pourrait jouer un rôle dans les échanges et notamment dans le couplage dynamique avec la végétation, expliquant ainsi les transferts de chaleur sensible observés et le fait que la température de l'air dans la canopée soit plus grande que la température de la canopée.

Afin d'évaluer l'impact différentiel du sol nu et du sol recouvert par la végétation sur les échanges à l'interface sol-plante-atmosphère, un schéma de surface à deux compartiments à été construit à partir du schéma SiSPAT et de sa version décrivant les échanges sol nu –

atmosphère. Le modèle à deux compartiments suppose que la portion de sol recouvert par la végétation est identique au taux de couverture *f* de cette dernière. Nous assimilons la description en « mosaïque » à un ensemble de deux colonnes de superficie relative *f* et *1-f*. La première colonne, occupant la portion *f*, est identique au schéma classique SiSPAT à deux sources superposées, et la seconde, occupant le complément *1-f*, est un schéma de surface de type sol nu avec un traitement des processus du sol identique à celui de SiSPAT. Chaque source possède ses propres bilans de masse et d'énergie, dont température, humidité et flux de surface sont les solutions, et chaque colonne possède son propre profil de températures et d'humidité du sol. Les deux colonnes sont supposées indépendantes dans un premier temps (i .e. il n'y a pas de transferts latéraux de l'une à l'autre), si bien que la résultante « globale » d'après la loi de composition des flux (cf. chap. 1.3) est supposée formée de la simple combinaison linéaire des flux issus des deux colonnes adjacentes pondérés par leur superficie relative (*f* pour l'ensemble du sol abrité et de la végétation, *1-f* pour le sol nu). Le modèle ainsi construit est représenté sur la Figure 3.1.3.

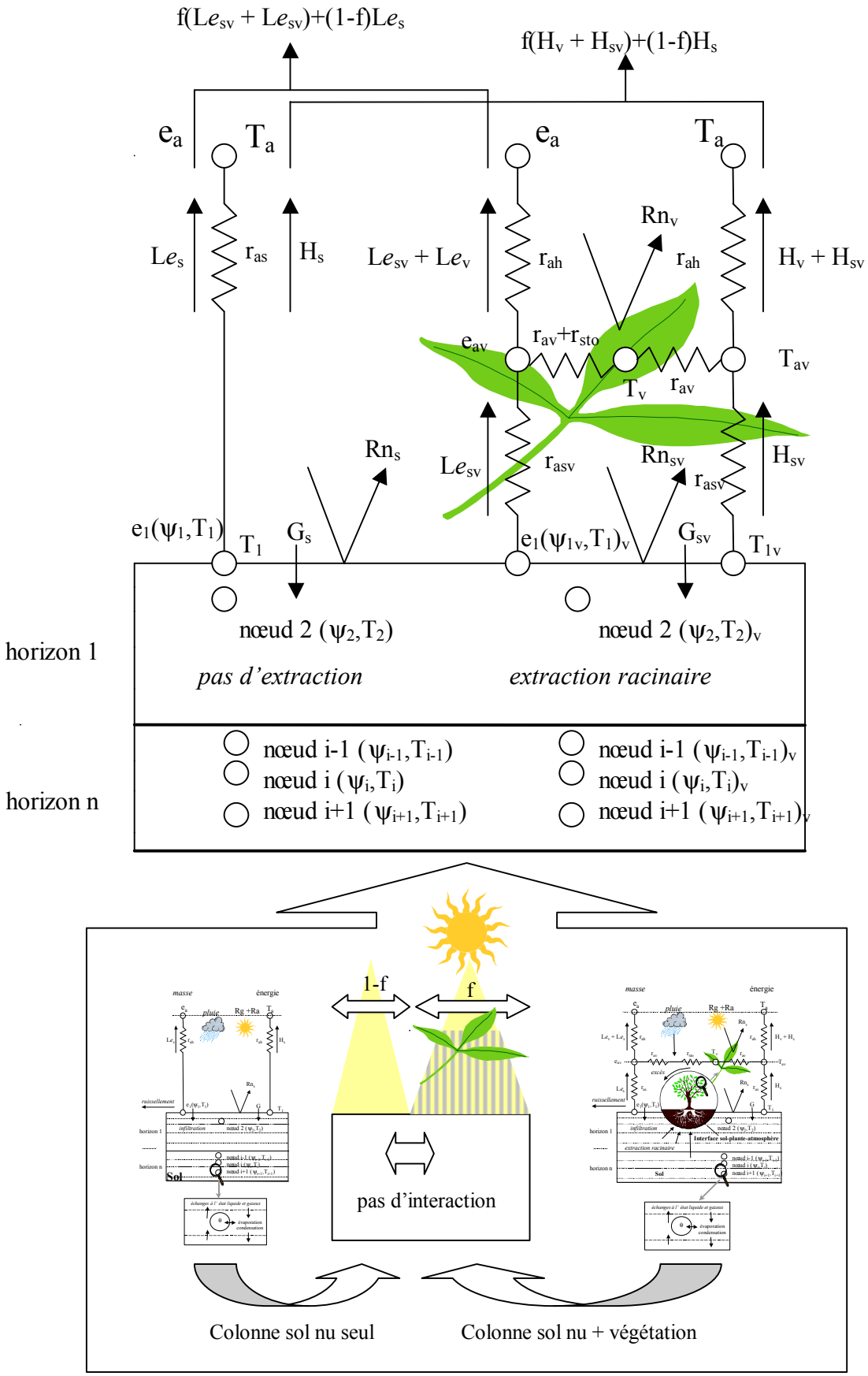


Figure 3.1.3 : schéma du modèle à deux compartiments ou « mosaïque »

3.1.2. Paramétrisation du modèle à deux compartiments

3.1.2.1. Transfert des paramètres vers le modèle à deux compartiments

Les paramètres peuvent être transférés sans altération d'un schéma à l'autre, excepté l'indice de végétation et les hauteurs de rugosité et de déplacement du sol nu qui sont calculés de manière « globale » dans le schéma à un compartiment, et doivent être modifiés pour tenir compte de la répartition de la biomasse végétale sur deux surfaces hétérogènes au lieu d'une surface homogène d'extension infinie.

Dans le cas du modèle à deux compartiments, il est nécessaire d'ajuster l'indice foliaire pour en extraire la part représentative de l'îlot végétal, ou « clump LAI » *CLAI* (Chehbouni et al., 1997b). En effet, le *LAI* représente la superficie totale des feuilles projetée sur l'horizontale rapportée au nombre de m^2 de sol. Dans le cas du modèle à deux compartiments, la conservation de la biomasse totale impose que le *LAI* calculé de manière globale soit égal à la somme pondérée par leurs superficies relatives respectives du *CLAI* de l'îlot et du *LAI* du deuxième compartiment, nul en l'occurrence: *LAI=0*(1-f)+CLAI*f*, et *CLAI=LAI/f*.

De même, il est difficile de présager des valeurs réelles ou effectives des hauteurs de rugosité z_{om} et des hauteurs de déplacement d des différents compartiments ni même de l'ensemble des deux compartiments puisque l'agencement de la végétation parmi les portions de sol nu affecte les transferts turbulents.

De nombreuses formulations de ces deux paramètres pour des couverts épars sont disponibles dans la littérature. Citons parmi les plus simples la règle empirique (« rule of thumb ») de Monteith (1975) :

$$d = 0{,}66 z_v \text{ et } z_{om} = 0{,}13 z_v \qquad (3.1.1)$$

ou les formules de Shaw et Pereira (1981) :

$$d = 1{,}1 z_v \ln\left[1 + (0{,}07 LAI)^{0{,}25}\right] \text{ et } \begin{cases} z_{om} = z_{om}^s + 0{,}3 z_v (0{,}07 LAI)^{0{,}25} & si \quad LAI \le 2{,}85 \\ z_{om} = 0{,}3(z_v - d) & si \quad LAI > 2{,}85 \end{cases} \qquad (3.1.2)$$

où z_{om}^s est la rugosité du sol nu en absence du couvert végétal.

Lettau (1960) propose :

$$z_{om} = 0{,}5 f z_v \tag{3.1.3}$$

Pour le site de Lucky Hills (expérience MONSOON'90), la rugosité obtenue par la règle empirique est 3,5 cm, celle de Shaw et Pereira 5,0 cm et celle de Lettau 4,0 cm. Pour SALSA ces valeurs correspondent à 1,6 cm, 1,9 cm et 1,2 cm respectivement.

Raupach (1992) propose une méthode de calcul de la rugosité et de la hauteur de déplacement effectives d'un ensemble d'éléments rugueux (constitués d'obstacles isolés tels que les arbres, les arbustes…). Cette méthode assimile les éléments rugueux à des cylindres de largeur b et de hauteur h correspondant à la hauteur de la végétation z_v et situés en moyenne à une distance D les uns des autres (Figure 3.1.4). Cette description permet de synthétiser la notion d'éparsité et celle d'écran de turbulence en une densité de rugosité $\lambda = \frac{bh}{D^2}$ caractéristique du paysage. λ vaut 0,15 pour MONSOON'90 et 0,72 pour SALSA.

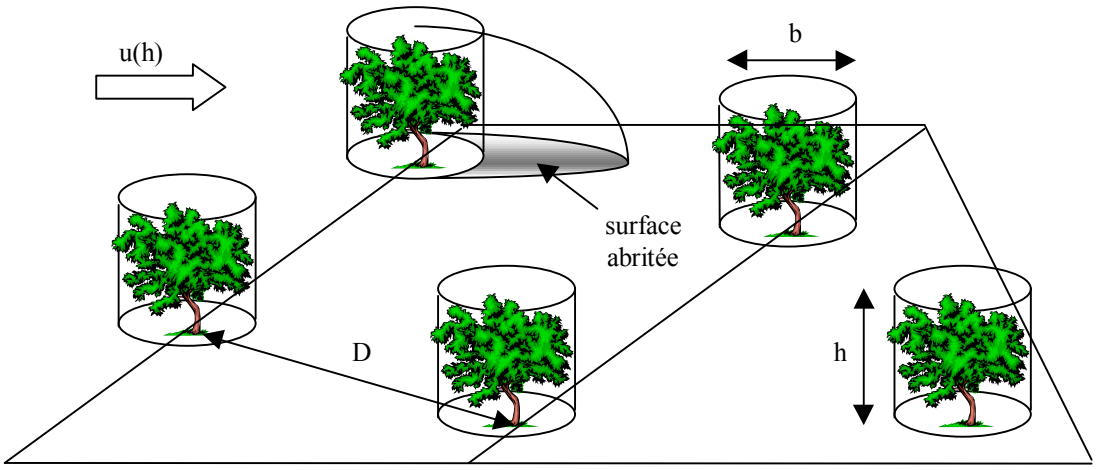


Figure 3.1.4 : schématisation de l'hétérogénéité de la rugosité de surface par Raupach (1992)

Le point de départ de la méthode de Raupach (1992) est l'évolution de la contrainte de cisaillement associée au profil de vent lorsque l'on « rajoute » sur une surface un, puis deux, puis trois puis n éléments rugueux cylindriques. Or la contrainte de cisaillement, c'est à dire la composante verticale du gradient de quantité de mouvement correspondant au gradient vertical de vitesse τ généré par une rugosité de surface dépend du coefficient de traînée C_d:

$$\tau(z) = \rho C_d(z) u^2(z) \tag{3.1.4}$$

Si l'on suppose que le flux τ est conservatif, c'est à dire que sa dérivée par rapport à z est nulle et qu'il n'y a pas de « stockage » de quantité de mouvement dans un profil vertical, τ ne dépend que d'une constante nommée u_* ayant pour dimension une vitesse et appelée « vitesse de frottement » :

$$\tau = \rho u_*^2 \tag{3.1.5}$$

La méthode proposée par Raupach (1992) consiste à i) séparer la part du cisaillement lié aux éléments rugueux de celui lié au substrat rugueux puis ii) estimer le cisaillement total.
L'inverse de la racine carrée du coefficient de traînée estimé à la hauteur h est :

$$C_d^{-1/2,h} = \frac{1}{\sqrt{C_d^h}} = \frac{1}{\sqrt{C_d(h)}} = \frac{u(h)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{h-d}{z_{om}}\right) + \Psi \tag{3.1.6}$$

Où d est la hauteur de déplacement, z_{om} est la hauteur de rugosité, κ est la constante de Karman et Ψ est la fonction de stabilité.

Si l'on suppose que la même vitesse *u(h)* est imposée uniformément sur la surface horizontale de côte *h*, et si l'on décompose la contrainte de cisaillement totale en une contrainte créée par les éléments rugueux τ_r et celle du substrat seul τ_s, nous avons :

$$\tau = \tau_r + \tau_s \tag{3.1.7}$$

soit :

$$C_{de}^h = C_{ds2}^h + C_{dr2}^h \tag{3.1.8}$$

Afin de séparer les différents coefficients de traînée, définissons les indices suivants :

- $_e$ (équivalent) pour l'ensemble composé du substrat rugueux sur lequel sont agencés de manière désordonnée les éléments rugueux ;
- $_{s1}$ pour le substrat en l'absence des éléments rugueux ($z_{oms1} = z_{om}^s$);
- $_{s2}$ pour le substrat en présence des éléments rugueux, ;
- $_{r1}$ pour un élément rugueux isolé sur un substrat lisse ;
- $_{r2}$ pour un élément rugueux en présence des autres éléments rugueux ;

Raupach (1992) montre que :

$$C_{ds2}^{-1/2,h} = C_{ds1}^{-1/2,h} \exp\left(c\lambda C_{de}^{-1/2h} / 8\right) \tag{3.1.9}$$

$$C_{dr2}^{-1/2,h} = \lambda C_{dr1}^{-1/2,h} \exp\left(c\lambda C_{de}^{-1/2,h} / 8\right) \tag{3.1.10}$$

soit :

$$C_{de}^{h} = \left(C_{ds1}^{h} + \lambda C_{dr1}^{h}\right)\exp\left(-c\lambda C_{de}^{-1/2,h} / 4\right) \tag{3.1.11}$$

où c/4 est le rapport entre la surface abritée réelle et la surface théorique (c étant compris entre 1 et 4)

En utilisant la définition de C_{de} et en supposant que la moyenne de la hauteur de déplacement du sol nu est nulle nous déduisons d_e et z_{ome} :

$$\frac{d_e}{h} = \frac{\lambda C_{dr1}^{h}}{C_{ds1}^{h} + \lambda C_{dr1}^{h}}\left(1 - c_2\left(\frac{b}{h\lambda}\right)^{1/2} \frac{1}{C_{de}^{-1/2,h}}\right) \tag{3.1.12}$$

$$z_{ome} = \left(h - d_e\right)\exp\left(\Psi\right)\exp\left(-\kappa C_{de}^{-1/2,h}\right) \tag{3.1.13}$$

Les valeurs moyennes des coefficients empiriques c=2 et c_2=0,6 et des coefficients de traînée C_{ds1}=0,004 et C_{dr1}=0,4 proposées par Raupach (1992) ont été vérifiées pour la brousse tigrée de l'expérience HAPEX-Sahel par Verhoef (1995). Nous les conservons ici.

Dès lors, il y a plusieurs hypothèses de « redistribution » de la contrainte totale :

- <u>hypothèse 1 :</u> si nous nous en tenons à la stricte application de la méthode de Raupach (1992), nous utilisons pour le sol nu en présence des éléments rugueux la décroissance exponentielle du coefficient de traînée en fonction de la densité des éléments rugueux :

$$C_{ds2}^{-1/2,h} = C_{ds1}^{-1/2,h} \exp\left(c\lambda C_{de}^{-1/2h} / 8\right) \tag{3.1.14}$$

dans ce cas, par définition, la rugosité du sol nu doit diminuer puisqu'il y a diminution de la contrainte de cisaillement du fait de l'abri :

$$\frac{1}{\kappa}\ln\left(\frac{h}{\left(z_{om}\right)_{corrigé}}\right) + \Psi = \left[\frac{1}{\kappa}\ln\left(\frac{h}{z_{om}}\right) + \Psi\right]\exp\left(c\lambda C_{de}^{-1/2h} / 8\right) \tag{3.1.15}$$

- hypothèse 2 : si l'on tient compte de la modélisation de type « deux compartiments » et que l'on suppose que le stress sur l'ensemble constitué de la végétation et du sol sous-jacent est peu influencée par le patch de sol nu adjacent (i.e. s'il n'y a pas de transfert latéral des flux), on peut redistribuer linéairement le cisaillement sur les deux portions de surface de couverture respective *f* (pour le cylindre constitué du sol et de la végétation qui le recouvre) et *1-f* (pour le sol nu):

$$C_{de}^{h} = fC_{dr2}^{h} + (1-f)C_{ds2}^{h} \tag{3.1.16}$$

où $f \approx \frac{\lambda \pi b}{4h} = \frac{\pi b^2}{4D^2}$ et C_{dr2}^{h} dépend des valeurs de $z_{om1comp}$ et d_{1comp} du modèle à un seul compartiment ;

dans ce cas, la rugosité du sol nu peut diminuer ou augmenter :

$$C_{ds2}^{h} = \frac{1}{1-f}\left[C_{de}^{h} - fC_{dr2}^{h}\right] \tag{3.1.17}$$

soit :

$$\frac{1}{\kappa}\ln\left(\frac{h}{(z_{om})_{corrigé}}\right) + \Psi = \frac{1}{1-f}\left[C_{de}^{h} - f\left(\frac{1}{\kappa}\ln\left(\frac{h-d_{1comp}}{z_{om1comp}}\right) + \Psi\right)\right] \tag{3.1.18}$$

Sur la Figure 3.1.5 sont représentées les différentes hauteurs de rugosité et de déplacement globales (i.e. de l'ensemble des deux colonnes) ou de la colonne de sol nu (en présence des éléments rugueux) calculées pour le site Lucky-Hills par les différentes méthodes. Ces hauteurs dépendent de la hauteur de rugosité caractéristique du sol nu en absence des éléments rugueux (z_{oms1}) portée en abscisses. Une valeur moyenne de 5 mm est couramment admise pour z_{oms1}. Dans ce cas, la hauteur de déplacement et celle de la rugosité de la « règle empirique » sont de l'ordre de 17,5 cm et 3,5 cm respectivement. La méthode de Raupach (1992) indique pour une rugosité du sol nu $z_{oms1} = z_{om}^{s}$ égale à 0,5 cm une hauteur de déplacement « régionale » de 15,0 cm et une rugosité de 4,0 cm. Selon la méthode de correction, la rugosité corrigée du sol nu est 0,4 cm (hypothèse 1) ou 4,5 cm (hypothèse 2). L'écart entre ces deux valeurs ne nous permet pas de conclure sur la valeur à imposer pour z_{oms2}, et nous avons conservé la valeur initiale de 0,5 cm qui suppose l'indépendance des deux colonnes.

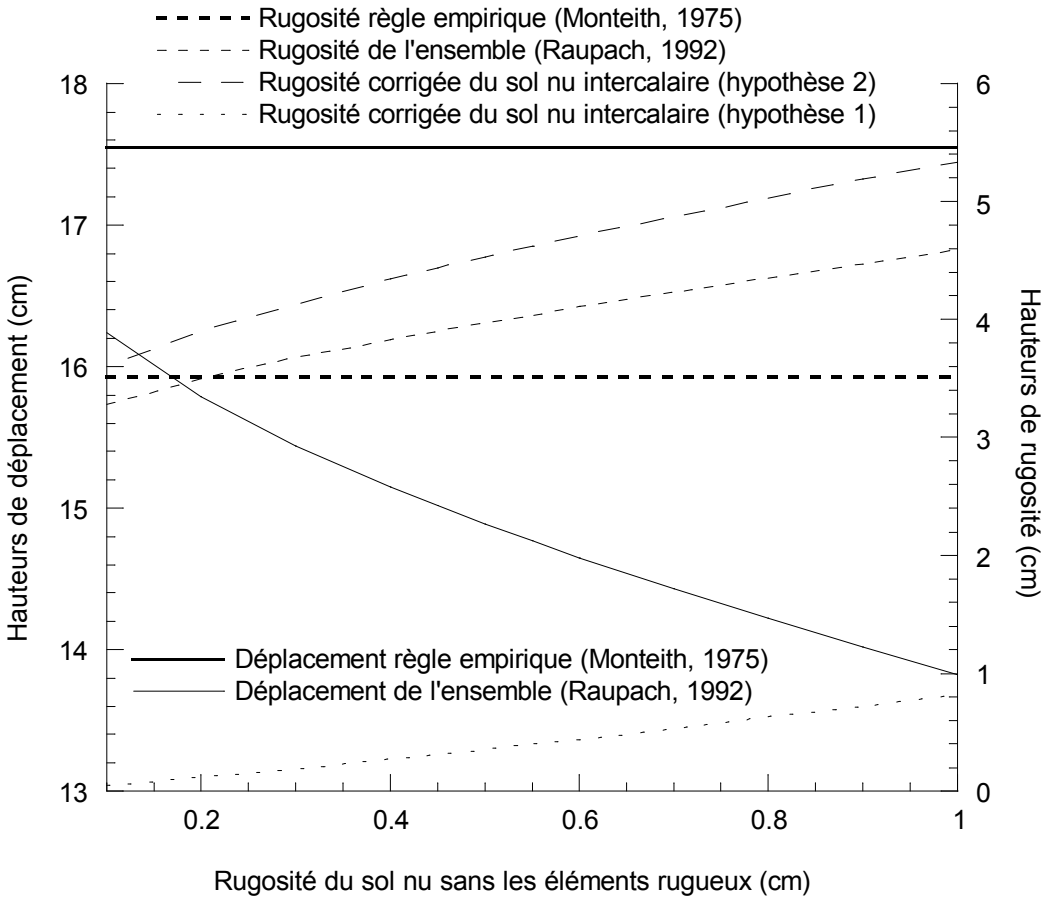


Figure 3.1.5 : Hauteurs de déplacement et rugosité globales selon les différentes méthodes, et correction de la rugosité du sol nu (h= 27cm, b= 30cm, D=74 cm, ψ=0,74)

3.1.2.2. Description du modèle

Comme nous le voyons sur la Figure 3.1.3, le modèle pour la colonne couverte par la végétation est identique au schéma à deux sources décrit au chapitre 2.2.1. Les indices utilisés pour le sol sont « $_{sv}$ » au lieu de « $_s$ » que nous réserverons au sol nu.

Ce paragraphe a pour but de décrire les équations valables dans le cas de la colonne de sol nu. Pour plus de détail sur les coefficients des équations des transferts thermo-hydriques dans le sol nu, le lecteur peut se référer à Boulet et al. (1997) fourni en annexe.

Les bilans de masse et d'énergie pour le sol nu s'écrivent respectivement:

$$p = e_s + q + r \tag{3.1.19}$$

$$Rn_s = (1-\alpha_s)Rg + \varepsilon_s\left(Ra - \sigma T_s^4\right) = Le_s + H_s + G_s \tag{3.1.20}$$

où :

$$q = -\rho_l\left(D_{m\psi}(\psi_1, T_1)\left(\frac{\partial\psi}{\partial z}\right)_{z=0} + D_{mT}(\psi_1, T_1)\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0} - K(\psi_1, T_1)\right) \tag{3.1.21}$$

$$Le_s = \frac{\rho c_p}{\gamma}\frac{h_u e_{sat}(T_s) - e_a}{r_{as}} \tag{3.1.22}$$

$$H_s = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_{as}} \tag{3.1.23}$$

$$G_s = -\left(D_{c\psi}(\psi_1, T_1)\left(\frac{\partial\psi}{\partial z}\right)_{z=0} + D_{cT}(\psi_1, T_1)\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}\right) \tag{3.1.24}$$

Les différents flux du bilan d'énergie global $Rn = Le + H + G$ pour l'ensemble des deux colonnes s'expriment donc de la façon suivante :

$$Rn = (1-f)Rn_s + f(Rn_{sv} + Rn_v) \tag{3.1.25}$$

$$Le = (1-f)Le_s + f(Le_{sv} + Le_v) \tag{3.1.26}$$

$$H = (1-f)H_s + f(H_{sv} + H_v) \tag{3.1.27}$$

$$G = (1-f)G_s + fG_{sv} \tag{3.1.28}$$

3.1.2.3. Résistances, réflectances, températures et humidités de surface : valeurs effectives

Ce paragraphe est destiné à synthétiser les propriétés des schémas à deux et trois sources en les ramenant à des propriétés effectives ou équivalentes pour une seule source.

Pour les flux aérodynamiques, les propriétés de l'analogie électrique nous permettent de simplifier l'expression des résistances et des « tensions » aux nœuds de surface, c'est à dire les températures de surface et les humidités de surface. Les résistances équivalentes à un ensemble de résistors montés en série ou en parallèle permettent notamment de déduire les résistances « effectives » équivalentes au schéma électrique de l'interface sol-plante-atmosphère. En combinant les équations de continuité et la loi de composition des flux nous pouvons définir un certain nombre de valeurs effectives dont la signification est indiquée et illustrée pour le flux de chaleur sensible sur la Figure 3.1.6. Nous définissons ainsi une

résistance aérodynamique r_{ae}, une résistance de surface r_e, une température T_e et une humidité e_e effectives pour l'ensemble de la colonne couverte par la végétation, puis une résistance aérodynamique r_{aE}, une résistance de surface r_E, une température T_E et une humidité e_E effectives pour l'ensemble des deux colonnes (Tableau 3.1.1).

Pour les rayonnements des domaines tellurique et solaire, deux propriét és « synthétiques » de l'ensemble du modèle son identifiables : la température radiative d'une part (correspondant au rayonnement tellurique total) et l'albédo global (Tableau 3.1.2).

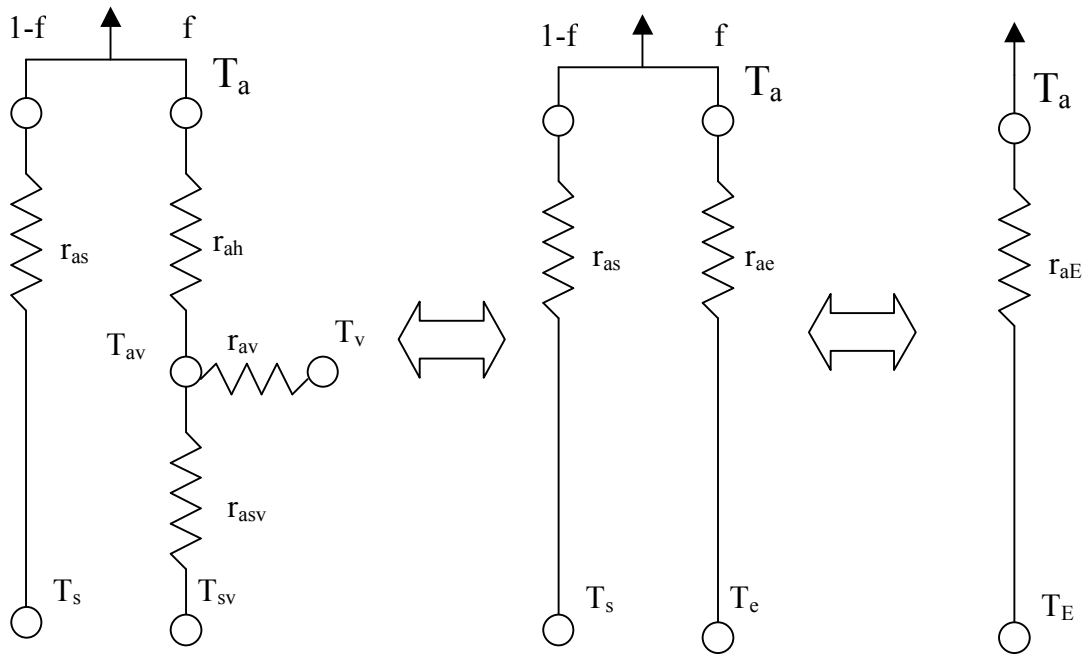


Figure 3.1.6 : description des résistances et températ ures effectives de l'analogie électrique

flux de chaleur sensible	Flux de chaleur latente
$H_{sv} + H_v = \rho c_p \dfrac{T_e - T_a}{r_{ae}}$ où : $T_e = \dfrac{r_{av}T_{sv} + r_{asv}T_v}{r_{asv} + r_{av}}$ $r_{ae} = \dfrac{r_{asv}r_{av}}{r_{asv} + r_{av}} + r_{ah}$ $H = (1-f)H_s + f(H_{sv} + H_v) = \rho c_p \dfrac{T_E - T_a}{r_{aE}}$ où : $T_E = \dfrac{(1-f)r_{ae}T_s + fr_{as}T_e}{(1-f)r_{ae} + fr_{as}}$ $r_{aE} = \dfrac{r_{as}r_{ae}}{(1-f)r_{ae} + fr_{as}}$	$Le_{sv} + Le_v = \dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{e_e - e_a}{r_e}$ où : $e_e = \dfrac{(r_{av} + r_{sto})h_u e_{sat}(T_{sv}) + r_{asv}e_{sat}(T_v)}{r_{asv} + r_{av} + r_{sto}}$ $r_e = \dfrac{r_{asv}(r_{av} + r_{sto})}{r_{asv} + r_{av} + r_{sto}} + r_{ah}$ $Le = (1-f)Le_s + f(Le_{sv} + Le_v) = \dfrac{\rho c_p}{\gamma}\dfrac{e_E - e_a}{r_E}$ où : $e_E = \dfrac{(1-f)r_e h_u e_{sat}(T_s) + fr_{as}e_e}{(1-f)r_e + fr_{as}}$ $r_E = \dfrac{r_{as}r_e}{(1-f)r_e + fr_{as}}$

Tableau 3.1.1 : expression des résistances, températures et humidités effectives

Rayonnement solaire	Rayonnement tellurique
L'albedo du schéma à un compartiment est : $\alpha_e = \sigma_v\alpha_v + \dfrac{\alpha_s(1-\sigma_v)^2}{1-\sigma_v\alpha_v\alpha_s}$ ou $\sigma_v = 1 - e^{-0,4LAI}$ celui du modèle à deux compartiments est : $\alpha_E = (1-f)\alpha_s + f\left(\sigma_v\alpha_v + \dfrac{\alpha_s(1-\sigma_v)^2}{1-\sigma_v\alpha_v\alpha_s}\right)$ où $\sigma_v = 1 - e^{-0,4CLAI} = 1 - e^{-0,4\frac{LAI}{f}}$	La température radiative du modèle à 1 compartiment est : $T_{rade} = \sqrt[4]{\dfrac{Ra - Ra_s - Ra_v}{\sigma}}$ Celle du modèle mosaïque est : $T_{radE} = \sqrt[4]{\dfrac{Ra - (1-f)Ra_s - f(Ra_{sv} + Ra_v)}{\sigma}}$

Tableau 3.1.2 : albédos effectifs et températures radiatives

3.1.3. Application aux sites de SALSA et MONSOON'90

3.1.3.1. Comparaison entre les résultats des modèles à un et à deux compartiments

Comme l'indique la Figure 3.1.3, les deux modèles utilisent le même forçage atmosphérique et l'on suppose que l'interaction entre les colonnes est négligeable, c'est à dire qu'il n'y a pas d'effet de m icro-advection. Le modèle a été appliqué sans calibration préalable et en utilisant les paramètres mesurés dès lors qu'ils étaient disponibles, et des valeurs tirées de la littérature dans tous les autres cas. Ces derniers cas regroupent la résistance stomatique minimale, dont la valeur pour SALSA a été confirmée par des mesures effectuées en 1998, ainsi que les paramètres de la courbe de rétention, dont les valeurs ont été déduites de la texture du sol. Une comparaison entre les séries temporelles des différents flux et températures est illustrée sur la Figure 3.1.7 pour l'expérience MONSOON'90. Les résultats sont résumés dans le Tableau 3.1.3 pour l'expérience MONSOON'90 et dans le Tableau 3.1.4 pour l'expérience SALSA. Ces deux tableaux donnent les valeurs de la pente et de l'ordonnée à l'origine de la droite de régression entre les données simulées Y^{est} et les données observées Y^{obs} ainsi que le coefficient de Nash ou efficience E, l'erreur quadratique moyenne RMSE et le biais B:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{i=n}\left(Y_i^{est} - Y_i^{obs}\right)^2}{\sum_{i=1}^{i=n}\left(Y_i^{obs} - E\left(Y^{obs}\right)\right)^2},\ RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i^{est} - Y_i^{obs}\right)^2} \text{ et } B = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(Y_i^{est} - Y_i^{obs}\right)$$

Pour MONSOON'90, le modèle à deux compartiments donne des résultats un peu plus satisfaisants que le modèle à un seul compartiment, en particulier pour les températures de surface (Figure 3.1.7). Pour les flux turbulents les résultats sont compatibles dans les deux cas avec l'incertitude de la mesure. La température du sol sous la végétation simulée par le modèle à un seul compartiment est très inférieure à la température du sol nu mesurée par un radiomètre à angle de visée non nul et à la température du sol nu simulée par le modèle mosaïque. Ce résultat se propage dans le sol et l'amplitude des températures simulées par le modèle à un compartiment à 2.5 cm, 5 cm et 15 cm est très inférieure aux amplitudes mesurées dans la partie nue (Figure 3.1.7). D'un autre côté, le modèle à un seul compartiment surestime légèrement la température de la végétation, si bien que globalement la température radiative est similaire pour les deux modèles. Il y a cependant un excès d'énergie disponible

dans le cas du modèle à un compartiment qui se traduit par une surestimation du rayonnement net. Cette énergie n'est dissipée ni par rayonnement, ni sous forme de chaleur sensible puisque ce flux est sous-estimé par le modèle à un compartiment. Le flux de chaleur latente simulé par le modèle mosaïque est largement inférieur aux observations, tandis que le modèle à un compartiment dissipe une partie de l'excès de l'énergie disponible sous forme de chaleur latente. Il faut néanmoins remarquer que le flux de chaleur latente mesuré pour le site de Lucky Hills ne permet pas une fermeture du bilan d'énergie, et ses valeurs ont été critiquées au cours d'autres études (Houser et al., 1998).

Pour le site de SALSA, qui présente une végétation éparse sur une plus petite échelle et une densité de rugosité plus élevée que MONSOON'90, les résultats sont moins contrastés et le modèle à un compartiment fournit de meilleurs résultats que le schéma mosaïque. Là encore les erreurs associées aux flux turbulents sont compatibles avec l'incertitude de la mesure dans les deux. Une analyse de sensibilité sur la valeur de la hauteur de rugosité du sol nu par la méthode de Raupach (1992) et les deux hypothèses de redistribution a été conduite pour améliorer ces résultats mais aucune des deux valeurs n'a donné satisfaction.

Pour compléter cette étude il faudrait évaluer une gamme plus large de végétations éparses. Au vu de nos résultats pour les deux cas présentés ci-dessus, le schéma mosaïque donne d'assez bons résultats dans le cas de MONSOON'90 (λ=0,15) mais pas pour le site de SALSA (λ=0,72). Cela laisse supposer que la densité de rugosité λ est un indicateur de l'impact de l'interception par la végétation (et donc un critère pour l'emploi du schéma mosaïque) plus pertinent que le taux de couverture f. Ce dernier est en effet sensiblement égal dans les deux cas (0,26 et 0,20 respectivement).

Notons que la différence principale entre les résultats des deux modèles implique essentiellement la partition de l'énergie entre le sol et la végétation, et donc les températures et les flux individuels issus de ces deux sources. A cause de l'unicité du forçage quel que soit le schéma, les résultats globaux pour l'ensemble des sources varient peu d'un schéma à l'autre. Ces caractéristiques apparaissent sur la Figure 3.1.8 : les résistances effectives sont quasiment identiques. De plus, les températures radiatives et les températures effectives sont très proches (Figure 3.1.9). Ces résultats sont intéressants, car dans une optique d'assimilation des données de la télédétection, qui suggère l'inversion du modèle, nous avons intérêt à travailler avec le modèle le plus simple, d'où l'attrait du modèle à un compartiment. Dans le paragraphe qui suit, nous allons voir si l'on peut diminuer la différence entre les flux simulés par les deux schémas dans le cas où le modèle mosaïque est plus performant en changeant de manière artificielle un nombre restreint de paramètres clef.

Pente / Ordonnée à l'origine E RMSE B	Deux compartiments	Un compartiment avec paramètres originaux	Un compartiment avec paramètres modifiés
Rayonnement net Rn	1,01 /-19 0,99 18,5 –13,3	**1,07 /-15** **0,99 19,5 -5,9**	1,00 /-19 0,99 18,1 -19,4
Flux de chaleur dans le sol G	1,21 /5 0,81 37,0 4,4	1,17 /4 0,81 38,5 3,7	1,14 /3 0,84 35,8 3,1
Flux de chaleur sensible H	1,02 /4 0,90 23,9 -5,0	**0,72 /-1** **0,89 19,5 -9,1**	0,90 /1 0,91 21,2 -3,3
Flux de chaleur latente LE	0,57 /24 0,65 35,0 -5,6	0,91 /27 0,73 40,1 20,5	0,70 /24 0,73 35,6 1,9
Température radiative T_{rad}	1,08 /0,9 0,93 1,80 1,18	0,96 /1,4 0,96 1,63 0,37	0,99 /0,8 0,97 1,50 0,55
Température du sol* T_s ou T_{sv}	0,89 /1,9 0,94 2,16 -1,31	**0,76 /4,2** **0,86 1,91 -2,68**	**0,75 /4,3** **0,86 1,83 -2,78**
Température de la végétation T_v	1,05 /-0,4 0,76 2,46 0,7	1,12 /-1,2 0,72 2,26 1,43	**1,46 /-7** **0,23 2,62 2,93**

*Température du sol nu (schéma « mosaïque ») ou du sol sous végétation (schéma à un compartiment)

Tableau 3.1.3 : résultats pour MONSOON'90*

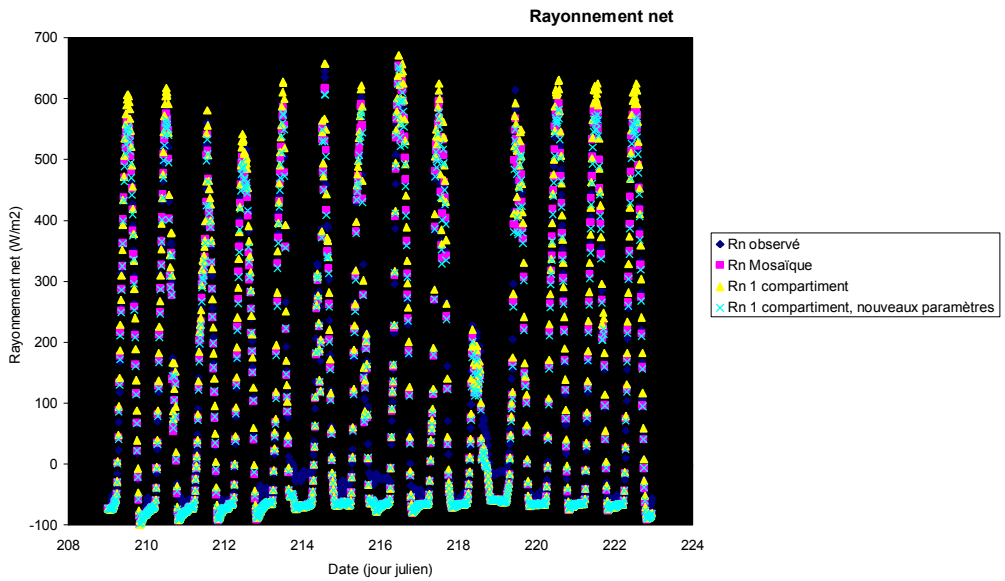
Pente / Ordonnée à l'origine E RMSE B	Deux compartiments	Un compartiment avec paramètres originaux	Un compartiment avec paramètres modifiés
Rayonnement net Rn	1,00 /-3 1,00 11,0 -3,4	0,97 /-7 0,99 12,0 –10,4	1,02 /-6 1,00 11,9 -3
Flux de chaleur dans le sol G	0,98 /-9 0,89 26,0 -9,5	1,16 /-8 0,82 31,4 -6,5	1,21 /-8 0,78 33,6 -6,3
Flux de chaleur sensible H	**1,17 /9** **0,72 40,3 18,2**	0,89 /7 0,89 27,1 0,9	1,04 /9 0,87 28,8 11,8
Flux de chaleur latente LE	0,88 /17 0,57 27,9 13,1	0,99 /21 0,47 28,2 20,8	0,92 /20 0,51 28,7 16,9

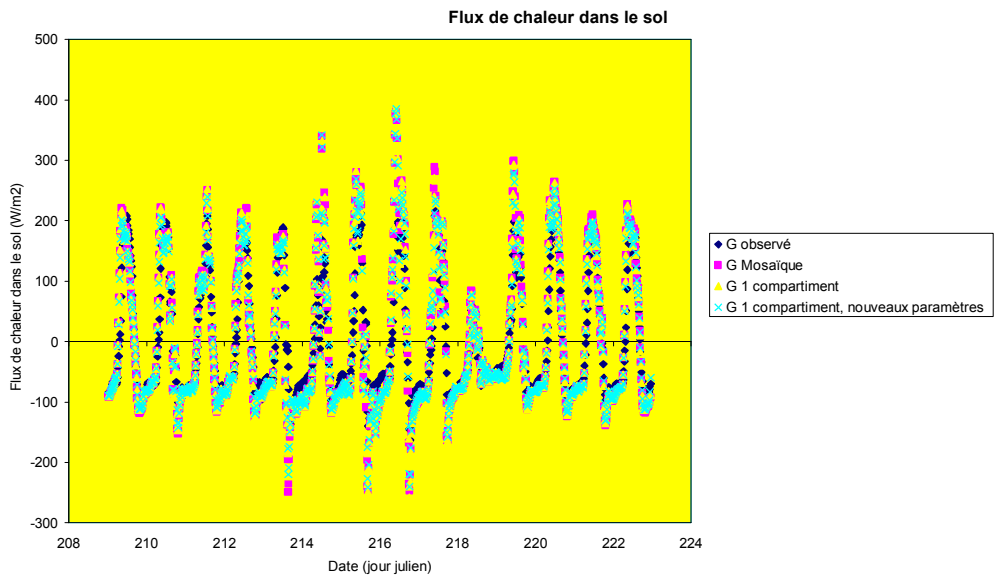
Tableau 3.1.4 : résultats pour SALSA, mousson 1997*

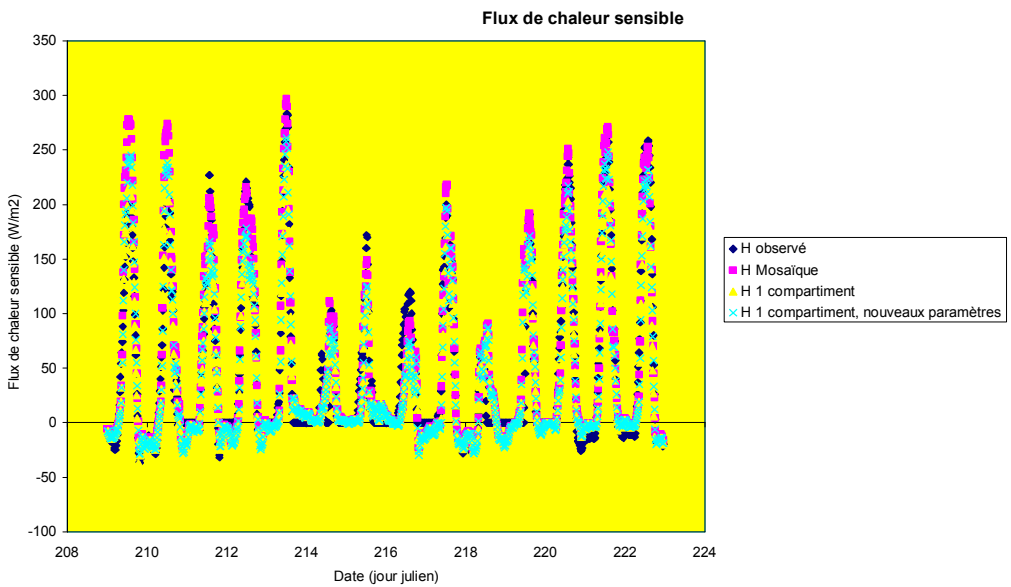
* Dans chaque cellule figurent la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression entre les valeurs simulées et observées (haut) ainsi que l'efficience E, l'écart quadratique moyen RMSE et le biais B resp. (bas) ; RMSE, ordonnée et B sont données en W/m^2 pour les flux et en °C pour les températures.

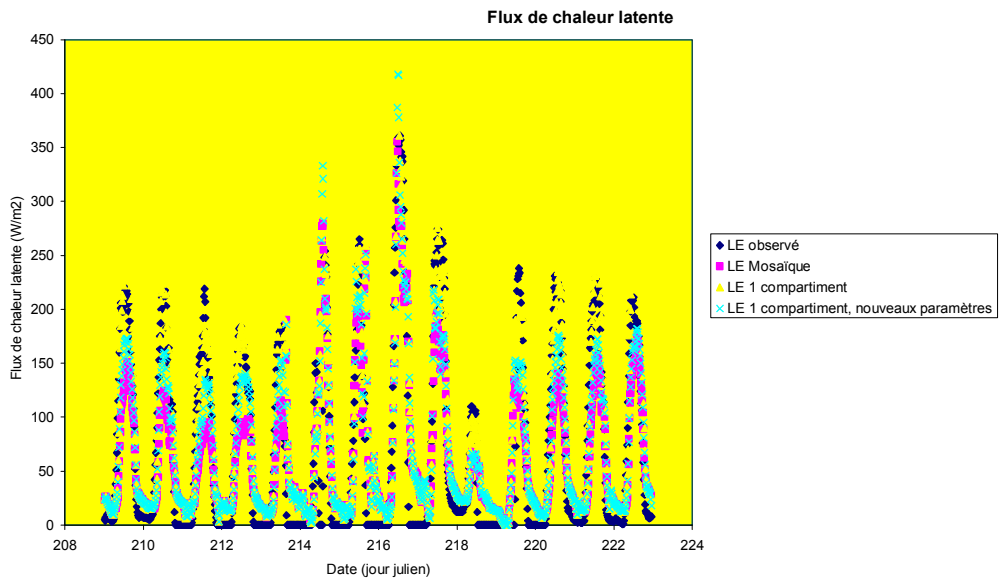
Pages suivantes :

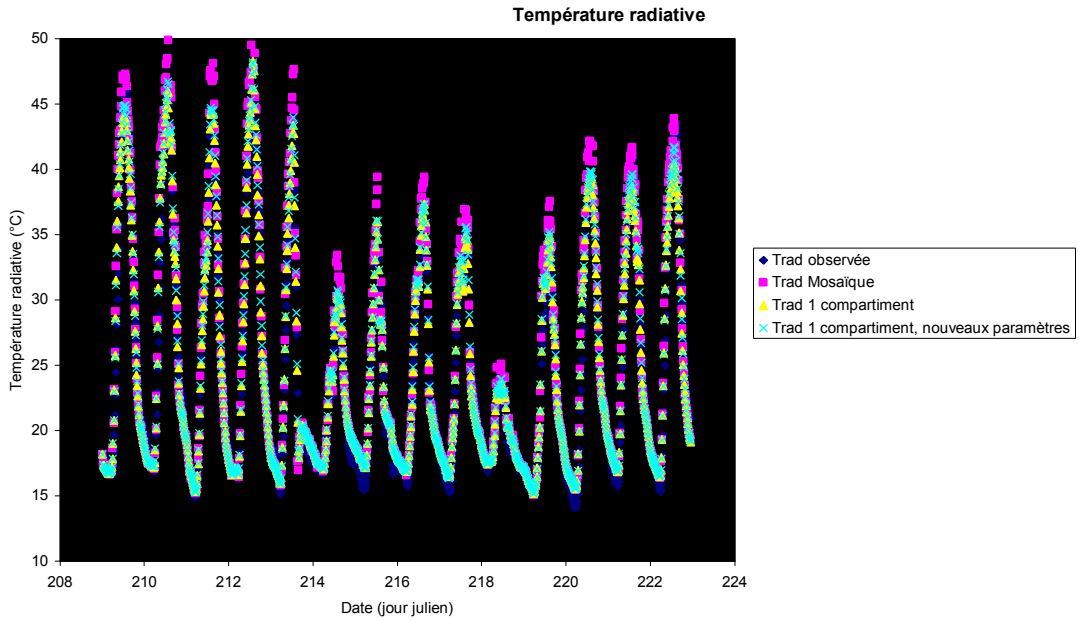
Figure 3.1.7 : séries temporelles des flux (Rn, G, H, Le) et températures (T_{rad}, T_s, T_v, températures du sol nu à 2,5 cm, 5 cm et 15 cm) simulées ou observées pour MONSOON'90

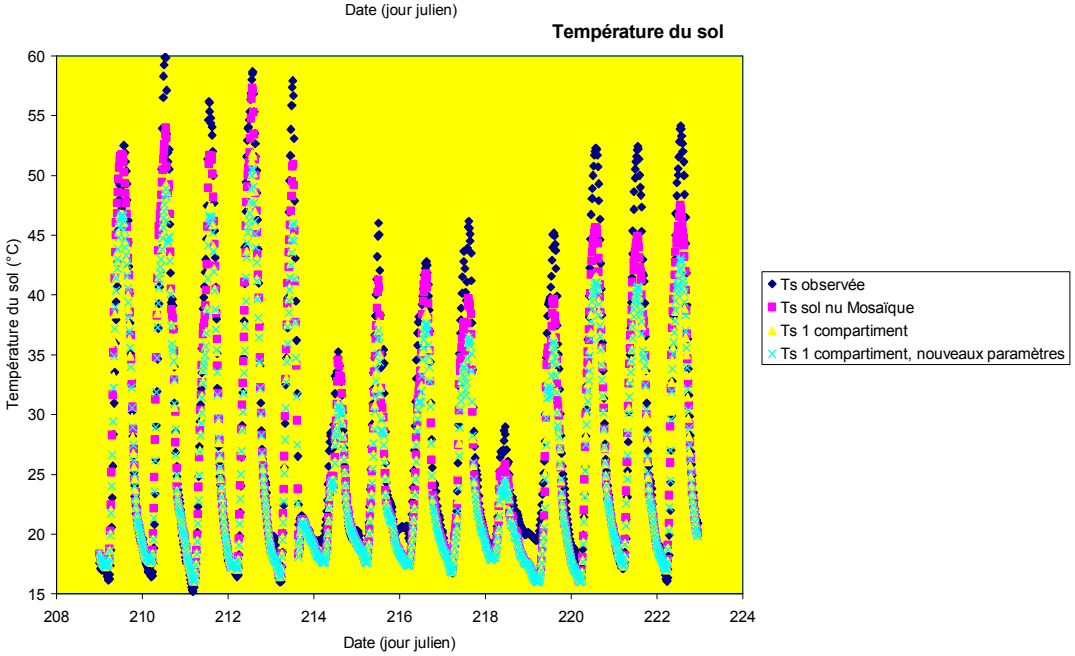

Rayonnement net
Rayonnement net (W/m2)
Date (jour julien)
Rn observé
Rn Mosaïque
Rn 1 compartiment
Rn 1 compartiment, nouveaux paramètres

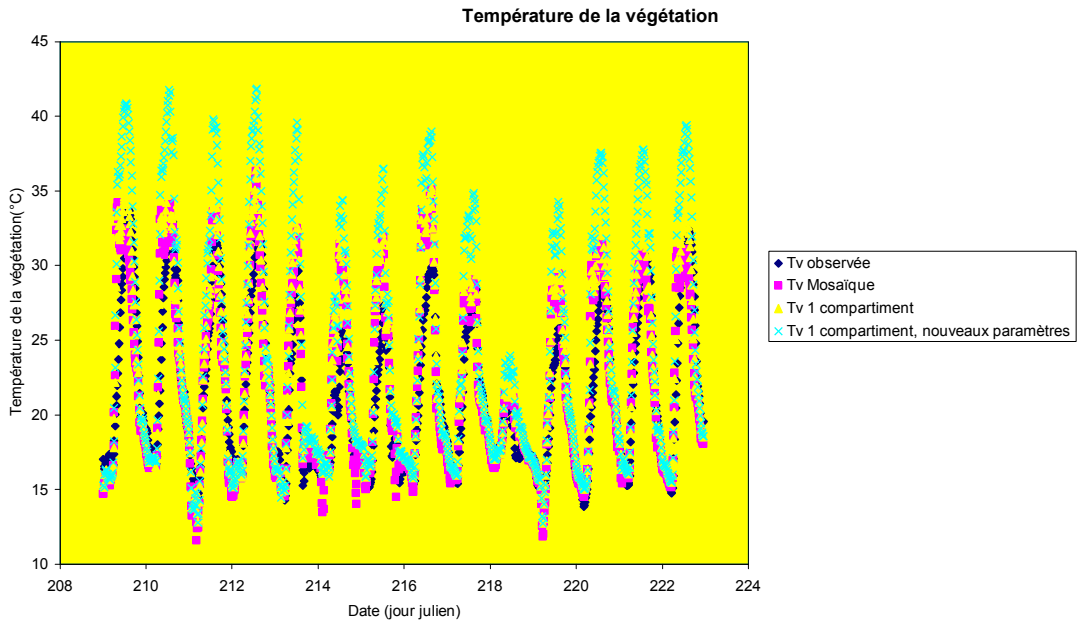

Flux de chaleur dans le sol
Flux de chaleur dans le sol (W/m2)
Date (jour julien)
G observé
G Mosaïque
G 1 compartiment
G 1 compartiment, nouveaux paramètres

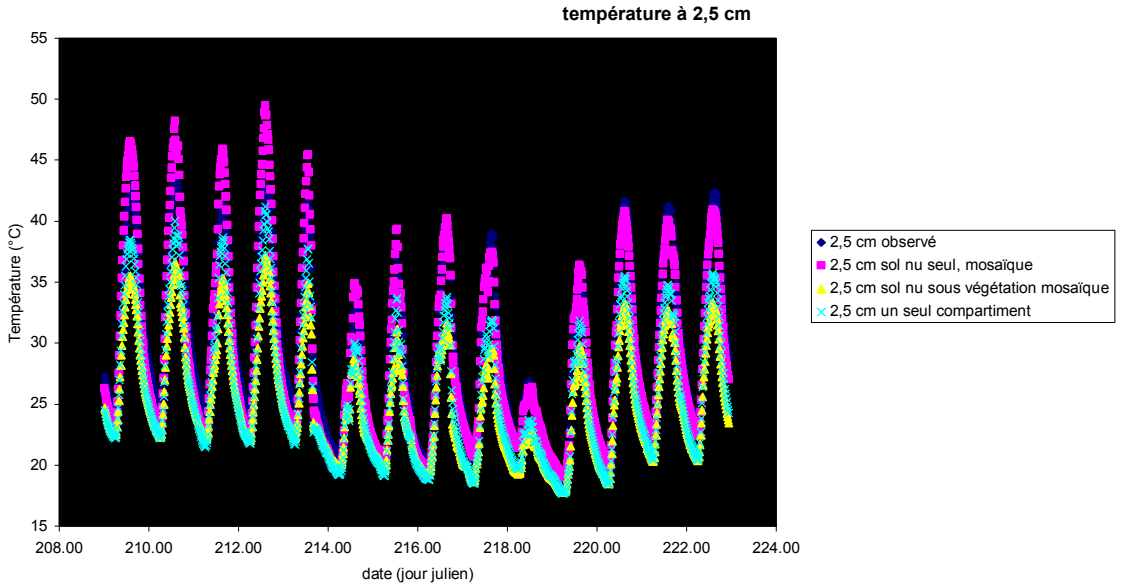

Flux de chaleur sensible
Flux de chaleur sensible (W/m2)
Date (jour julien)
H observé
H Mosaïque
H 1 compartiment
H 1 compartiment, nouveaux paramètres

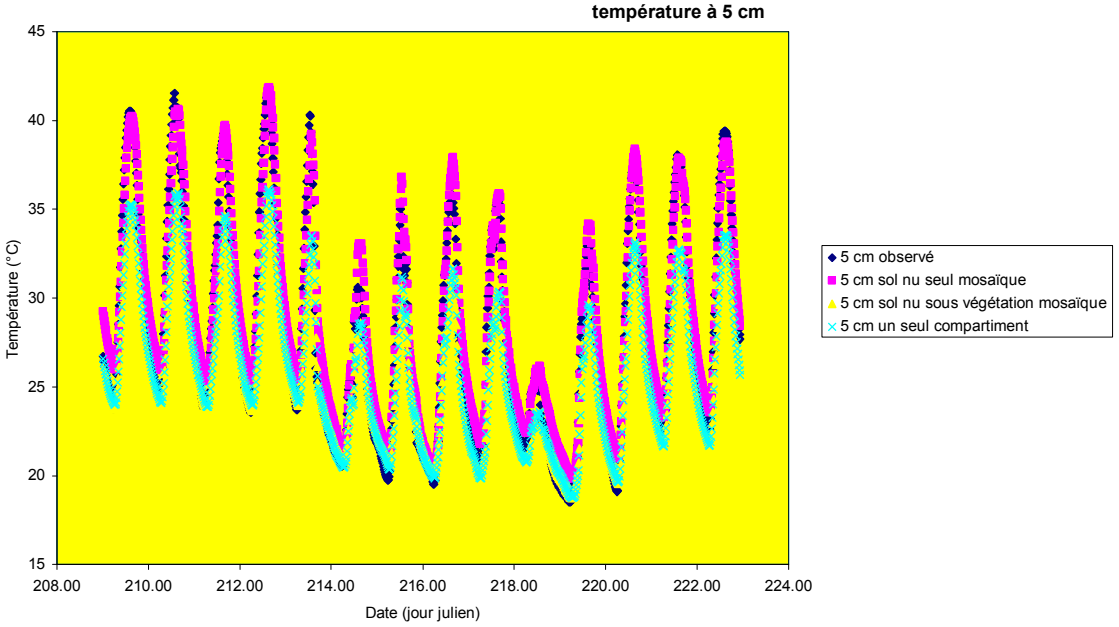

Flux de chaleur latente
Flux de chaleur latente (W/m2)
Date (jour julien)
LE observé
LE Mosaïque
LE 1 compartiment
LE 1 compartiment, nouveaux paramètres

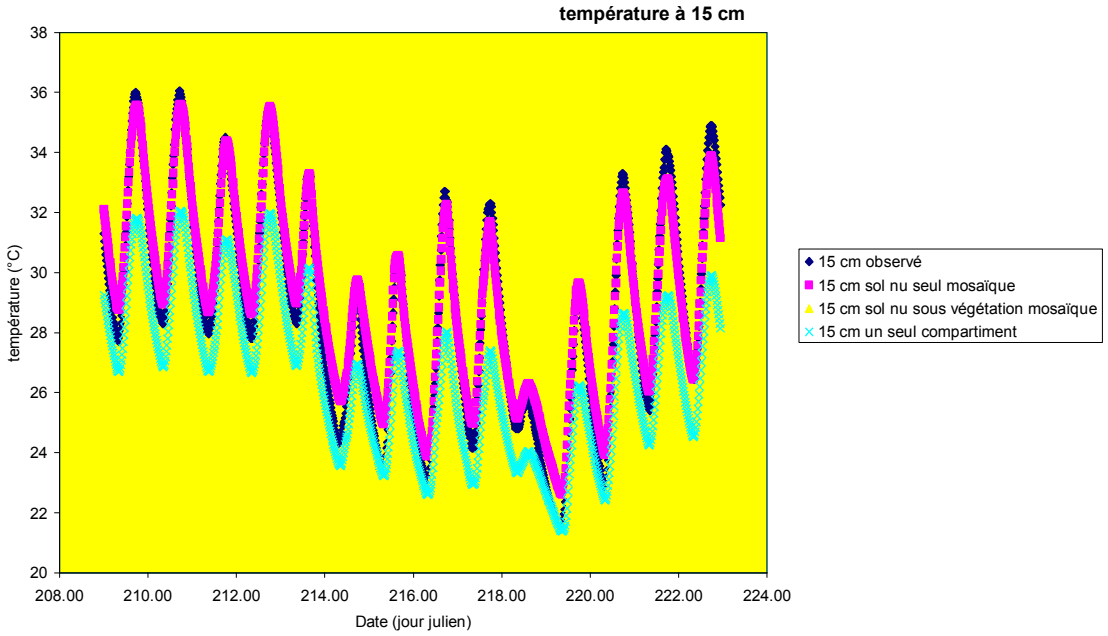

Température radiative
Température radiative (°C)
Date (jour julien)
Trad observée
Trad Mosaïque
Trad 1 compartiment
Trad 1 compartiment, nouveaux paramètres


Température du sol
Température du sol (°C)
Date (jour julien)
Ts observée
Ts sol nu Mosaïque
Ts 1 compartiment
Ts 1 compartiment, nouveaux paramètres


Température de la végétation
Température de la végétation(°C)
Date (jour julien)
Tv observée
Tv Mosaïque
Tv 1 compartiment
Tv 1 compartiment, nouveaux paramètres


température à 2,5 cm
Température (°C)
55
50
45
40
35
30
25
20
15
208.00
210.00
212.00
214.00
216.00
218.00
220.00
222.00
224.00
date (jour julien)
2,5 cm observé
2,5 cm sol nu seul, mosaïque
2,5 cm sol nu sous végétation mosaïque
2,5 cm un seul compartiment


température à 5 cm
Température (°C)
45
40
35
30
25
20
15
208.00
210.00
212.00
214.00
216.00
218.00
220.00
222.00
224.00
Date (jour julien)
5 cm observé
5 cm sol nu seul mosaïque
5 cm sol nu sous végétation mosaïque
5 cm un seul compartiment


température à 15 cm
température (°C)
38
36
34
32
30
28
26
24
22
20
208.00
210.00
212.00
214.00
216.00
218.00
220.00
222.00
224.00
Date (jour julien)
15 cm observé
15 cm sol nu seul mosaïque
15 cm sol nu sous végétation mosaïque
15 cm un seul compartiment

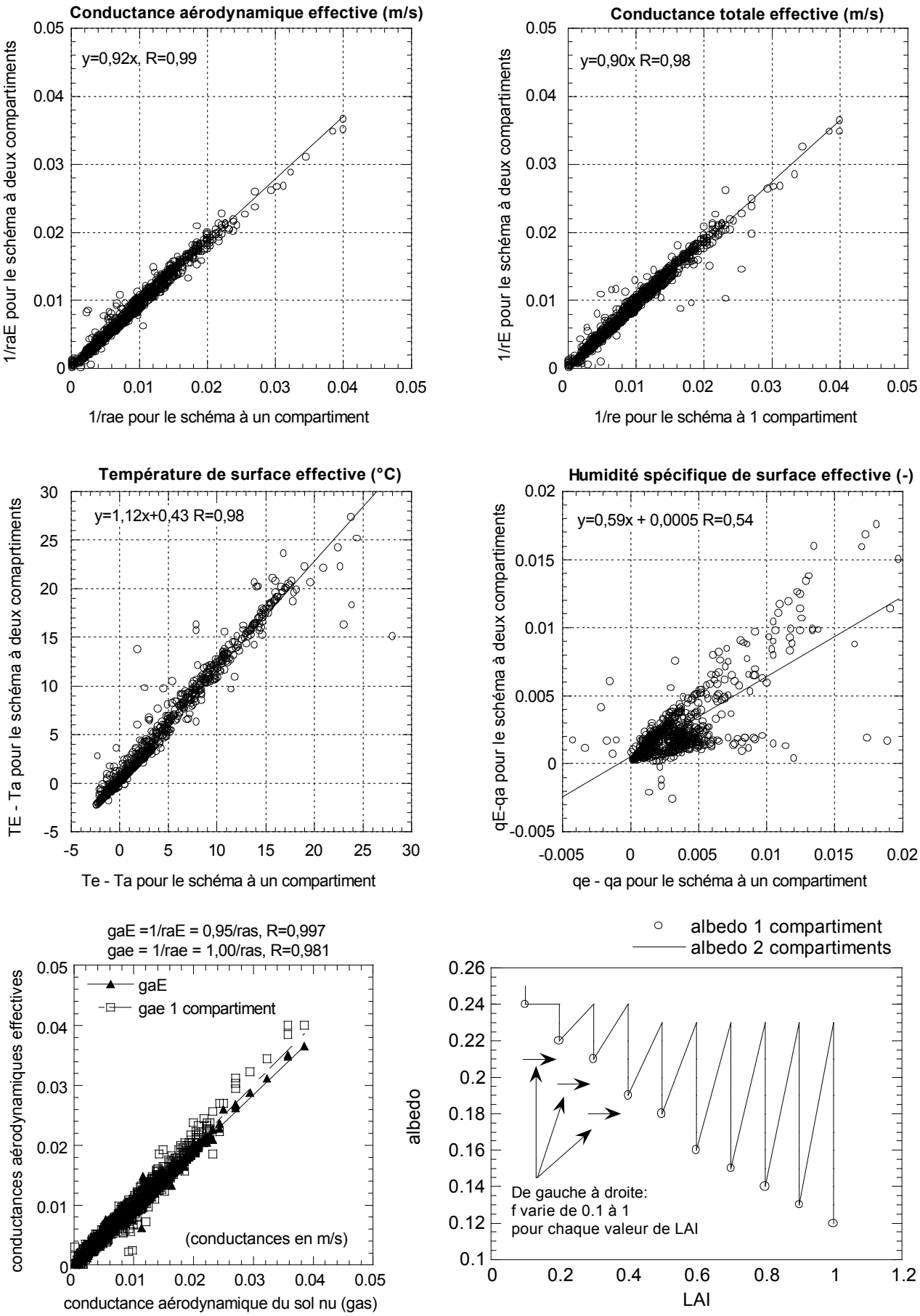


Figure 3.1.8 : comparaison des paramètres effectifs pour les deux schémas (MONSOON'90)

(pour la figure concernant l'albédo, seule la formulation pour deux compartiments est fonction à la fois du LAI et du taux de couverture f ; les points représentent donc les valeurs d'albédo pour le modèle à un compartiment, et la ligne brisée celles pour le modèle à deux compartiments, avec comme valeur de LAI la valeur du début de l'intervalle et comme valeur de f un gradient de 0 à 1 en allant vers la droite jusqu'au label suivant de LAI)

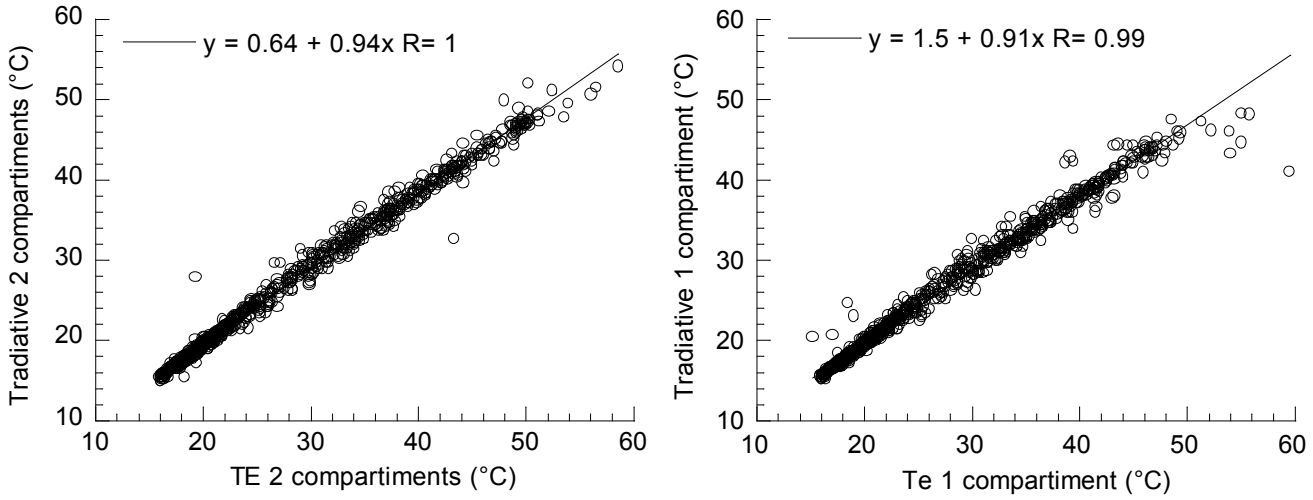


Figure 3.1.9 : comparaison entre les températures radiatives et effectives des deux schémas (MONSOON'90)

3.1.3.2. De un à deux compartiments : est-il possible de modifier les paramètres du schéma à 1 compartiment pour reproduire les flux du modèle mosaïque ?

Les Figures 3.1.8 et 3.1.9 comparent les valeurs simulées des résistances, réflectances, températures et humidités effectives pour les deux schémas et les données de MONSOON'90. Les conductances effectives ($1/r_{ae}$ et $1/r_e$ pour le modèle simple, $1/r_{aE}$ et $1/r_E$ pour le modèle mosaïque) ont des valeurs quasi identiques. De plus, les valeurs des conductances aérodynamiques effectives sont proches de la conductance aérodynamique du sol nu ($1/r_{as}$). De même, la différence entre la température effective et la température de l'air, c'est à dire la différence de potentiel responsable du flux de chaleur sensible dans l'analogie électrique est semblable d'un schéma à un autre. Ces deux observations indiquent que les deux schémas sont semblables à une source simple de température T_e reliée à la température de l'air par la résistance r_{aa}. Par contre, l'humidité spécifique effective est très différente d'un schéma à un autre.

Dans ce paragraphe nous cherchons à savoir si, à partir d'un schéma traditionnel à un seul compartiment et la connaissance du taux de couverture f, nous pouvons modifier analytiquement ou numériquement un certain nombre de paramètres pour reproduire les résultats du modèle mosaïque en terme de flux et de température radiative. Nous avons vu au paragraphe précédent que la différence entre les deux schémas s'explique essentiellement par la différence de partition d'énergie incidente et de chaleur latente/sensible. Cette répartition est déterminée par un nombre important de paramètres mais deux paramètres « critiques » ont été choisis pour cette étude en raison de l'unicité de la source de chaleur à laquelle il se réfèrent, et de l'unicité du flux qu'ils gouvernent. Ces deux paramètres sont l'albédo du sol (qui détermine la part de l'énergie incidente réservée au sol) et la résistance stomatique minimale (qui détermine la part de l'énergie dissipée sous forme de transpiration).

Identifier les sorties des deux schémas revient à identifier les principaux paramètres effectifs (réflectances et résistances). Le problème ne peut être résolu de manière analytique car ces paramètres dépendent des températures et humidités de surface qui dans un modèle de type TSVA sont le résultat de l'équilibre à l'interface et sont inconnues a priori. Ce travail peut même s'avérer inutile puisque, comme c'est le cas pour MONSOON'90, les résistances effectives simulées sont identiques. Cette identité dépasse d'ailleurs le cadre de l'expérience puisque, si l'on ne tient pas compte de la correction de stabilité engendrée par le gradient de température, les résistances effectives déterminées à l'aide de la formulation de Shuttleworth et Wallace (1985; voir chapitre 1.2) et des seules caractéristiques géométriques du couvert pour un gradient de taux de couverture f et de vitesse du vent u_a ne diffèrent pas plus de 20% pour une large gamme de taux de couverture et de vitesse de vent (Figure 3.1.10).

Deux exercices sont par contre possibles :

- ajuster analytiquement ou numériquement l'albédo du sol sous la végétation α_{sv} pour que les albédos α_e et α_E soient identiques (Figure 3.1.8, en bas à droite):

$$\sigma_v(LAI)\alpha_v + \frac{\alpha_{sv}(1-\sigma_v(LAI))^2}{1-\sigma_v\alpha_v\alpha_{sv}} = (1-f)\alpha_s + f\left(\sigma_v(CLAI)\alpha_v + \frac{\alpha_s(1-\sigma_v(CLAI))^2}{1-\sigma_v(CLAI)\alpha_v\alpha_s}\right) \quad (3.1.29)$$

- ajuster numériquement la résistance stomatique minimale pour que le flux de chaleur latente diminue.

Dans le cas de MONSOON'90, ajuster analytiquement l'albédo du sol nu conduit à une valeur de α_{sv}=0,28 ; l'ajuster numériquement (i.e. diminuer le rayonnement net simulé par le schéma simple jusqu'aux valeurs du schéma mosaïque) conduit à une valeur de α_{sv}=0,31. En augmentant la résistance stomatique minimale jusqu'à une valeur irréaliste de 150 s/m nous obtenons des flux de chaleur latente comparables d'un schéma à un autre (Tableau 3.1.2 dernière colonne). Cependant cette valeur impose un échauffement de la végétation lui aussi irréaliste.

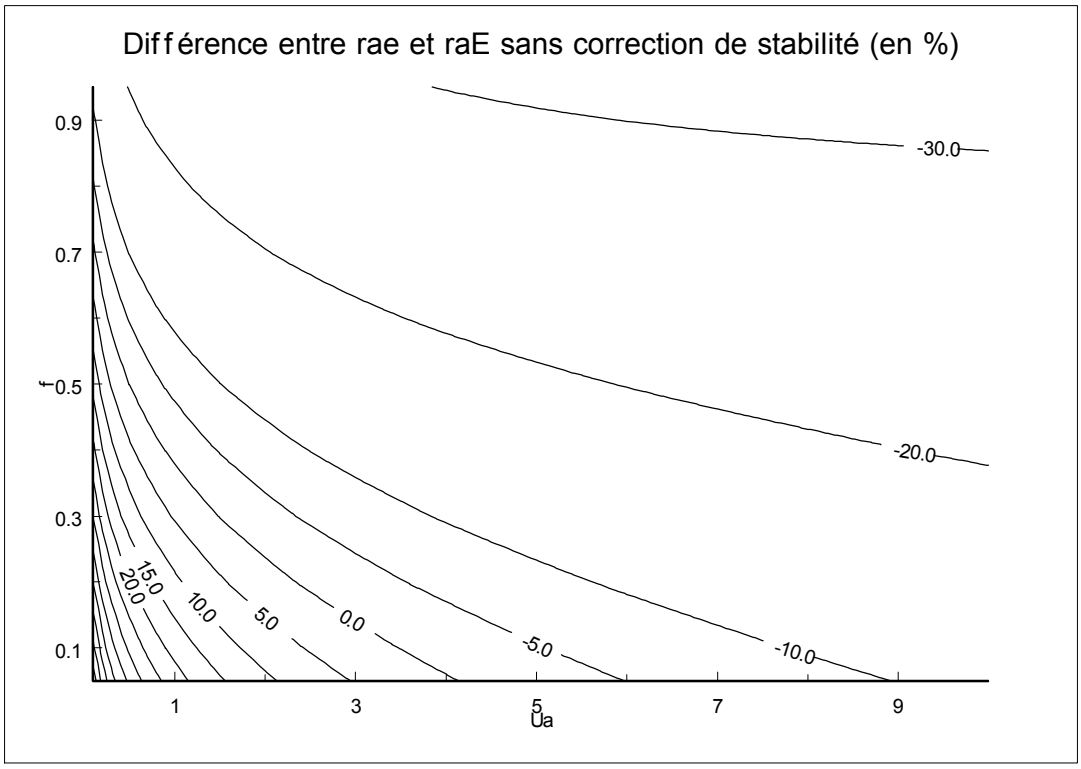


Figure 3.1.10 : différence $100 \cdot \frac{r_{ae} - r_{aE}}{r_{aE}}$ entre les conductances aérodynamiques effectives en fonction du taux de couverture f et de la vitesse du vent u_a (m/s) sans correction de stabilité

(les coefficients des résistances définies selon Shuttleworth et Wallace sont donnés sous le Tableau 1.2.1)

3.1.4. Conclusion

La recherche de critères discriminant l'utilisation de modèles à 2 ou 3 sources en fonction de l'importance de l'hétérogénéité latérale à été présentée au cours de ce chapitre. Cette hétérogénéité est représentée ici par l'étendue des surfaces de sol nu entre les îlots de végétation. Les performances des deux versions du modèle SiSPAT, la version double-source classique et la version à trois sources réparties en deux compartiments ont été évaluées pour deux types de couvert du bassin du San Pedro : une prairie éparse de l'expérience SALSA et

une zone de buissons courts de l'expérience MONSOON'90. Dans le premier comme dans le second cas, la différence entre les températures radiatives simulées par les deux schémas sont faibles. Pour SALSA, les différences en terme de flux sont peu importantes, et le modèle à un seul compartiment donne des résultats légèrement supérieurs à celui du modèle à deux compartiments. Pour MONSOON'90, les résultats du modèle à deux compartiments en terme de flux sont légèrement supérieurs à ceux du modèle à un seul compartiment, et nettement meilleurs en ce qui concerne les températures individuelles du sol, de la végétation, et du profil de températures dans le sol. Puisque les deux sites présentent un taux de couverture similaire, nous proposons un indice discriminant de type « indice de rugosité » ($\lambda=bh/D^2$) tenant compte à la fois de l'extension horizontale du sol nu et de l'impact aérodynamique de la végétation. Cet indice est plus élevé pour le site de MONSOON que pour celui de SALSA.

Notons que les différences entre les flux ou la température radiative simulés par les deux schémas sont faibles, peuvent être réduites par un ajustement d'un nombre limité de paramètres (au risque cependant de produire des valeurs irréalistes de températures individuelles), et que ces flux sont cohérents avec les observations dans la majeure partie des cas étudiés ici. C'est ce dernier résultat qui importe si l'on est intéressé par une stratégie de spatialisation fondée sur l'assimilation de la température radiative. On peut noter aussi que les effets de compensation entre les différentes sources ont été mis en évidence lors de la synthèse des différents schémas en un schéma « simple source » équivalent ou effectif. Le comportement similaire des deux schémas en terme de résistance ou de température équivalente et leur approximation possible par un schéma de type « simple source » (e.g. SVATsimple) encourage l'emploi de ce dernier lorsque les paramètres clefs du transfert radiatif (l'albédo par exemple) ou aérodynamique (la résistance de surface minimale par exemple) peuvent être ajustés par assimilation de données de télédétection telles que la température radiative de surface. **Le fait que les deux schémas simulent des évaporations très différentes mais des températures radiatives similaires dans le cas de MONSOON'90 indique cependant que cette information seule ne suffit sans doute pas à obtenir par assimilation une bonne partition entre les flux de chaleur sensible et latent, et qu'une autre source d'information (humidité du sol par exemple) est souhaitable** .

En résumé, nous avons présenté au cours de ce paragraphe un premier transfert d'échelle des formalismes et des paramètres du point (le pore/la feuille) vers la très petite échelle (la parcelle/le couvert). Un certain nombre de paramétrisations effectives (respectivement à la très petite échelle) ont été développées et constituent notre base de travail pour l'étape suivante : le passage de l'échelle locale à l'échelle régionale.

3.2. L'Analyse Statistique appliquée à la prise en compte de la variabilité spatiale des propriétés de surface

Dans le paragraphe précédent il était question de la variabilité des conditions de surface à l'échelle d'un îlot végétal et de son impact sur l'environnement météorologique de cet îlot. Nous allons maintenant passer à une échelle légèrement supérieure et nous intéresser à la variabilité des paramètres de surface à l'échelle de la parcelle ou de la petite région. Nous nous attacherons en particulier à décrire ce que cette variabilité implique en ce qui concerne le bilan de masse à long terme (i.e. sur une année) et si les règles d'agrégation présentées au chapitre 1.3 pour les très courts pas de temps restent valables pour les composantes cumulées (sur la saison ou l'année) du bilan hydrique. L'outil utilisé pour décrire la variabilité des propriétés de la surface est l'Analyse Statistique.

Note : le contenu de ce chapitre fait l'objet de la publication Boulet et al. (1999a)

3.2.1. Mise en œuvre de l'Analyse Statistique pour le bassin de Lockyersleigh

3.2.1.1. Rappels bibliographiques et définition de la méthode :

L'analyse statistique (AS) utilise les fonctions de densité de probabilité (*fdp*) des principaux paramètres du système pour représenter la variabilité spatiale des flux échangés à travers le continuum sol-plante-atmosphère.

Les avantages de l'AS par rapport aux autres méthodes de spatialisation sont les suivants :

- la *fdp* est représentée par un nombre limité de paramètres (2 pour la plupart des cas) facilement identifiables (e.g. la moyenne et l'écart type)
- les *fdp*s sont relativement stables ; il est réaliste notamment de supposer que l'évolution géomorphologique et pédogénétique du bassin sont des phénomènes suffisamment lents pour être négligés sur une période de temps de l'ordre de l'année, et que par conséquent les paramètres hydrothermiques du sol et leurs *fdp*s respectives sont stationnaires ; enfin, même si le *LAI* par exemple évolue de manière saisonnière, on peut supposer que les propriétés de sa *fdp* vont évoluer de manière saisonnière également sans modification de la forme de celle-ci.

- les *fdp*s peuvent être échantillonnées par un nombre restreint de valeurs, pour peu que ces valeurs aient la même probabilité d'occurrence ; ainsi, le nombre de valeurs représentatives peut décroître jusqu'à atteindre un découpage de la courbe en dix intervalles équiprobables sans perdre pour autant l'information attachée à la courbe de répartition (Boulier et Vauclin, 1987); cette discrétisation évite de répéter les simulations pour des points appartenant à la même classe de probabilité, comme c'est le cas par exemple pour la méthode dite de Monte-Carlo.

L'AS a été employée en hydrologie sous une forme totalement analytique par Eagleson (1978) puis par Entekhabi et Eagleson (1989) pour simuler le bilan hydrique en réponse à l'arrivée aléatoire d'épisodes pluvieux d'intensité constante. La méthode est ici utilisée sous sa forme numérique (i.e. à partir des formes discrètes des *fdp*s) pour simuler la variabilité du bilan hydrique à l'aide de SiSPAT et appliquée de façon identique à la méthode qu'Avissar (1991, 1992) a utilisée pour le schéma de surface LAID (« Land-Atmosphere Interactions Dynamics », Avissar et Pielke, 1989).

Cette méthode a été étendue sous sa forme dynamique (i.e. avec rétroaction des flux régionaux sur le forçage atmosphérique par l'intermédiaire d'un modèle atmosphérique) par Li et Avissar (1994), Collins et Avissar (1994) et Avissar (1995). Elle a par ailleurs été utilisée en météorologie (e.g. Avissar, 1992 ; Bonan et al., 1993 ; Pitman, 1995), en hydrologie (e.g. Famiglietti et Wood, 1992) et en sciences du sol (e.g. Sharma et Luxmoore, 1979, Boulier et Vauclin, 1986; Vauclin et al., 1983).

Alors que les travaux cités ci-dessus se basent le plus souvent sur une analyse multivariante des paramètres du système, nous allons restreindre notre étude à une analyse univariante. En effet, seule une analyse faisant varier un seul paramètre à la fois est compatible avec :

- la complexité du modèle : alors que dans les exemples cités ci-dessus l'interface sol-plante-atmsophère est souvent déconnectée du système sol, nous voulons tester la réponse de l'intégralité du modèle discrétisé, c'est à dire de l'ensemble du système couplé sol-plante-atmosphère;
- la longueur de la période d'étude : alors que la plupart des exemples ci-dessus décrivent la variabilité du bilan d'énergie de surface à l'échelle de la journée (météorologie) ou du bilan de masse à l'échelle du mois, nous voulons étudier la variabilité du bilan de masse à l'échelle de la saison puis de l'année;

- le nombre de paramètres que nous voulons faire varier : alors que les exemples ci-dessus ne font varier que les paramètres de l'interface auxquels on ajoute une humidité de surface imposée comme paramètre et non comme variable d'état, ou uniquement les paramètres du sol sans se préoccuper de la variabilité du bilan d'énergie, nous voulons confronter la réponse du modèle aux variations des paramètres de l'interface à la réponse aux variations des paramètres hydrodynamiques du sol ;

Etant donnée la longueur d'une simulation (une à deux heures pour 437 jours de forçage atmosphérique mesuré au pas de temps horaire), nous ne pouvons pas nous permettre d'étudier le système multi-variant correspondant à l'ensemble des paramètres étudiés. L'avantage de l'étude mono-variante réside dans l'interprétation des résultats puisque les effets des paramètres sont isolés les uns des autres. La méthode pourra être complétée par la suite si l'on utilise un modèle analytique (e.g. SVATsimple). L'extension de la méthode à l'aide du schéma SVATsimple fait partie des perspectives présentée au chapitre 4.2.

3.2.1.2. Choix des paramètres :

La méthode est valable pour une échelle d'espace (ici : le paysage) et une échelle de temps (ici : le jour, la semaine, la saison, puis l'année) particulières, et comporte deux étapes :

- La première étape consiste à sélectionner les paramètres pour lesquels le modèle est significativement sensible :

Pour Avissar (1992), qui s'intéresse essentiellement à l'impact de la variabilité des flux de surface sur le développement de la couche limite de mélange atmosphérique, les paramètres les plus importants sont l'humidité de surface, la rugosité, le *LAI* et la conductance stomatique. Ces paramètres ont été sélectionnés par des études de sensibilité mono-variantes puis par leurs contributions respectives à la variance des sorties du modèle déterminées par la méthode FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test, Collins et Avissar, 1994). Enfin, Famiglietti et Wood (1991) mettent en évidence le rôle de la topographie dans la variabilité des flux de masse et d'énergie pour la zone d'étude de l'expérience FIFE.

Dans notre cas, une étude de sensibilité mono-variante a permis de mettre en évidence le rôle des paramètres hydrodynamiques du sol (la profondeur de l'horizon sablo-limoneux z_{sable}, la conductivité hydraulique à saturation K_{sat}, la teneur en eau à saturation θ_{sat}, les

paramètres d'échelle et de la courbe de rétention de Van Genuchten ψ_{VG} et m_{VG}), des paramètres de l'interface responsables de la partition de l'énergie radiative entre le sol et la végétation (albédo, émissivité, *LAI*) et enfin ceux dont dépendent les flux aérodynamiques (hauteur de végétation et résistance stomatique minimale).

- La deuxième étape consiste à sélectionner parmi ces paramètres ceux dont la variabilité effective (i.e. observée au sein de la zone d'étude) sont susceptibles d'induire des variations significatives des sorties du modèle.

Dans notre cas, le bassin de Lockyersleigh est couvert par un type végétal largement dominant, les pâturages, (la forêt ouverte ne constituant pas un type bien défini et contribuant essentiellement au bilan hydrique annuel ou saisonnier par l'extension pérenne de la surface foliaire) et ne produit par conséquent pas de variations significatives d'albédo, d'émissivité et de hauteur de végétation. Une étude de sensibilité utilisant les variations observées ou supposées de ces trois paramètres a par ailleurs permis de vérifier l'absence de variabilité des composantes du bilan hydrique en réponse à la variabilité minime de ces trois paramètres, et cette dernière ne sera donc pas incluse dans notre étude. Pour des échelles de temps beaucoup plus courtes (voir le chapitre précédent) ces paramètres ont cependant une influence notoire sur les composantes instantanées du bilan d'énergie (voir par exemple Avissar, 1995 et Bonan et al., 1993).

3.2.1.3. Dépendances entre paramètres :

Même si nous procédons à une analyse univariante du système, les paramètres sélectionnés ne sont pas tous indépendants. On supposera dans notre étude que les covariances entre les différents paramètres sont négligeables, à l'exception des paramètres des courbes de rétention et de conductivité du sol. Deux stratégies sont classiquement mises en œuvre pour lier certains de ces paramètres entre eux :

- la similarité géométrique de Miller et Miller (1956), fondée sur un modèle d'écoulement capillaire
- les fonctions de pédo-transfert, s'appuyant sur la corrélation entre les paramètres et les indicateurs texturaux

L'emploi de la seconde méthode est justifiée lorsque l'on dispose de cartes pédologiques ou d'information spatialisée sur la granulométrie des horizons superficiels (e.g. Noilhan et Lacarrère, 1995). La similitude géométrique, quant à elle, permet de relier au moins deux des paramètres d'échelle des courbes caractéristiques, la conductivité à saturation et le potentiel matriciel « à saturation » (Braud et al., 1995b ; Braud, 1998). Dans le cas du bassin de Lockyersleigh nous ne disposions pas de carte de texture, mais au contraire une étude statistique sur les caractéristiques hydrodynamiques des sols de la région. C'est donc la similarité géométrique de Miller et Miller (1956) que nous avons utilisée.

Cette dernière permet de relier les variations de conductivité hydraulique K et du potentiel matriciel ψ aux variations d'une seule variable représentant une longueur caractéristique du milieu. Lorsque deux milieux indicés 1 et 2 sont géométriquement semblables (i .e. lorsque leurs caractéristiques géométriques, et notamment le volume poral, sont en relation homothétique), la racine de la conductivité et l'inverse du potentiel matriciel des deux milieux diffèrent d'un même rapport α appelé « facteur d'échelle de Miller et Miller » :

$$K_2=\alpha^2*K_1 \qquad (3.2.1)$$

$$\Psi_2=\psi_1/\alpha \qquad (3.2.2)$$

Si l'on exprime cette théorie pour les conditions de saturation, que l'on prend comme référence la moyenne de chacun des deux paramètres K_{sat} et ψ_{VG}, et que l'on suppose que les sols se conduisent comme des milieux géométriquement similaires, alors nous pouvons réduire toutes les variations de K_{sat} et ψ_{VG} aux variations de α :

$$K_{sat}=\alpha^2*E(K_{sat}) \qquad (3.2.3)$$

$$\Psi_{VG}=E(\psi_{VG})/\alpha \qquad (3.2.4)$$

Cette méthode a été utilisée de nombreux auteurs en prenant comme milieu de référence le milieu caractérisé par les valeurs moyennes $E(K_{sat})$ et $E(\psi_{VG})$. Ils ont déduit de leurs observations une distribution log-normale du facteur α et un écart type moyen de 0,6 (Sharma et Luxmoore, 1979), 0,52 (Vauclin et al., 1983 ; Warrick et al., 1977) ou 0,68 (Boulier, 1985).

3.2.1.4. Détermination des Fonctions de Densité de Probabilité

- Les moyennes des *fdp*s sont extraites du jeu de données spécifique à Lockyerleigh (Tableau 2.1.2a) ainsi que les écarts types et la forme de la loi de s, z_{sable} et θ_{sat} ; les écarts types et les formes de la loi de K_{sat}, ψ_{VG} et m_{VG} sont extraits du jeu de données de Geeves et al. (1995) (Tableau 2.1.2b). La variabilité spatiale du *LAI* a été extraite de la carte de l'indice *NDVI* (Normalized Differential Vegetation Index) et de la relation entre le *NDVI* et le *LAI* (Asrar et al., 1984) :

$$LAI=-1,2*\mathrm{Ln}(2+NDVI/45) \qquad (3.2.5)$$

Les valeurs de résistance stomatique minimale r_{stmin} ont été tirées de la littérature (catégorie « herbe courte ») et s'étagent entre 20 s/m et 220 s/m avec une moyenne de 100 s/m ; une loi normale a été choisie pour représenter les variations de r_{stmin} en absence de données. Chaque distribution est divisée en dix intervalles équiprobables et la valeur centrale de l'intervalle est la valeur représentative de toute la classe de probabilité correspondant à la longueur de l'intervalle.

Quantité normalisée	**Symbole**	**Loi statistique ajustée**	σ
Epaisseur de l'horizon sablo-limoneux	z_{sable}	Xinanjiang	0,34
Facteur d'échelle de Miller et Miller	α	Log-normale	0,82
Teneur en eau à saturation	θ_{sat}	Normale	0,11
Paramètre de forme de Van Genuchten	m	Normale	0,34
Indice foliaire	LAI	Normale	0,3
Résistance stomatique minimum	r_{stmin}	Normale	0,5

Tableau 3.2.1 : définition du symbole, de la loi statistique et de l'écar t type utilisés pour décrire la *fdp* de chacun des six facteurs d'échelle associés aux six paramètres sélectionnés

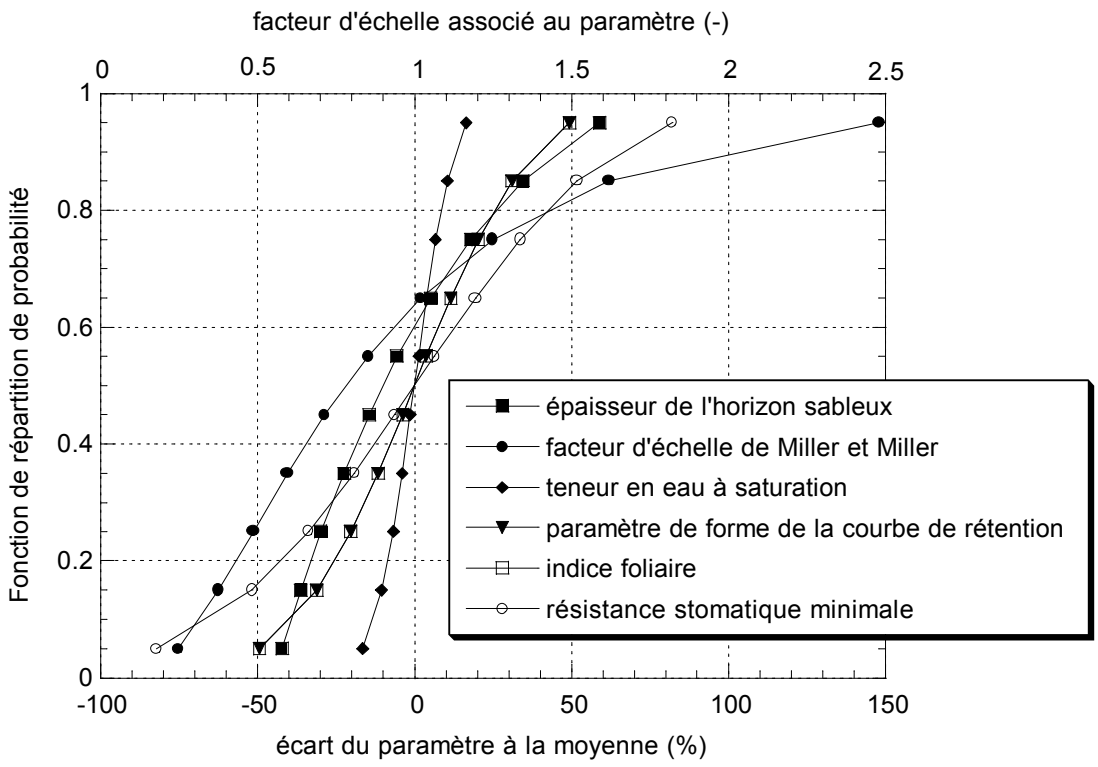


Figure 3.2.1 : fonction de répartition de probabilité de chacun des 6 paramètres sélectionnés ; chaque point représente le centre d'un intervalle équiprobable, i.e. une classe de probabilité

Chaque valeur équiprobable d'un paramètre (sauf bien évidemment le facteur d'échelle de Miller et Miller qui apparaît déjà sous cette forme) est centrée autour de la valeur moyenne au moyen d'un facteur d'échelle multiplicatif. Toutes les variations du paramètre sont donc exprimées en fonction de ce facteur d'échelle :

*Valeur locale équiprobable = Facteur d'échelle local équiprobable * Valeur moyenne* (3.2.6)

Il en est de même pour le *LAI* et ses variations saisonnières :

$$LAI_{local,\ variable\ dans\ le\ temps} = LAI_{moyen,\ variable\ dans\ le\ temps} * \textit{facteur d'échelle}\ \alpha_{LAI,\ local,\ constant} \quad (3.2.7)$$

Les formes des courbes de répartition des différents facteurs d'échelle sont illustrées par la Figure 3.2.1, et leurs caractéristiques sont indiquées dans le Tableau 3.2.1.

3.2.2. Résultats de l'Analyse Statistique : variations annuelles et saisonnières du bilan hydrique

Les résultats concernant les principales composantes du bilan hydrique (ruissellement, évaporation totale, évaporation du sol et transpiration) sont rassemblés dans des « diagrammes de sensibilité ». Ces schémas montrent pour chaque valeur du paramètre (exprimé en pourcentage d'écart à la moyenne) la « déviation locale » du flux, c'est à dire l'écart du flux simulé correspondant à chaque valeur de la distribution A au flux simulé à l'aide de la valeur moyenne B (exprimé en pourcentage lui aussi) :

$$\textit{Déviation locale} = 100*(A-B)/B \qquad (3.2.8)$$

Pour un paramètre donné les points correspondant aux valeurs équiprobables sont reliés entre eux par des segments de droite. En répétant l'exercice pour chacun des six paramètres, nous obtenons des figures en forme d'araignée centrée sur l'origine, avec sur chaque « patte » autant de points que d'intervalles équiprobables.

Quatre caractéristiques de ces diagrammes de sensibilité ont retenu notre attention et sont expliquées sur la Figure 3.2.2 : la sensibilité, l'étendue de la variabilité, la linéarité et l'existence d'un « biais ».

- **sensibilité** : la sensibilité du modèle est représentée par la pente à l'origine ;
- **étendue de la variabilité** : la largeur de l'intervalle d' arrivée du diagramme et sa relation à l'intervalle de départ permet de discriminer les paramètres dit « critiques ». Un modèle peut être peu sensible à un paramètre autour de sa valeur moyenne mais présenter des effets de seuil induisant de fortes variations de la réponse autour d'une valeur « critique » ;
- **linéarité** : la réponse du modèle aux variations d'un paramètre est dite linéaire si la courbe représentant ces variations dans le diagramme de sensibilité est peu différente d'un segment de droite. Sur la figure, la courbe en pointillés est quasi-linéaire ;
- **biais** : si la somme algébrique des aires situées entre la courbe du diagramme et l'axe des abscisses est sensiblement différente de zéro (cas de la courbe en pointillés) alors la réponse du modèle est dite « biaisée » : le flux moyen est différent du flux simulé à l'aide de la valeur moyenne du paramètre ;

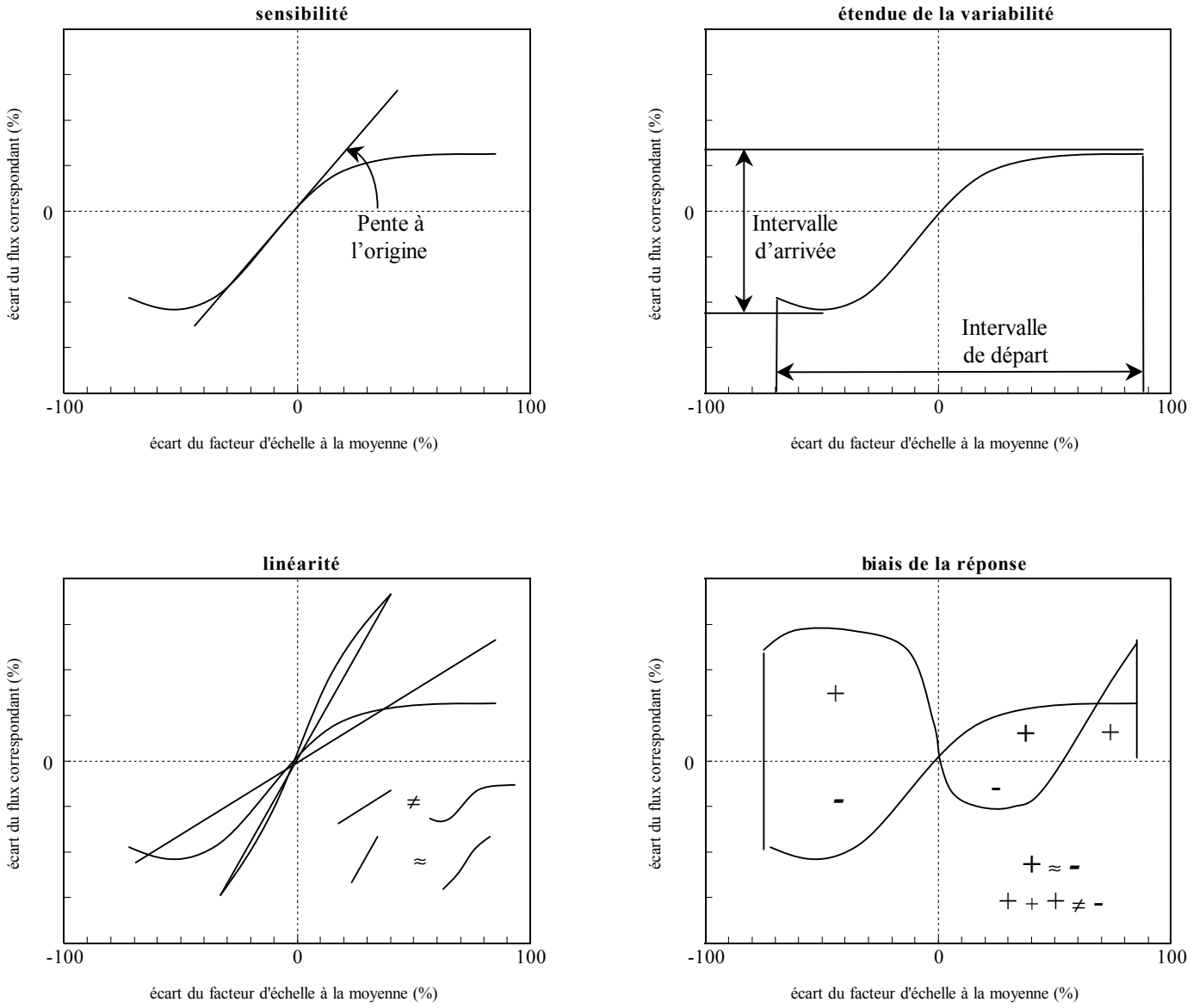


Figure 3.2.2 : interprétation des diagrammes de sensibilité des composantes du bilan hydrique à la variation de quelques paramètres clef : quelques définitions utilisées dans le texte

3.2.2.1. Diagrammes établis pour l'ensemble des 437 jours (Figure 3.2.3)

Les principaux résultats sont les suivants :

- la réponse de l'évaporation totale aux variations de chacun des paramètres est fortement atténuée par rapport aux variations correspondantes de l'évaporation du sol ou de la transpiration ; de plus, la forme des réponses concernant l'évaporation du sol nu et celles de la transpiration sont symétriques par rapport à l'axe des abscisses.

- l'évaporation a un comportement beaucoup plus linéaire que le ruissellement

L'évaporation totale est généralement moins sensible, variable et non-linéaire que le ruissellement car pour de nombreuses périodes de la série temporelle elle n'est limitée que par l'énergie disponible du système (soit, pour une très large part, le forçage radiatif) et non plus l'état hydrique du sol. Le ruissellement a un comportement plus chaotique puisque dépendant exclusivement d'un effet de seuil lié à la saturation.

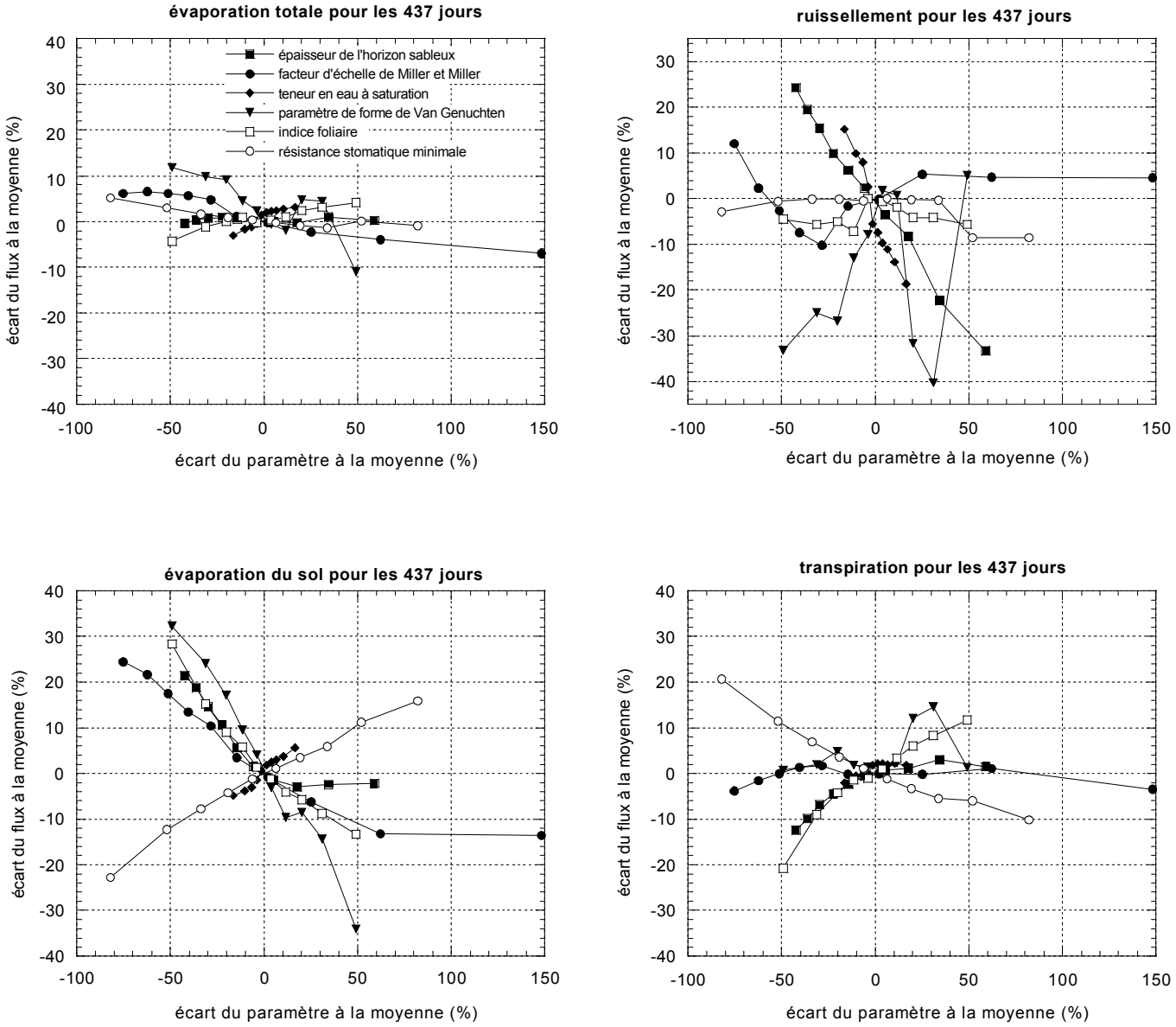


Figure 3.2.3 : Diagramme de sensibilité des composantes du bilan hydrique sur les 437 jours

L'évaporation totale est moins variable que ses composantes sol et végétation prises séparément. De manière schématique, la première est plutôt définie par la résolution du bilan d'énergie global, tandis que les deux dernières sont générés par répartition de l'énergie incidente sur les deux sources (feuille et sol): si l'une des deux sources augmente sa résistance de surface, les conditions environnementales (humidité et température) intermédiaires du nœud artificiel au sein de la canopée se rapprochent des conditions qui prévalent à la seconde source, et diminuent automatiquement la résistance de surface de cette dernière. Il y a donc un effet de compensation dans l'utilisation de l'énergie incidente pour la génération du flux de chaleur latente.

Le ruissellement est particulièrement sensible à θ_{sat} et z_{sable}. La variabilité générée par θ_{sat}, z_{sable} et m_{VG} dépasse largement les autres sources de variabilité. L'évaporation est particulièrement sensible à θ_{sat},et m_{VG} (Figure 3.2.4). Ce dernier est d'ailleurs responsable de la plus large gamme de variabilité, plus encore que α et *LAI*.

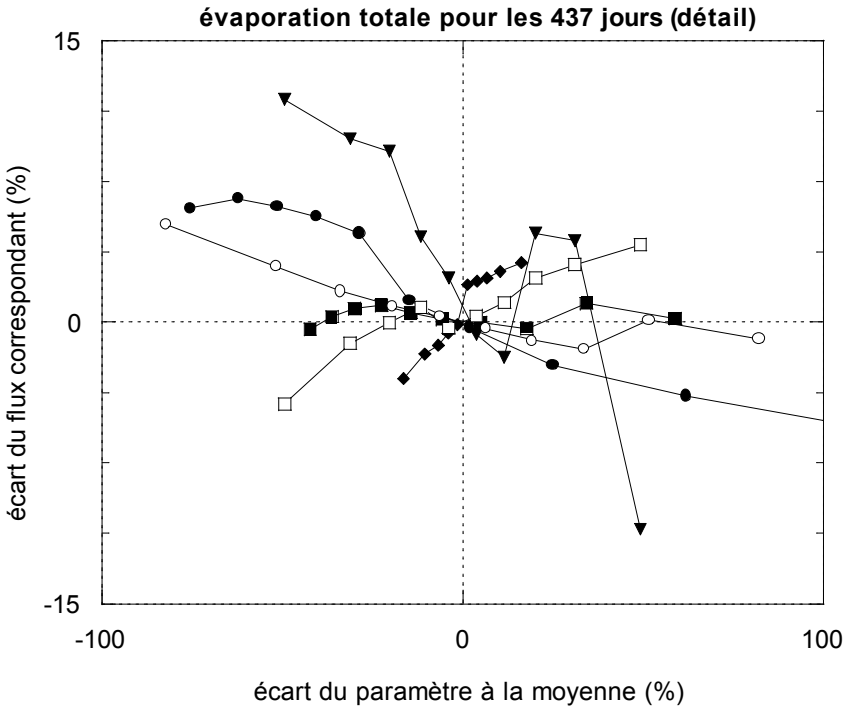


Figure 3.2.4 : diagramme de sensibilité pou r l'évaporation totale simulée sur 437 jours

3.3.2.2. Variations saisonnières (Figure 3.2.5)

Les cumuls du bilan hydrique annuel et ses composantes saisonnières sont reportés dans le Tableau 3.2.2.

- La forme des diagrammes de sensibilité varient d'une saison à une autre dans de très larges proportions, tant du point de vue de la forme du diagramme que de son étendue; le rôle joué par chacun des paramètres varie lui aussi d'une saison à une autre en fonction du processus hydrologique dominant de la saison ;
- Le ruissellement (Fig. 3.2.5b) dépend essentiellement de θ_{sat} et z_{sable} en automne (le ruissellement est alors généré par le mécanisme de Dunne pour un événement représentant un quart du cumul saisonnier) et des paramètres de la courbe de rétention et de conductivité hydraulique pour toutes les autres saisons (mécanisme de type Horton);
- pour l'évaporation du sol nu (Fig. 3.2.5c) et la transpiration (Fig. 3.2.5d), la variabilité inter saisonnière est moins importante du point de vue de la forme des courbes de sensibilité (excepté la transpiration estivale) que de leur étendue. La transpiration estivale (liée à un très faible *LAI*) comporte le schéma le plus complexe, et certaines sensibilités (i .e. le signe des pentes à l'origine) sont inversées par rap port aux autres saisons. La valeur de z_{sable} influence la quantité d'eau disponible pour l'extraction racinaire : si l'horizon argileux est trop proche de la surface, la majeure partie des racines doit puiser l'eau dans cet horizon et sont limitées par la faible conductivité de ce milieu. Si l'horizon argileux est au contraire trop loin de la surface, l'eau de pluie percole facilement à travers l'horizon sablo-limoneux de plus forte conductivité hydraulique et vient se stocker en dessous de la zone racinaire sur le toit de l'horizon argileux. Il convient de noter ici que le profil racinaire ne tient pas compte de l'éventuelle adaptation de la plante à son environnement.

Composantes du bilan hydrique (mm)	Jours 189 - 259 8/7/87- 15/9/88 **(437 jours)**	Jours 262 - 352 20/9/87- 21/12/87 **(printemps)**	Jours 352-80 21/12/87- 21/3/88 **(été)**	Jours 80-170 21/3/88- 20/6/88 **(automne)**	Jours 170-259 20/6/88- 15/9/88 **(hiver)**
Précipitations	962	190	209	309	117
Evaporation du sol	262	41	35	68	65
Transpiration	473	183	110	39	91
Drainage profond	41	0	1	12	27
Ruissellement	186	28	66	85	7
Stockage	0	-62	-3	105	-73

Tableau 3.2.2 : cumuls annuels et saisonniers des différentes composantes du bilan hydrique simulé à l'aide des valeurs moyennes des paramètres

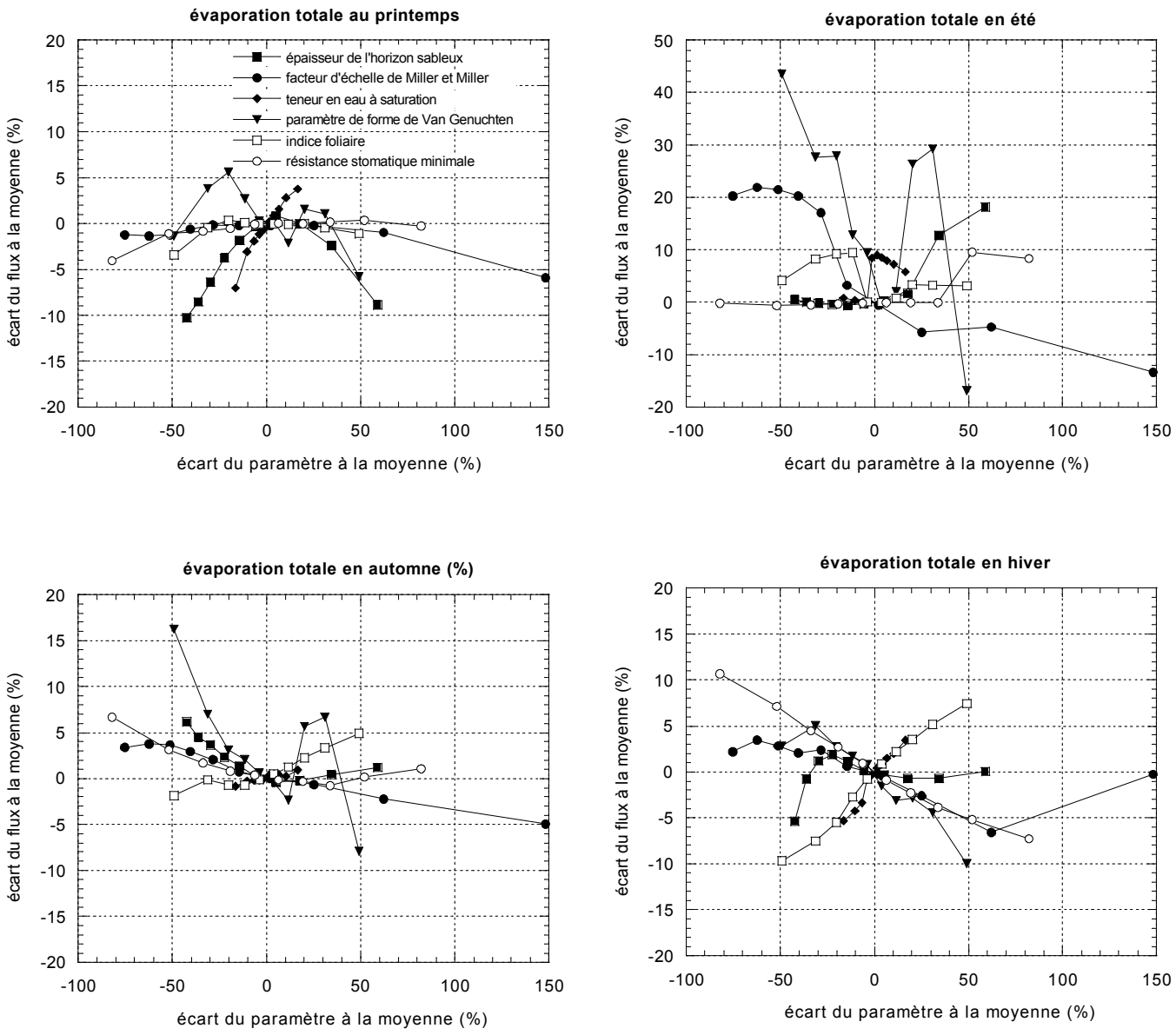


Figure 3.2.5a : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour l'évaporation totale

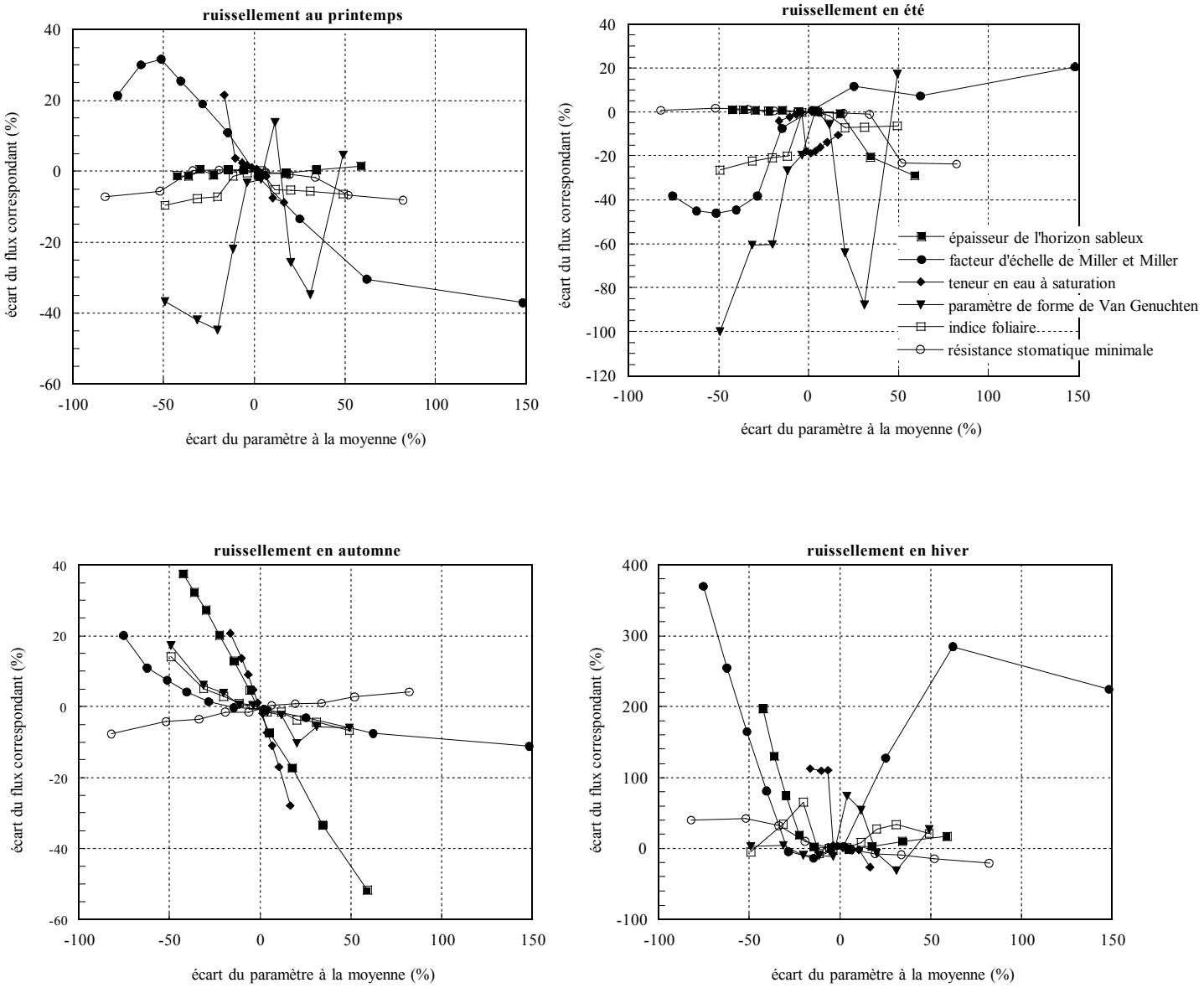


Figure 3.2.5b : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour le ruissellement

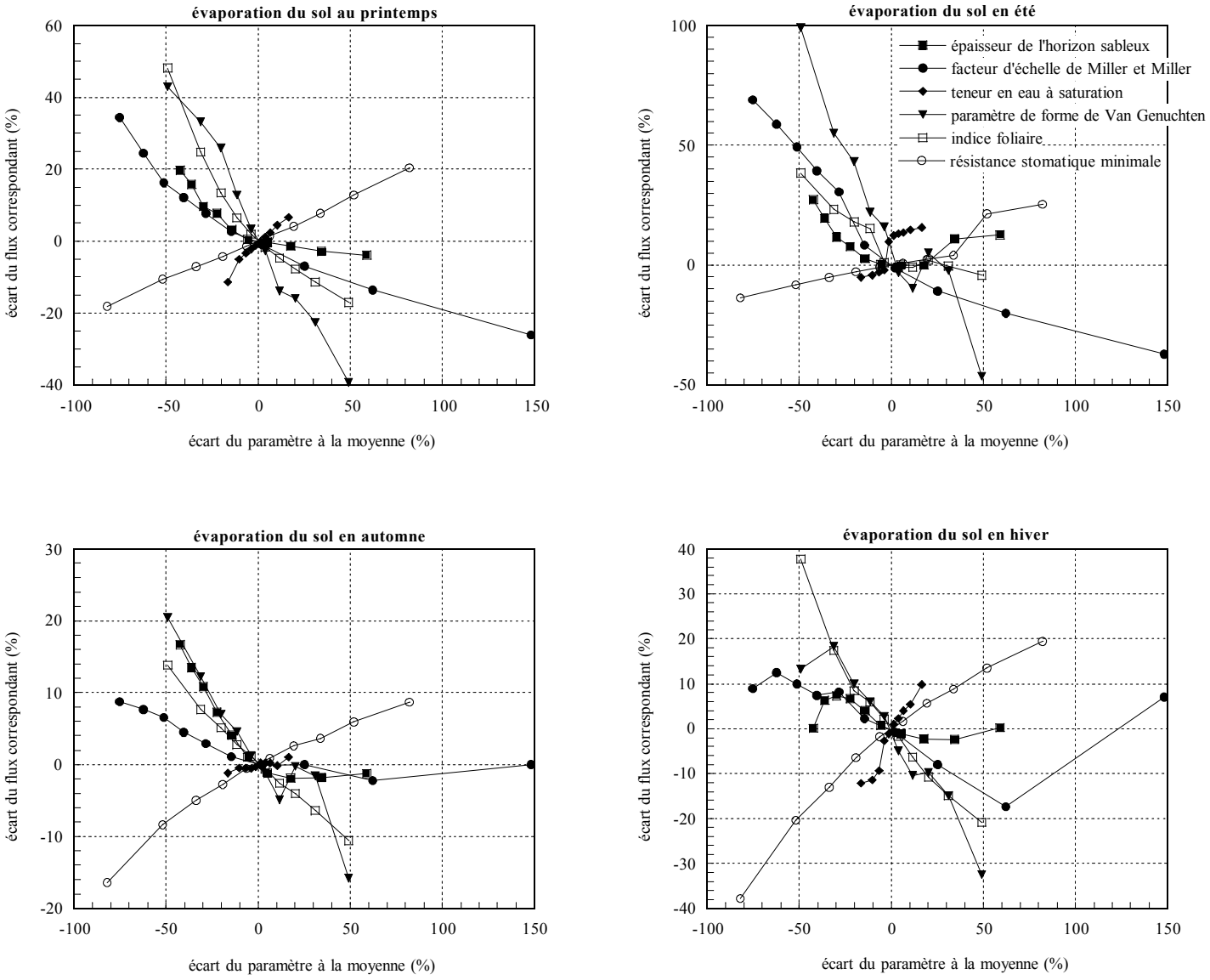


Figure 3.2.5c : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour l'évaporation du sol

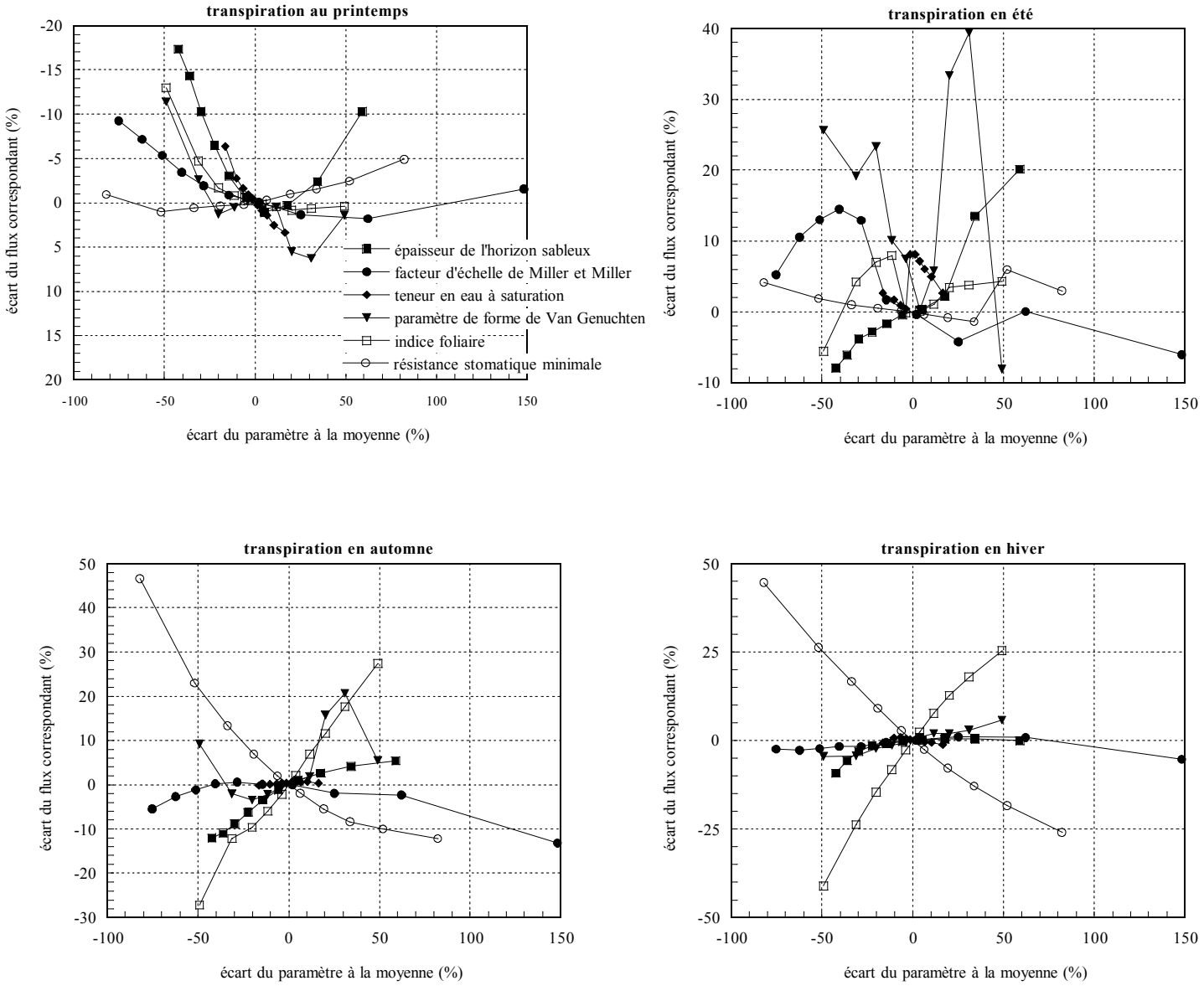


Figure 3.2.5d : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour la transpiration

3.2.2.3. Déviation régionale: la moyenne des paramètres est-elle effective ?

La moyenne des dix valeurs de flux correspondant aux dix valeurs équiprobables du paramètre permettent de calculer le flux moyen C représentatif de la variabilité du bassin, c'est à dire, en vertu de la loi de conservation des flux, une valeur régionale. La différence entre cette valeur et la valeur du flux B simulé à l'aide de la moyenne du paramètre représente le « biais » mentionné précédemment, et constitue la déviation régionale du flux calculé à partir de la plus simple des règles d'agrégation que l'on puisse proposer : l'emploi de la moyenne arithmétique.

$$\textit{Déviation régionale} = 100*(C-B)/B \qquad (3.2.9)$$

Si cette déviation est faible, la moyenne du paramètre peut être considérée comme « effective ». Cette déviation est représentée sur la colonne de gauche de la Figure 3.2.6 pour chacun des paramètres et pour l'intégralité de la période étudiée ainsi que ses variations saisonnières.

Comme on peut le voir sur cette figure, la déviation régionale est rarement négligeable, même si l'on considère les paramètres pour lesquels le modèle présente un comportement quasi-linaire (LAI, z_{sable}, θ_{sat}). L'effet de « biais » est particulièrement aigu en été, car l'agrégation induit une surestimation comprise entre 15% et 40% de la composante totale. Pendant cette période, les valeurs simulées par Kalma et al. (1995) et les valeurs observées à l'exutoire montrent que le ruissellement est généré pour un nombre restreint d'événements. Nous pouvons donc supposer que notre modèle surestime le ruissellement hortonien, et que la quantité d'eau pouvant être extraite par évaporation ou transpiration est sous-estimée (entre 5%et 18% dans chaque cas) lorsque le paramètre moyen est utilisé.

L'existence du « biais » s'explique de plusieurs manières :

1- l'importance des expressions analytiques non-linéaires (par exemple le LAI dans le facteur d'écran, ou m_{VG} dans la courbe de rétention) : même si le LAI représente une caractéristique « géométrique » du système et devrait de ce fait être agrégé linéairement (c'est à dire que sa moyenne devrait être « effective »), son emploi dans les expressions des résistances ou de la partition de l'énergie (ou de la masse) incidente le transforment en un paramètre « dynamique » décrivant plusieurs processus cinématiques du système, au

même titre que r_{stmin} par exemple. On voit d'ailleurs que dans notre application la déviation induite par le *LAI* (du fait du contrôle de la lame ruisselée) est plus importante que celle de r_{stmin}. Cette observation est similaire à celle de Bonan et al. (1993), mais vérifiée pour une période beaucoup plus longue. Rappelons que le *LAI* intervient dans l'absorption du rayonnement solaire par les plantes, l'interception des précipitation par le feuillage, les résistances stomatiques et aérodynamiques de la végétation et, par ricochet, les quantités d'eau et d'énergie disponibles pour l'évaporation du sol.

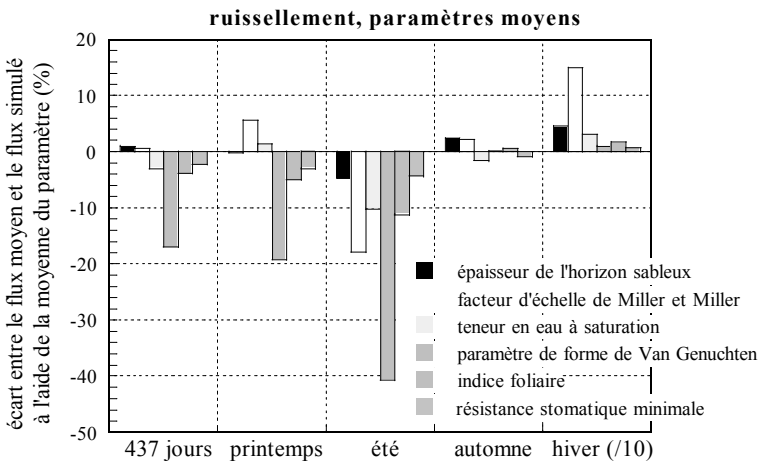
2- Les formes non symétriques de certaines *fdp*s : les fonctions de répartition de z_{sable} et α indiquent une plus forte probabilité d'occurrence pour les faibles valeurs du paramètres.

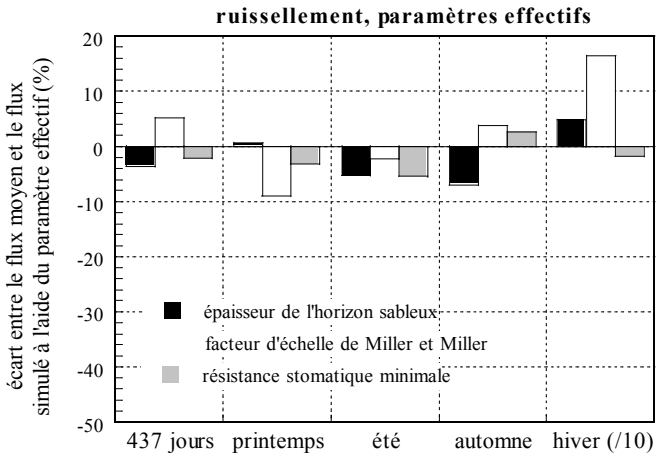
3- L'utilisation de commandes conditionnelles (du type « si … alors … ») de l'algorithme du modèle pour reproduire les effets de seuil : c'est le cas notamment de la génération du ruissellement par saturation du premier nœud, ou du débordement du réservoir d'interception. Ces tests conditionnels sont responsables de la majeure partie de la déviation régionale.

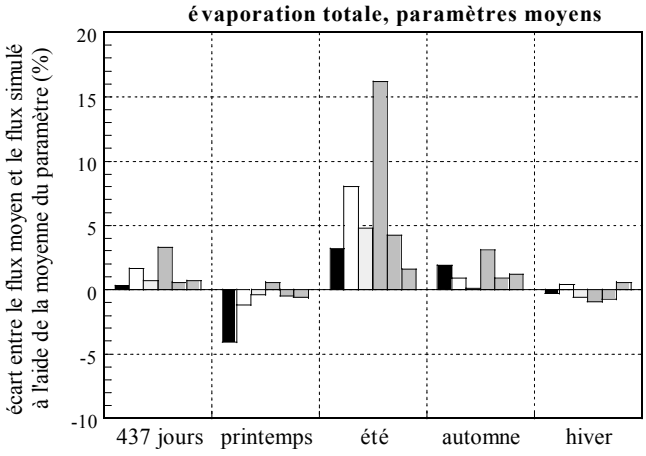
Dans notre étude, le troisième facteur semble dominer. Cependant, à l'échelle locale expérimentale (une parcelle de jachère de l'expérience HAPEX-Sahel) et une période plus courte, Braud et al. (1998) ont observé à l'aide du même modèle une large influence du second facteur.

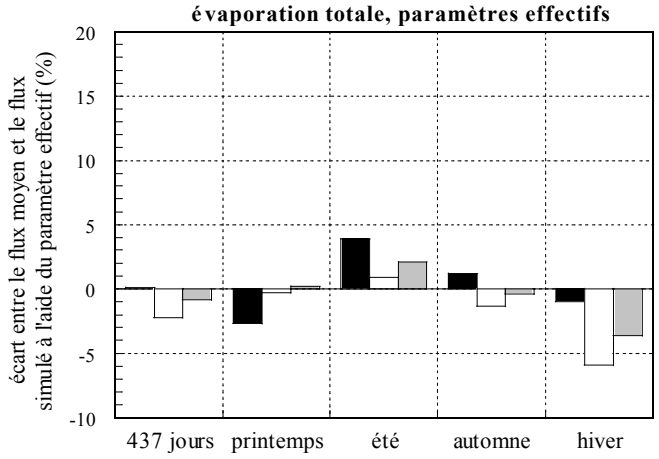
page suivante :

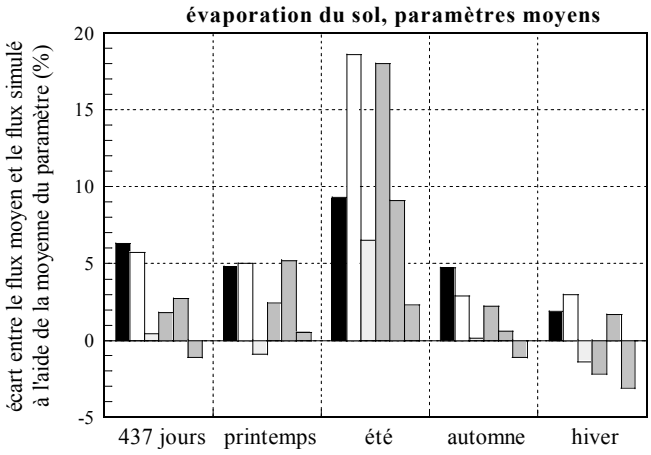
Figure 3.2.6 : déviation régionale calculée à l'aide des paramètres moyens ou effectifs

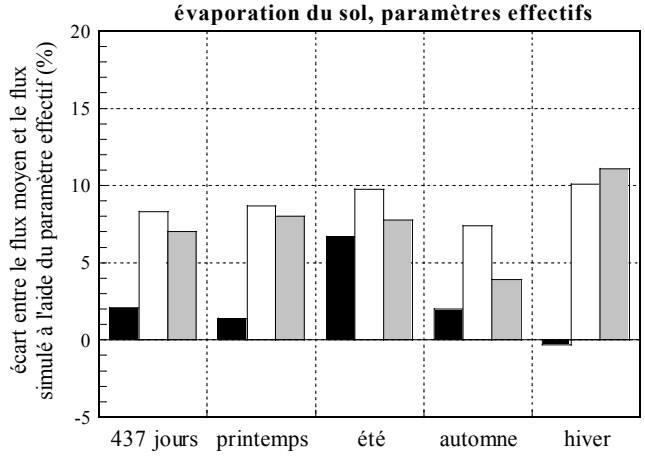

ruissellement, paramètres moyens
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide de la moyenne du paramètre (%)
épaisseur de l'horizon sableux
facteur d'échelle de Miller et Miller
teneur en eau à saturation
paramètre de forme de Van Genuchten
indice foliaire
résistance stomatique minimale
437 jours
printemps
été
automne
hiver (/10)

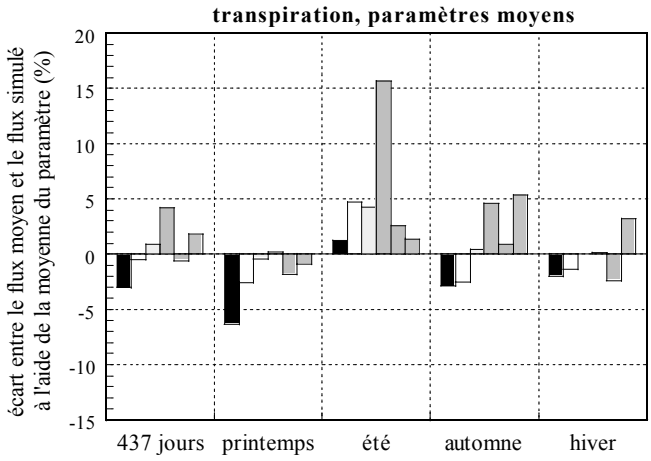

ruissellement, paramètres effectifs
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide du paramètre effectif (%)
épaisseur de l'horizon sableux
facteur d'échelle de Miller et Miller
résistance stomatique minimale
437 jours
printemps
été
automne
hiver (/10)

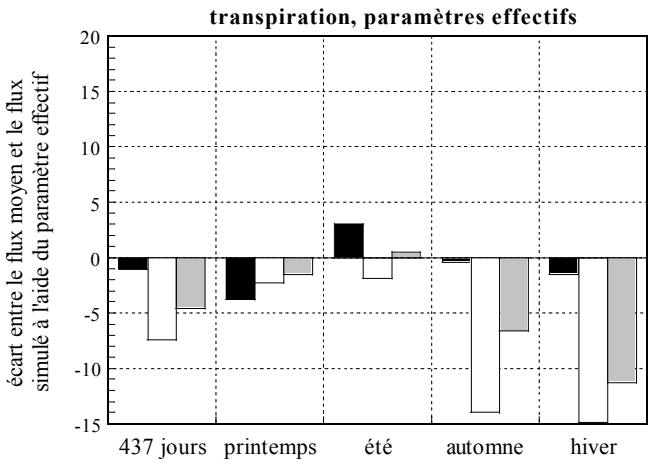

évaporation totale, paramètres moyens
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide de la moyenne du paramètre (%)
437 jours
printemps
été
automne
hiver


évaporation totale, paramètres effectifs
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide du paramètre effectif (%)
437 jours
printemps
été
automne
hiver


évaporation du sol, paramètres moyens
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide de la moyenne du paramètre (%)
437 jours
printemps
été
automne
hiver


évaporation du sol, paramètres effectifs
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide du paramètre effectif (%)
437 jours
printemps
été
automne
hiver


transpiration, paramètres moyens
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide de la moyenne du paramètre (%)
437 jours
printemps
été
automne
hiver


transpiration, paramètres effectifs
écart entre le flux moyen et le flux simulé à l'aide du paramètre effectif
437 jours
printemps
été
automne
hiver

3.2.2.4 Evaluation de quelques règles d'agrégation disponibles dans la littérature

La déviation régionale entre la moyenne des flux et le flux simulé à l'aide de la moyenne des paramètres a été interprétée en termes de non-linéarité des expressions analytiques et de dissymétrie statistique des *fdp*s utilisées. La valeur du paramètre qui réduirait cet écart serait donc plus « effectif » que la moyenne.

Lorsque les *fdp*s ne sont pas symétriques, la médiane du paramètre diffère de la valeur moyenne. Plusieurs auteurs (e.g. Sharma et Luxmore, 1979 ; Vauclin et al., 1983) ont suggéré la valeur médiane comme « effective » de la variabilité des paramètres à FDPs non symétriques. Dans le cas de loi Log-normale, il s'agit de la moyenne géométrique du paramètre.

En ce qui concerne la résistance stomatique minimum et le *LAI*, des « lois d'agrégation » (au sens défini par Shuttleworth, 1991) ont été proposées et décrite au cours du chapitre 1.3. Nous avons vu que la moyenne du *LAI* échouait dans le rôle de paramètre effectif. Pour r_{stmin}, la recherche de la valeur effective a produit une abondante littérature (e.g. Lhomme, 1992 ; Dolman, 1992 ; McNaughton, 1994 ; Lhomme et al., 1994, Raupach, 1995 ; Shuttleworth et al., 1997) fondée le plus souvent sur l'identification terme à terme des flux de chaleurs latentes locaux et régionaux selon la formule de Penman-Monteith ou une formulation similaire. Les règles, établies pour un schéma analytique simple, doivent être adaptées dans le cas d'un schéma plus complexe tel que SiSPAT. Puisque l'inverse de la résistance, la conductance, s'agrège de façon quasi-linéaire, la moyenne harmonique de r_{stmin} doit être le plus proche estimateur de sa valeur effective.

Pour tester si les valeurs médianes (pour z_{sable} et α) ou la moyenne harmonique (pour r_{stmin}) réduisent le biais et sont donc plus « effectives » que la moyenne arithmétique, nous avons calculé la valeur de la déviation régionale en substituant le flux simulé à l'aide de la valeur effective au flux simulé à l'aide de la moyenne. Les résultats sont présentés sur la figure 3.2.7 (colonne de droite). On peut voir que les règles sont efficaces dans le cas des distributions dissymétriques (et c'est particulièrement vrai en été) mais échouent dans le cas de la résistance stomatique minimale, puisque le biais augmente quelle que soit la saison. Ce dernier résultat est cohérent avec les simulations effectuées à l'aide du modèle BATS (Dickinson et al., 1986) par Arain et al. (1997).

3.2.3. Conclusion

l'Analyse Statistique constitue un outil performant d'investigation de l'impact sur le bilan hydrique ou énergétique de la variabilité spatiale des caractéristiques du système Sol-Végétation-Atmosphère. Son application en tant qu'analyse univariante a mis en évidence les larges différences intersaisonnières des réponses du modèle pour une même variabilité spatiale (mais invariante dans le temps, au moins dans sa forme) des principaux paramètres d'entrée du modèle SiSPAT. Elle a montré de même le succès ou les limitations à plus long terme d'un certains nombre de règles d'agrégation élaborées pour les très courts pas de temps et pour des formalismes découplés. Pour compléter nos résultats, il faudrait mener une étude multivariante que la complexité de SiSPAT rend pour l'instant prohibitive. Nous décrirons dans le dernier chapitre comment la simplicité du cadre analytique du modèle simplifié peut contourner cette difficulté et par là même alléger les études de spatialisation et la recherche des paramètres effectifs dans un espace à variables fortement corrélées.

En résumé, il a été présenté au cours de ce chapitre deux changements d'échelle spatiale et temporelle successifs : du point au couvert, puis du couvert au paysage, d'une part, et de l'observation météorologique à la saison, puis de la saison à l'année, d'autre part. L'objectif de ce chapitre était centré sur l'expression de la variabilité (à petite puis moyenne échelle) des paramètres de surface plus que le transfert d'échelle à proprement parler. Nous allons, dans le chapitre qui suit, nous intéresser au transfert de l'échelle locale à l'échelle régionale non seulement des principaux paramètres de la surface, mais aussi proposer des méthodes de spatialisation des outils de modélisation (décrits au paragraphe 2.2), et donc des formalismes eux-mêmes.

4. Spatialisation et transfert d'échelle des échanges Sol-Végétation-Atmosphère

Nous allons présenter au cours de ce chapitre une évaluation de deux méthodes de spatialisation des échanges Sol-Végétation-Atmosphère à l'échelle du bassin versant. Il s'agira tout d'abord de confronter la distribution du modèle avec des données spatialisées recueillies à très court terme (vol aéroporté) puis très long terme (réseau des points de mesure de l'humidité par humidimétrie neutronique). Puis nous proposerons une première évaluation du schéma simplifié SVATsimple avant de dégager les principales perspectives d'application de ce modèle en spatialisation des processus.

4.1. Spatialisation des échanges sol-plante-atmosphère : approches déterministe et stochastique

Le bassin versant de Lockyersleigh, et avec lui de nombreux bassins versants de régions sèches ou semi-arides situés dans des zones fortement érodées, comportent deux caractéristiques fondamentales qui les distinguent des bassins versants des zones montagneuses des régions tempérées :

- Le relief très peu contrasté diminue fortement le rôle joué par la topographie dans la redistribution latérale de l'eau ; de ce fait, les processus de transport décrits et sélectionnés par la plupart des modèles hydrologiques de bassin versant n'ont plus le rôle prépondérant qu'ils peuvent avoir dans le cas d'une topographie marquée, et l'applicabilité de ces modèles s'en trouve considérablement réduite;
- Le rayonnement incident (atmosphérique mais surtout solaire) est très élevé et constitue une source d'énergie à redistribuer entre le sol et la végétation et à évacuer sous forme de chaleur sensible ou de chaleur latente. Or le caractère épars de la végétation, déjà mentionné au chapitre 3.1, laisse fonctionner de manière quasi indépendante de larges portions de sol nu. Ces deux aspects combinés renforcent le rôle joué par la composante sol de l'évaporation totale dans la reprise évaporatoire et favorisent les échanges verticaux de masse par rapport aux échanges horizontaux;

Ces deux facteurs, plutôt rédhibitoires pour l'application des modèles hydrologiques « classiques » fondés sur la topographie, encouragent l'utilisation des modèles de type TSVA : alors que la composante évaporation des modèles hydrologiques est décrite de manière très simple, les modèles de type TSVA décrivent de façon détaillée les échanges

verticaux de masse et d'énergie, et comprennent pour la plupart une description locale du ruissellement, même s'ils ne se préoccupent pas de son devenir. En distribuant dans l'espace la gestion mono-dimensionnelle des modèles TSVA, et en redistribuant de manière appropriée les écoulements latéraux, il est possible de transformer les modèles TSVA en modèles « semi-hydrologiques » dont les performances seront évaluées au cours de ce paragraphe.

Le but de ce paragraphe est d'évaluer les performances de deux types de spatialisation de SiSPAT par rapport à des données distribuées ou par comparaison avec des modèles hydrologiques distribués.

Dans tous les cas, et dans l'optique d'un couplage dynamique du modèle avec un modèle climatique de méso-échelle, le forçage atmosphérique est supposé identique en tout point de la grille. En toute rigueur, ce forçage devrait être exprimé à la hauteur de mélange. On suppose ici que les composantes horizontales de vent et de température dans la couche limite de surface sont suffisamment faibles pour que les flux de surface soient générés exclusivement par les gradients de scalaires entre le sol et la hauteur de référence. De même, la variabilité spatiale de la pluie n'a pas été prise en compte. Pour Lockyersleigh, cette variabilité identifiée à partir des trois stations météorologiques est très faible et de ce fait négligée dans toutes nos applications (Daniel et al., 1994). L'absence de discontinuité significative de couverture végétale et de pratique pastorale et la faible intervention anthropique telle que le fauchage ou l'irrigation renforce cette hypothèse de conservation des flux. Des effets locaux d'advection en bordure du petit réservoir dans la partie haute du bassin interviennent certainement dans l'organisation climatique du bassin, mais sont négligés.

4.1.1. Régionalisation instantanée du bilan d'énergie: comparaison avec des données aéroportées

SiSPAT est un modèle mono-dimensionnel partiellement validé, ou tout du moins évalué positivement, à l'échelle de la parcelle. Une évaluation de sa capacité à décrire les échanges sol-plante-atmosphère pour une zone présentant au minimum une variabilité des conditions hydriques et de la couverture végétale n'est pour l'instant pas disponible. Nous procédons ici à une évaluation « météorologique » de SiSPAT, c'est à dire une simulation sur la journée et une cartographie instantanée des composantes du bilan d'énergie. Le but de ce paragraphe est d'évaluer la capacité de SiSPAT à décrire la variabilité instantanée du

rayonnement net, des flux turbulents et de la température radiative de surface à l'échelle du bassin versant de Lockyersleigh.

Une présentation critique détaillée des données aéro portée et un première comparaison avec les résultats obtenus par une stratégie de spatialisation de SiSPAT en 40 parcelles homogènes est présentée dans Boulet et al., 1995 (cf Annexe 3). Nous présentons ci-dessous un résumé de la critique des données ainsi qu'une seconde stratégie de distribution de SiSPAT pour les 114 points d'interpolation des données aéroportées, i.e. en appliquant SiSPAT en chacun des 114 points de la grille.

La troisième expérience aéroportée à Lockyersleigh a été menée les 17, 19 et 20 Mars 1993 par l'avion de recherche atmosphérique de l'équipe FIAMS (Flinders Institute of Atmospheric and Marine Sciences). Les données utilisées pour ce travail sont tirées de l'ensemble des vols effectués le 20 Mars formant un quadrillage systématique des trois quarts du bassin. Cette grille a été survolée du nord au sud entre 11:20 et 12:52 heure locale à une altitude moyenne de 50 m au dessus du sol. Les survols longs de 7 km et larges de 5 km étaient espacés de 500 m dans le sens Est/Ouest, et les données étaient collectées tous les 3 m le long de la grille. Les valeurs ont été moyennées par blocs à l'aide d'un algorithme de Laplace, puis lissées cinq fois à l'aide de ce même algorithme, et enfin interpolées dans le temps et l'espace pour fournir une grille de 114 points représentatifs des conditions à 12 :00 heure locale. C'est à cette instant et pour ces points que nous établirons la comparaison avec les valeurs simulées par SiSPAT. La simulation utilise 36 heures de forçage atmosphérique précédant cette date.

L'analyse des spectres de variation instantanée des produits $w'T'$ et $w'q'$ (où w est la composante verticale de la vitesse du vent, T la température et q l'humidité spécifique) indiquent une tendance à la sous-estimation des flux de chaleur sensible et latente. Si cette hypothèse est vraie, le résidu du bilan d'énergie Rn-H-Le calculé à partir des données aéroportées est surestimé. Or le résidu du bilan d'énergie fournit une estimation de la variabilité et de la valeur moyenne du flux de chaleur dans le sol G à l'échelle du bassin. Assimiler le résidu local du bilan d'énergie et le flux de chaleur dans le sol n'est pas possible, car les empreintes des flux turbulents mesurés en altitude (c'est à dire la portion de surface dont on suppose qu'ils sont issus) diffère en taille et en position de celle du rayonnement net correspondant au même point de mesure. La moyenne et l'écart type de ces valeurs pour l'ensemble de la grille de mesure doit cependant représenter la moyenne et l'écart type de G à l'échelle du bassin. La moyenne et l'écart type de G déduits du bilan d'énergie semblent largement surestimés : on s'attend à 10-30% du rayonnement net et un écart type égal ou

inférieur à celui des autres flux. La moyenne et l'écart type des valeurs simulées par SiSPAT sont plus faibles (Tableau 4.1.1). Si on compare ces valeurs à la seule mesure au sol disponible, (station de mesure des flux par rapport de Bowen) le flux *G* obtenu comme résidu du bilan d'énergie au sol est encore plus faible (Tableau 4.1.2). Ce point de mesure unique nous laisse supposer que la surestimation de *G* est due pour une large part à la sous-estimation du flux de chaleur sensible. En partant du principe que le rayonnement net mesuré par avion est satisfaisant (Figure 4.1.2), nous proposons une correction des valeurs de *H* et de *Le* en imposant une valeur constante de 120 W/m^2 pour *G*, valeur intermédiaire entre l'estimation ponctuelle (jugée non représentative de l'ensemble du bassin) et la moyenne simulée par SiSPAT et qui correspond à 20% du rayonnement net moyen. Les valeurs initiales de *H* et *Le* apparaissent sur la Figure 4.1.3b.

Trois hypothèses de correction ont été successivement testées :

- <u>hypothèse 1 :</u> on suppose que le flux de chaleur latente est correctement estimé, et le flux de chaleur sensible est recalculé comme résidu du bilan d'énergie : $H=Rn-Le-G$
- <u>hypothèse 2 :</u> on suppose que le flux de chaleur sensible est correctement estimé, et le flux de chaleur latente est recalculé comme résidu du bilan d'énergie : $Le=Rn-H-G$
- <u>hypothèse 3 :</u> on suppose que le rapport de Bowen est correctement estimé et l'on corrige *H* et *Le* en conséquence : $Le=(Rn-G)/(1+\beta)$, $H=\beta Le$

L'hypothèse 2 ne semble cohérente ni avec les valeurs simulées ni avec l'évaluation ponctuelle (Tableaux 4.1.1 et 4.1.2). Les hypothèses 1 et 3 sont cohérentes avec ces deux estimations. L'hypothèse 3, avec laquelle les valeurs simulée sont le plus en accord, lisse la variabilité spatiale, tandis que l'hypothèse 1 (proche de l'évaluation ponctuelle) reporte le résidu du bilan d'énergie non pris en compte par *H* et augmente la variabilité de ce dernier (Figure 4.1.1 et Tableau 4.1.2).

	Flux (W/m^2) et température (°C) aéroportées				Flux (W/m^2) et température (°C) simulées			
	moyenne	minimum	maximum	écart type	moyenne	minimum	maximum	écart type
T_{rad}	33,5	30,3	36,7	1,3	33,5	31,2	36,3	1,2
Rn	582	556	636	15	596	536	637	22
Le	219	76	392	65	276	173	364	42
H	118	74	201	22	145	102	187	19
G	244	27	440	**78**	175	149	212	14

Tableau 4.1.1 : comparaison entre données aéroportées initiales e t les résultats simulés

	Comparaison, un point			Flux (W/m2) et température (°C) aéroportées			
	Station	Avion		moyenne	minimum	maximum	écart type
Rn	521	561	H corrigé hypothèse 1	222	40	387	70
H	243	110	Le corrigé hypothèse 2	324	267	421	25
Le	239	229	H corrigé hypothèse 3	159	93	278	33
G	39	222	Le corrigé hypothèse 3	283	154	372	32

Tableau 4.1.2 : comparaison ponctuelle et correction des données aéroportées si G=120 W/m^2

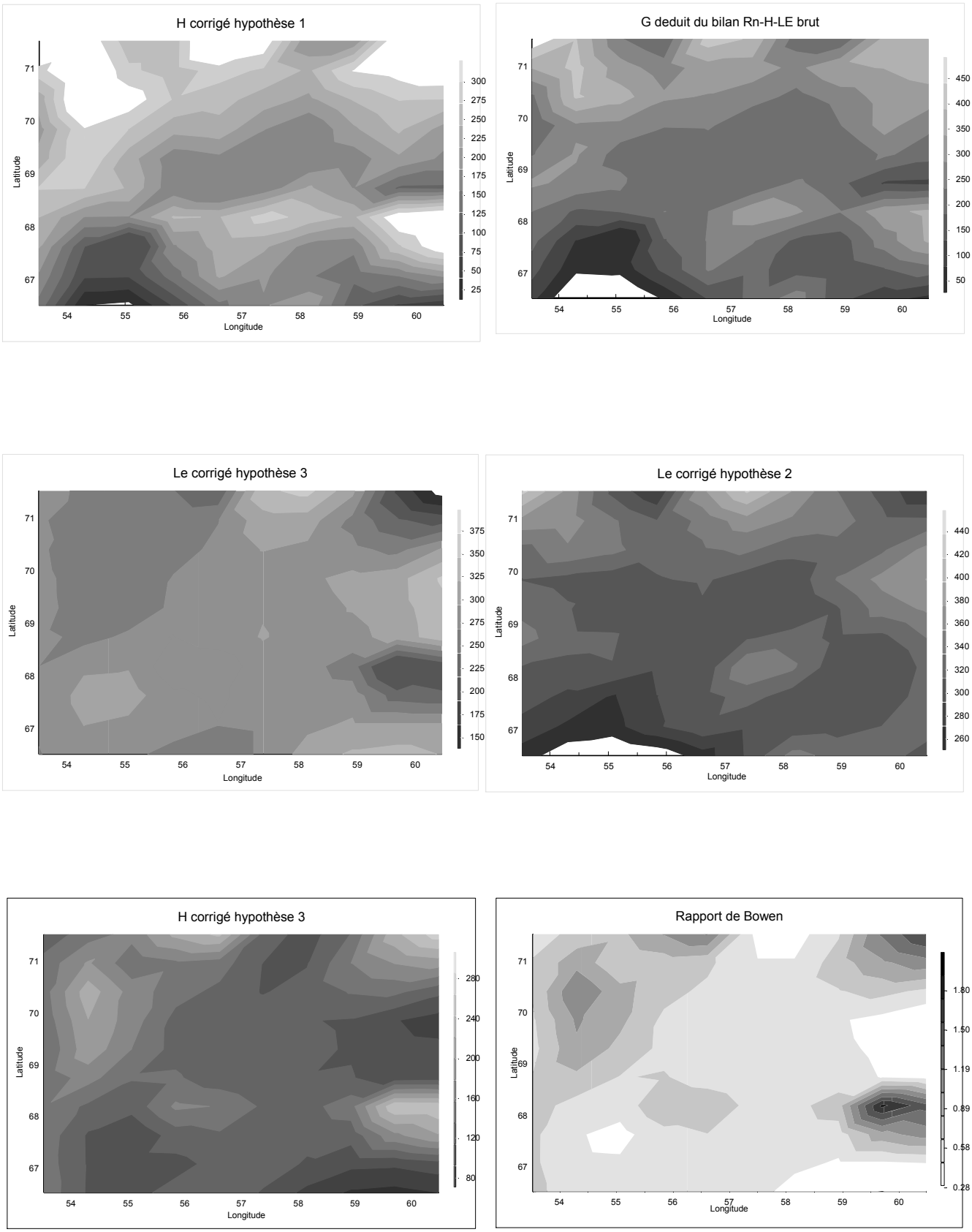


Figure 4.1.1: résidu du bilan d'énergie, rapport de Bowen et résultats des corrections des flux aéroportés turbulents (en Wm^{-2} sauf rapport de Bowen sans unité)

SiSPAT a été appliqué pour l'ensemble des 114 points de mesure de la grille de données aéroportées. Toutes choses égales par ailleurs, seuls les profils initiaux d'humidité et le *LAI* ont été distribués de manière déterministe en utilisant le *NDVI* et l'indice topographique I_{topo} (Figure 4.1.2):

- les profils initiaux ont été interpolés entre les valeurs maximales et les valeurs minimales d'humidité mesurées par le réseau de sondes à neutrons la veille du vol. L'on suppose que la topographie, bien que peu contrastée, joue un rôle non négligeable sur la distribution de l'humidité du sol (e.g. Famiglietti et Wood, 1991) et produit à un état « organisé » du bassin (Grayson et al., 1997) dont la trame n'a pas encore été effacée par l'installation de l'état « désorganisé ». Cela implique que l'humidité du sol soit globalement plus élevée pour les points bas et les bas-fonds du paysage et moins élevée pour les points hauts et les crêtes, et que nous pouvons associer à l'humidité une fonction croissante monotone de l'indice topographique I_{topo} (voir le chapitre 2.1 pour la définition de I_{topo}). Nous avons utilisé I_{topo} pour exprimer l'humidité initiale du profil en tout point du bassin comme une combinaison linéaire de ses valeurs extrêmes :

$$\theta=0{,}014*(I_{topo}+1) \text{ pour l'horizon [0, 5 cm]} \quad (4.1.1)$$

$$\theta=0{,}010*(I_{topo}+4) \text{ pour les autres horizons} \quad (4.1.2)$$

- le *LAI* a été déduit des valeurs de *NDVI* par la relation de Asrar et al. (1984) :

$$LAI=-1{,}2*\mathrm{Ln}(2+NDVI/45) \quad (4.1.3)$$

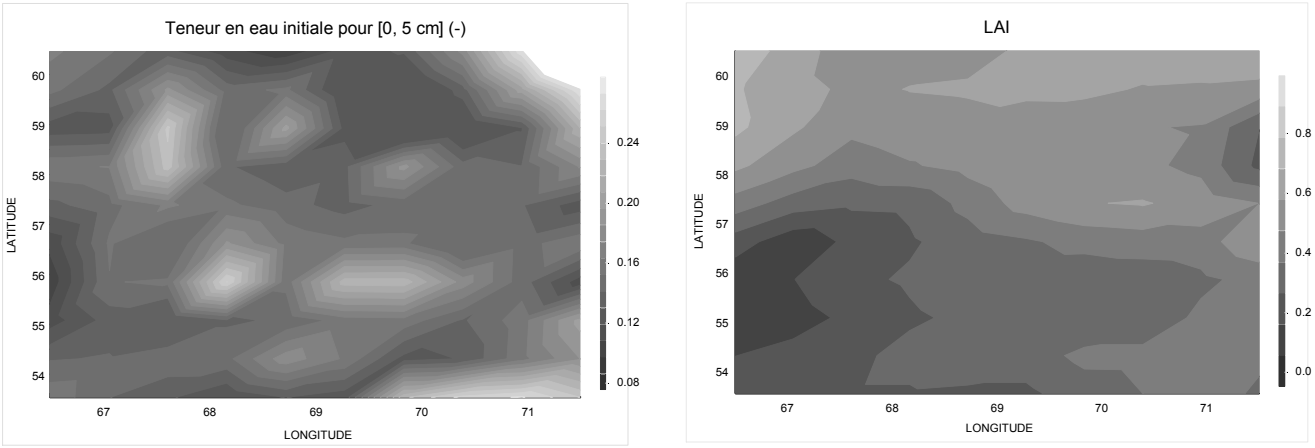
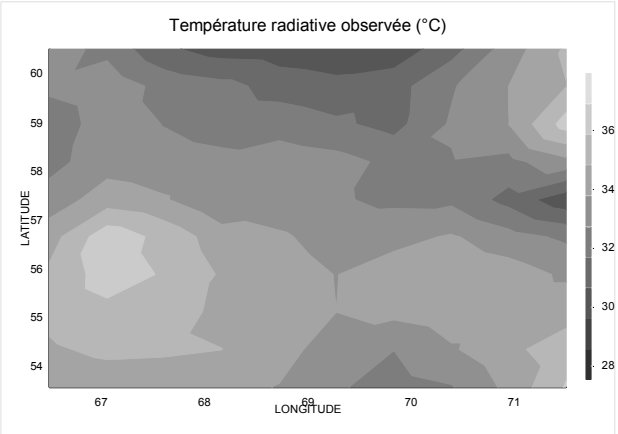
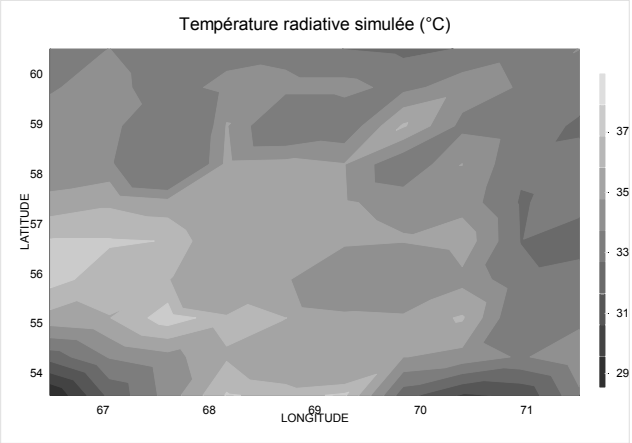
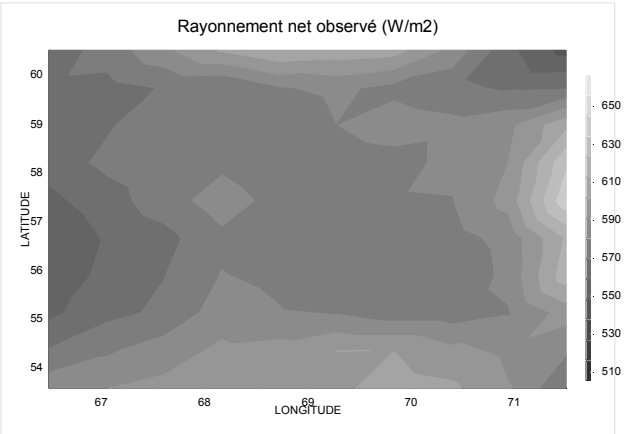
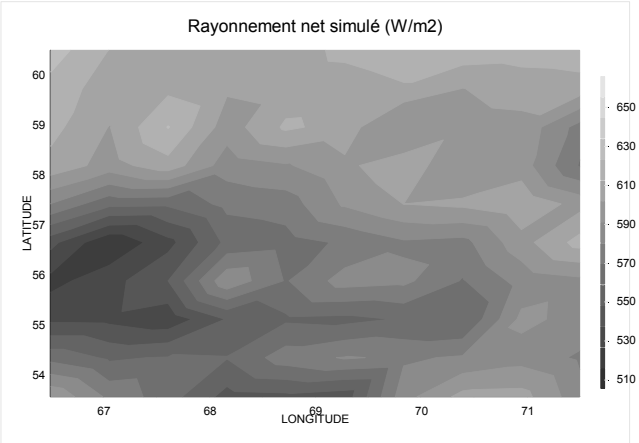


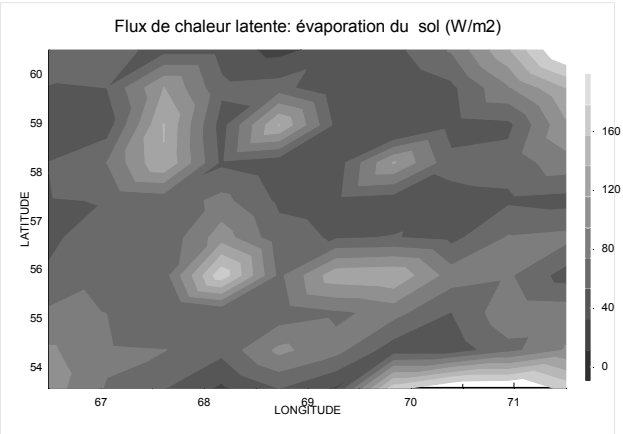
Figure 4.1.2 : cartes d'humidité initiale et de *LAI* (déduites du *NDVI* et de l'indice topographique)











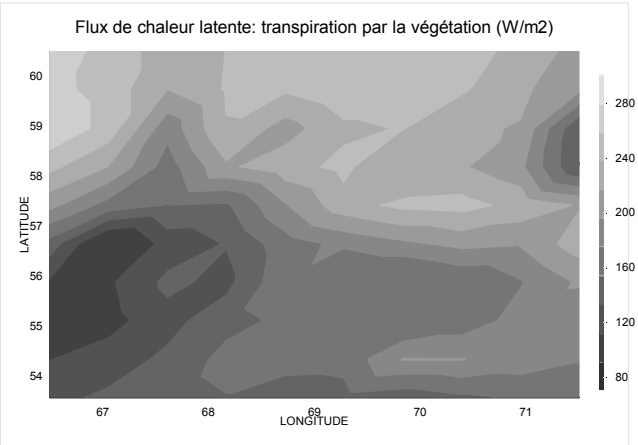
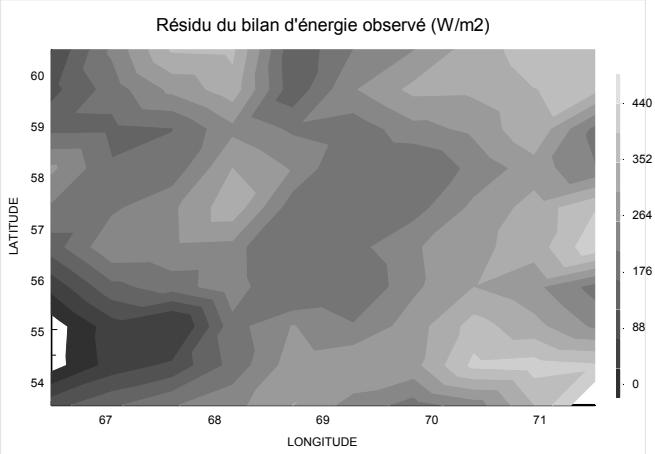
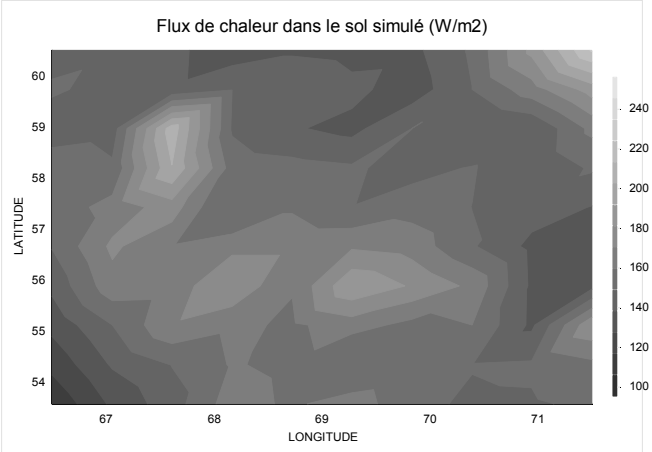
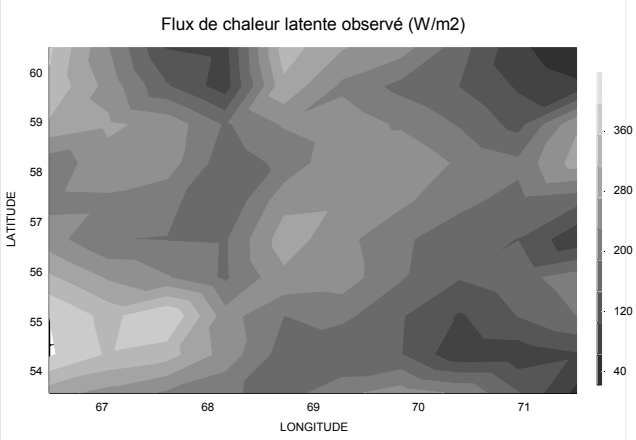
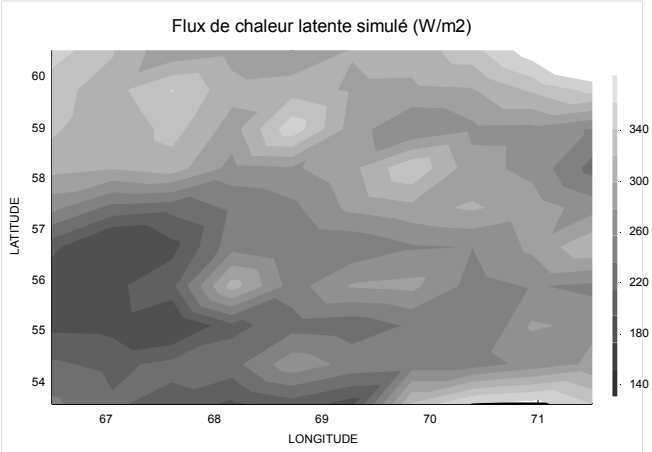


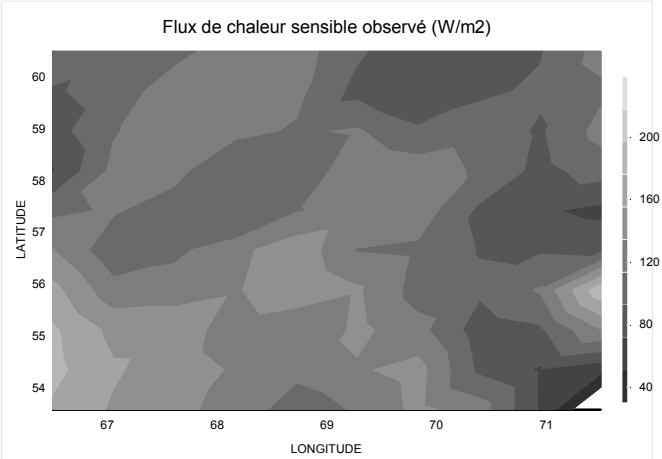
Figure 4.1.3a: rayonnement net simulé et observé, température de surface simulée et observée, et fractions du flux de chaleur latente simulé issues du sol et de la végétation respectivement











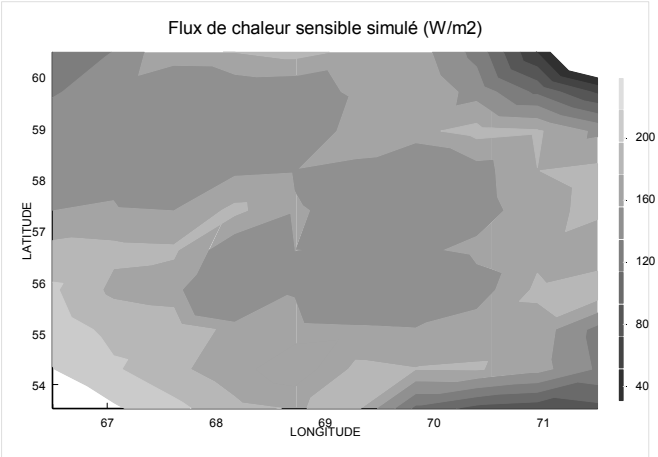


Figure 4.1.3b : flux de chaleur dans le sol, de chaleur sensible et de chaleur latente tirées des observations non corrigées et simulés pour le réseau de 114 points

Il ressort de cette étude que (Figure 4.1.3):

1- la comparaison point à point (Figure 4.1.3b) est peu réaliste à cause des différences d'empreinte (taille et position) entre les flux turbulents et le rayonnement net qui leur correspond, d'angle de visée, de correction temporelle, de techniques de lissage etc… Nous avons donc retenu pour la comparaison les quatre indicateurs statistiques mentionnés dans les Tableaux 4.1.1 et 4.1.2.

La paramétrisation de la transpiration retenue favorise la part de la végétation en tant que source de chaleur latente, et ce même avec les basses valeurs de *LAI* observées (entre 0,15 et 0,75). Le flux de chaleur latente issu du sol semble jouer un rôle secondaire (Figure 4.1.3a), résultat assez différent des observations et des études précédentes (Boulet et al., 1995).

2- sous couvert d'hypothèses réalistes de variabilité de la teneur en eau superficielle et de la couverture végétale, SiSPAT donne des valeurs semblables aux observations pour les principaux indicateurs statistiques (Tableau 4.1.1)

Nous pouvons noter la bonne cohérence entre les cartes de températures radiatives de surface observées et simulées (Figure 4.1.3a), ainsi que le rayonnement net, qui sont moins sensibles au problème d'empreinte et peuvent de ce fait être comparés point à point. L'organisation générale des points hauts et points bas du flux de chaleur latente simulé et observé est cohérente pour les zones de bas-fond et les zones recouvertes de forêt, mais diffère largement pour les zones déboisées situées près des crêtes (par exemple en bas à gauche de la carte); cette différence est plus ténue si l'on regarde les cartes corrigées avec l'hypothèse 2 (Figure 4.1.2).

Seuls les indicateurs « humidité initiale du sol » et « couverture de la végétation » ont été retenus ; cette étude pourrait être complétée par l'incorporation dans les comparaisons statistiques de la variabilité des caractéristiques thermo-hydriques du sol. Compte tenu des doutes sur l'estimation des flux par les moyens aéroportés et de la lourdeur d'un tel exercice, nous ne sommes pas allés plus avant et nous sommes contentés de vérifier la cohérence des valeurs simulées par SiSPAT en absence de calibration. Une autre limitation à cette exercice est l'étendue du forçage utilisé : nous n'avons pas de garantie que les 36 heures qui séparent la comparaison des conditions initiales soient suffisantes pour atteindre l'équilibre du modèle.

4.1.2. Régionalisation du bilan de masse à l'échelle de la saison : comparaison entre deux stratégies de spatialisation de SiSPAT et deux modèles hydrologiques de stratégie correspondante

Nous nous intéressons désormais à l'évaluation de deux stratégies de distribution spatiale de SiSPAT vis-à-vis de la reproduction du bilan de masse journalier et de ses diverses composantes : évaporation, ruissellement, stockage et drainage profond. Nous allons donc procéder à une évaluation « hydrologique » du modèle. SiSPAT n'est pas un modèle hydrologique à proprement parler mais son application sur le long terme est rendue possible par cumul sur la journée des composantes du bilan hydrique. Puisqu'il s'agit d'un modèle mono-dimensionnel de transfert de masse, il convient tout d'abord de définir les conditions optimales de son applicabilité, et de proposer des stratégies de répartition des termes du bilan générés ponctuellement et susceptibles d'être redistribués latéralement. Ce travail a été publié dans Kalma et Boulet (1998) et Boulet et Kalma (1997) et peut être consulté en Annexes 4 et 5.

Le bassin versant de Lockyersleigh possède une topographie très peu contrastée et des sols superficiels perméables de telle sorte que la redistribution latérale de l'humidité est le plus souvent réduite au ruissellement de surface par refus d'infiltration (mécanisme de type Horton). Le drainage latéral est supposé négligeable du fait de la faible valeur des pentes, même si l'organisation « duplex » des sols permet un écoulement à la surface de l'horizon argileux. L'absence d'un débit de base significatif près de l'exutoire du bassin renforce cette hypothèse. De même, la saturation totale de l'horizon perméable (mécanisme de type Dunne, observé à partir des sondes à neutrons situés dans l'axe de la rivière) et sa coalescence en zones contributives concernent un nombre restreint d'événements : 3 seulement ont été répertoriés pendant les 7 années de l'expérience, dont un de 75 mm le 30 Avril 1988 et les trois autres entre 1989 et 1993. Les flux susceptibles d'être redistribués dans ce type de bassin versant à cours d'eau éphémère sont donc essentiellement:

- le ruissellement hortonien
- l'évaporation (par mélange dans l'atmosphère)

Ce dernier type de redistribution, bien qu'effectif à l'échelle du bassin, ne nous intéresse pas dans l'optique d'un forçage climatique uniforme, c'est à dire dans l'hypothèse d'une conservation des flux pour l'ensemble du bassin. Nous allons donc nous concentrer sur la redistribution du ruissellement hortonien et proposons deux types de scénari :

1- Si le ruissellement généré en un point du bassin situé plus en amont n'est pas réinfiltré plus bas en un point de capacité d'infiltration plus élevée, la lame ruisselée totale est la simple somme des quantités ruisselées en chaque point du bassin, et une distribution de type stochastique paraît suffisante pour calculer le débit à l'exutoire. Le bassin peut être assimilé à un ensemble de points statistiquement représentatifs de la variabilité du couvert végétal et des conditions pédologiques, topographiques, et de l'état hydrique. Chaque point évolue indépendamment des autres. Cette hypothèse sert de base aux modèles de type VIC.
2- Si au contraire les possibilités de réinfiltration sont importantes, (ce qui semble probable dans un bassin à faible relief et haute perméabilité) une distribution de type déterministe est nécessaire. Le bassin peut être assimilé à un ensemble de surfaces élémentaires uniformes organisées selon l'étagement de la topographie et reliées entre elles de façon univoque afin de déverser le ruissellement généré dans la surface située en contrebas.

Dans les deux cas le transfert à l'exutoire est supposé instantané, et par conséquent les temps de parcours de la lame ruisselée entre l'endroit où elle a été générée et l'exutoire sont donc négligés. Une période de deux mois comprenant deux événements majeurs suivis d'un assèchement progressif a été sélectionnée en 1992. Pour chacun de ces deux événements le débit observé à l'exutoire était disponible. Une autre période beaucoup plus longue (437 jours étalés entre 1987 et 1988) a été utilisée, mais comporte une série discontinue d'observations du ruissellement.

Deux versions de SiSPAT ont été construites pour les besoins de l'intercomparaison : la version stochastique (SiSPAT_STO) est bâtie à l'aide des mêmes hypothèses de spatialisation que le modèle de Capacité Variable d'Infiltration (VIC) nommé Patchy (Sivapalan et Wood, 1995, Kalma et al., 1995), et la version déterministe (SiSPAT_DET) est construite sur le même principe que TOPOG-IRM (Dawes et Hatton, 1993).

Patchy et TOPOG-IRM ont été décrits au chapitre 1.2. Nous rappelons ici les principales différences entre les modèles, et les caractéristiques reproduites dans SiSPAT_DET et SiSPAT_STO.

4.1.2.1. La variabilité spatiale expliquée par la capacité de stockage : Patchy et SiSPAT_STO

Patchy et SiSPAT_STO supposent que la distribution statistique de la capacité de stockage est la variable explicative dont dépend la majeure partie de la variabilité du fonctionnement hydrologique du bassin versant. Cette capacité de stockage est assimilée à la quantité maximale d'eau que le sol peut contenir entre la surface et la roche mère ou substratum.

Patchy a été appliqué et calibré sur une période de 3 années (1987-1990) en relation avec le réseau de 41 tubes d'humidimétrie neutronique dont la profondeur coïncide avec la profondeur totale de sol et répond de ce fait à la définition de la capacité de stockage mentionnée ci-dessus (cf. chapitre 2.1.). Le détail des calibrations et de l'ajustement du modèle statistique de Xinanjang est décrit dans Kalma et al. (1995). La valeur de s_{min} (qui correspond à la capacité minimale de stockage) obtenue par calibration du ruissellement simulé (s_{min}=0,63*268 soit 169 mm) est très largement supérieure à la valeur « observée » obtenue au chapitre 2.1. (s_{min}=0,28*268 soit 75 mm) et dépasse même la valeur moyenne observée (130 mm).

SiSPAT_STO a été construit sur le principe suivant : le modèle est appliqué sous sa forme mono-dimensionnelle au niveau de chaque tube d'accès d' humidimétrie neutronique. Quelle que soit la position du tube, le forçage et les caractéristiques hydrothermiques utilisées sont identiques (Tableau 4.1.3) et tirées des Tableaux 2.1.2 (sable) et 2.1.3 (argile); par contre, le modèle incorpore les valeurs locales (c'est à dire mesurées pour chaque tube) de :

- *LAI* (par interpolation des valeurs obtenues au paragraphe précédent) ;
- La profondeur totale du profil et la profondeur du toit de l'horizon argileux ;
- Le profil initial de teneur en eau mesuré à l'aide de la sonde à neutrons ;

La condition limite imposée en bas de l'horizon argileux est un flux gravitaire pur. Le stock d'eau total simulé est déduit à chaque pas de temps et normalisé par les mêmes valeurs minimales et maximales observées que Patchy afin d'obtenir une estimation comparable de v/s (pour chaque point *i*) et *w/wc* (pour le bassin, c'est à dire les *n* tubes) :

$$\left(\frac{v}{s}\right)_{simulé,i} = \frac{\left(stock_{simulé}\right)_i - \left(stock_{\min,observé}\right)_i}{\left(stock_{\max,observé}\right)_i - \left(stock_{\min,observé}\right)_i} \qquad (4.1.4)$$

$$\left(\frac{w}{w_c}\right)_{simulé} = \frac{\sum_{i=1}^{n} v_{simulé,i}}{\sum_{i=1}^{n} s_{observé,i}} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(stock_{simulé}\right)_i - \left(stock_{\min,observé}\right)_i}{\sum_{i=1}^{n} \left(stock_{\max,observé}\right)_i - \left(stock_{\min,observé}\right)_i} \qquad (4.1.5)$$

La qualité de la simulation de l'évolution du bilan hydrique à l'échelle du bassin est donc représentée par la qualité de la reproduction de l'évolution de la variable w/w_c qui constitue de fait un « indice » régional d'humidité ou de stockage.

	SiSPAT_STO	**Patchy**
Forçage	Forçage climatique régional ; caractéristiques locales de la végétation	Evaporation potentielle ; paramétrisation β
Profils initiaux	Profils de teneur en eau initiale identiques aux profils observés	v déduit de w_0 au début de la simulation ; s et w_c calculés d'après la courbe de Xinanjang ajustée (cf. Chap. 1 .2.)

Tableau 4.1.3 : comparaison du forçage et des conditions initiales de SiSPAT_STO et Patchy

SiSPAT_STO a été appliqué et comparé à Patchy pour deux périodes et deux exercices distincts (notés A et B):

A- une période de 437 jours (du 8 Juillet 1987 au 14 Septembre 1988) correspondant à une partie de la période de calibration de Patchy ; le but de cet exercice était triple :

i- comparer l'évolution de l'indice de stockage régional *w/wc* simulé par les versions non calibrées puis calibrées du modèle Patchy et par le modèle SiSPAT_STO avec l'évolution de l'indice observé à l'aide du réseau de tubes d'accès ;

ii- comparer la cohérence entre les profils de teneur en eau observés et simulés par SiSPAT_STO ;

iii- en déduire quelle part de la variabilité spatiale du bilan hydrique peut être réellement accommodée par les hypothèses simplistes de notre distribution stochastique (i.e. supposer que la majeure partie de la variabilité est due à la profondeur de l'horizon perméable) et quelle part de la variabilité observée est compensée avec succès par la calibration effectuée par Kalma et al. (1995) ;

les résultats sont présentés dans Kalma et Boulet, 1998 (Annexe 4) et les conclusions sont brièvement rappelées ci-dessous :

i- si l'on considère la simplicité de ce modèle, les deux versions de Patchy (calibrée vis-à-vis du ruissellement observée et non calibrée) donnent de bons résultats par rapport à la reproduction du bilan hydrique, et de meilleurs résultats que SiSPAT_STO (Figure 4.1.4). Ce dernier simule des valeurs de l'indice supérieures à 1 car le stock simulé excède le stock maximal observé (ce qui est possible compte tenu du fait que le stock à saturation dans le cas de SiSPAT_STO ne correspond pas forcément au stock maximal observé à l'aide de l'humidimètre neutronique)

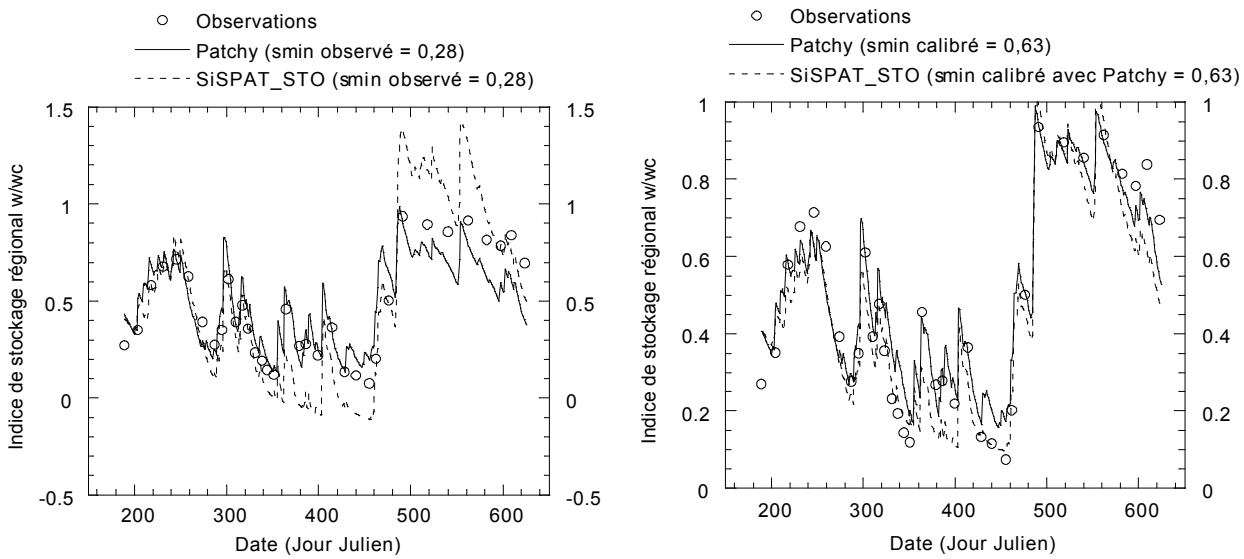


Figure 4.1.4 : évolution des indices de stockage à l'échelle du bassin avant et après correction par la valeur calibrée du stockage minimal ; comparaison avec les valeurs observées

ii- L'évolution de la teneur en eau pour les profondeurs moyennes (celles situées au voisinage de l'interface entre l'horizon superficiel sablo-limoneux et l'horizon argileux) est simulée par SiSPAT-STO avec plus de succès que les horizons superficiels et les horizons profonds. On peut donc en déduire que le modèle surestime le ruissellement et/ou l'évaporation superficielle car les teneurs en eau près de la surface ont tendance à être sous-estimées et qu'il pourrait exister un drainage latéral profond qui n'est pas pris en compte par le modèle puisque ce dernier surestime plutôt les teneurs en eau en profondeur (Tableau 4.1.4 et figures de Kalma et Boulet, 1998, Annexe 4).

profondeur (cm)	***10***	***20***	***30***	***40***	***60***	***80***	***100***	***120***	***150***
Coefficient de corrélation	0,50	0,44	0,51	0,58	0,63	0,49	0,59	0,49	0,30
Pente de la régression*	0,79	0,78	0,87	0,95	1,05	0,98	1,16	1,16	1,00

*les valeurs absolues des ordonnées à l'origine étaient toutes inférieures à 0,01 sauf pour les profondeurs 100 cm et 120 cm où elles étaient de l'ordre de -0,03.

Tableau 4.1.4 : coefficients de la régression $Y^{est}=f(Y^{obs})$ entre les teneurs en eau simulées par SiSPAT_STO et observées par le réseau de tubes d'accès de la sonde à neutrons (période 8/7/87-14/9/88)

iii- En fait, le succès de l'application du modèle Patchy avec la valeur calibrée du stockage minimum s_{min} est due au fait que ce paramètre déborde le cadre strict qu'il doit jouer vis-à-vis de la partie « non mobilisable » de l'eau du sol et devient un paramètre de compensation du ruissellement de sub-surface. La saturation de l'horizon superficiel pour l'événement majeur du jour 487, et, par conséquent, la mise en place d'écoulements latéraux à l'intérieur du sol sont responsables de l'évacuation d'une bonne partie des précipitations de cet événement. En créant un « puit » artificiel d'humidité, la valeur calibrée de s_{min} compense ce processus non pris en compte dans aucune des deux formulations et contraint les variations de l'indice dans la gamme observée [0,1] qui est largement dépassée en absence de toute calibration (Figure 4.1.4). L'application de SiSPAT pour ce type d'événement semble irréaliste.

B- une période de 60 jours (du 30 Janvier 1992 au 30 Mars 1992) correspondant à l'intercomparaison des modèles distribués déterministes et stochastiques ; le but de cet exercice était double :

i- comparer les performances respectives des deux types de distributions (stochastique et déterministe) à l'aide des quatre modèles ;

ii- comparer l'évolution de l'indice de stockage régional w/wc simulé par Patchy et par SiSPAT_STO avec les observations recueillies pour les 35 tubes d'accès disponibles en 1992 ;

Les résultats de cette intercomparaison sont présentés dans Boulet et Kalma (1997) ; les conclusions du point i- sont rappelées en conclusion de ce chapitre ; En ce qui concerne l'évaluation des modèles à l'échelle du bassin (point ii-), les résultats de SiSPAT_STO sont cette fois-ci meilleurs que ceux de Patchy (calibré et non calibré) pour cette courte période ne présentant aucune saturation du profil (Figure 4.1.5). Il convient de rappeler que Patchy a été calibré sur la période 1987-1990.

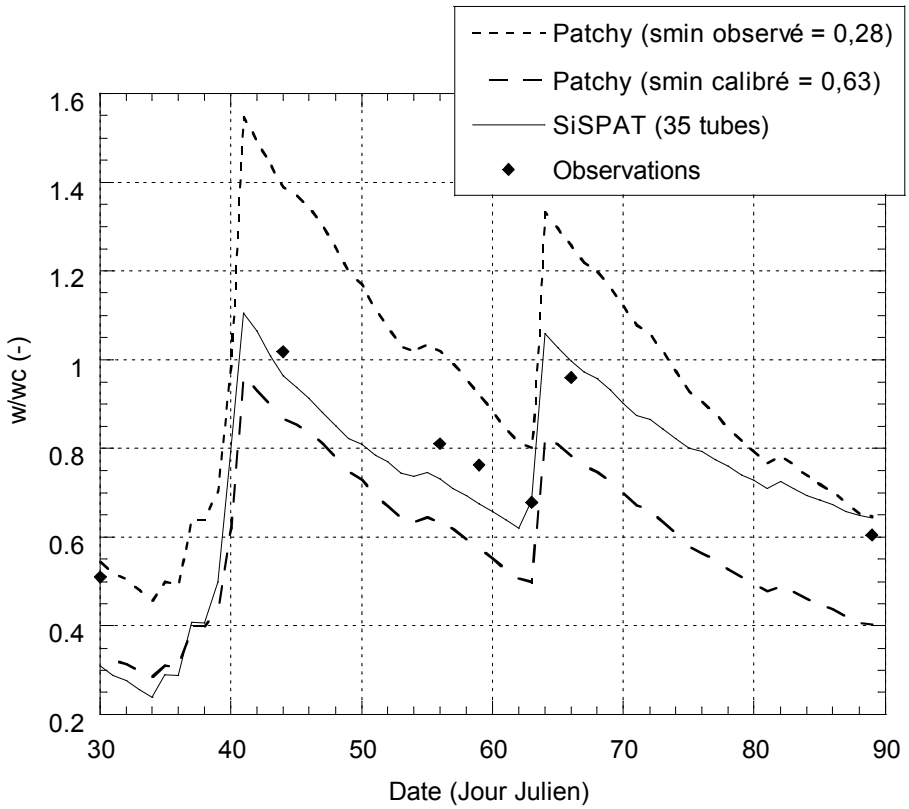


Figure 4.1.5 : comparaison entre l'évolution de l'indice régional de stockage w/wc observée et simulée par SiSPAT_STO et les versions non calibrée et calibrée de Patchy

4.1.2.1. La variabilité spatiale expliquée par une mosaïque de surfaces élémentaires reliées par le ruissellement de surface: TOPOG-IRM et SiSPAT_DET

TOPOG-IRM décrit les transferts verticaux et horizontaux de l'eau pour un réseau finement maillé de surfaces unitaires uniformes jointives dont l'ensemble reproduit la totalité de la superficie du bassin ; ces surfaces sont des trapézoïdes dont les côtés sont alignés selon les lignes de plus grande pente et la base selon les courbes de niveau. Le modèle décrit le mouvement vertical de l'eau de manière similaire à SiSPAT, et calcule les transferts latéraux de surface et de sub-surface entre chaque paire de cellules voisines. Le ruissellement généré

ainsi calculé est propagé des cellules les plus amont vers les cellules les plus aval en suivant un ordre précis. Cet ordre est déterminé pour chaque surface par sa position dans le paysage et le nombre de cellules adjacentes dont elle est l'exutoire. La résolution spatiale surfacique du maillage (et donc le nombre de surfaces unitaires) est généralement fine et compensée par une résolution temporelle et une résolution spatiale verticale beaucoup plus grossières.

Nous avons construit la version déterministe de SiSPAT, SiSPAT_DET, en nous inspirant de ce découpage du bassin en surfaces uniformes reliées entre elles par le ruissellement. Puisque SiSPAT possède une résolution temporelle et spatiale verticale beaucoup plus fines que TOPOG-IRM, la nécessité de conserver des temps de calcul raisonnables nous contraint à limiter la résolution du maillage, et un découpage en 40 surfaces a été choisi (Figure 4.1.6). La gestion des surfaces est identique à celle de TOPOG-IRM, c'est à dire que le ruissellement généré par la surface amont est immédiatement transféré sur la surface aval ; en pratique, cette quantité est simplement ajoutée à la quantité d'eau précipitée pendant le même laps de temps. Une comparaison des principales caractéristiques des deux modèles est présentée dans le Tableau 4.1.5.

Les paramètres hydrodynamiques du sol sont identiques d'une surface à un autre, et chaque surface possède ses propres caractéristiques de la végétation (suivant deux types de couvert, la forêt ouverte et les zones pâturées) et ses propres profils initiaux de teneur en eau ; TOPOG-IRM utilise les mêmes paramètres que SiSPAT dès lors que c'est possible, et les mêmes caractéristiques de la végétation. A titre d'illustration des différences entre les deux schémas malgré l'identification des jeux de paramètres utilisés, les séries de transpiration et d'évaporation du sol simulées par les deux modèles sont indiquées sur la Figure 4.1.7.

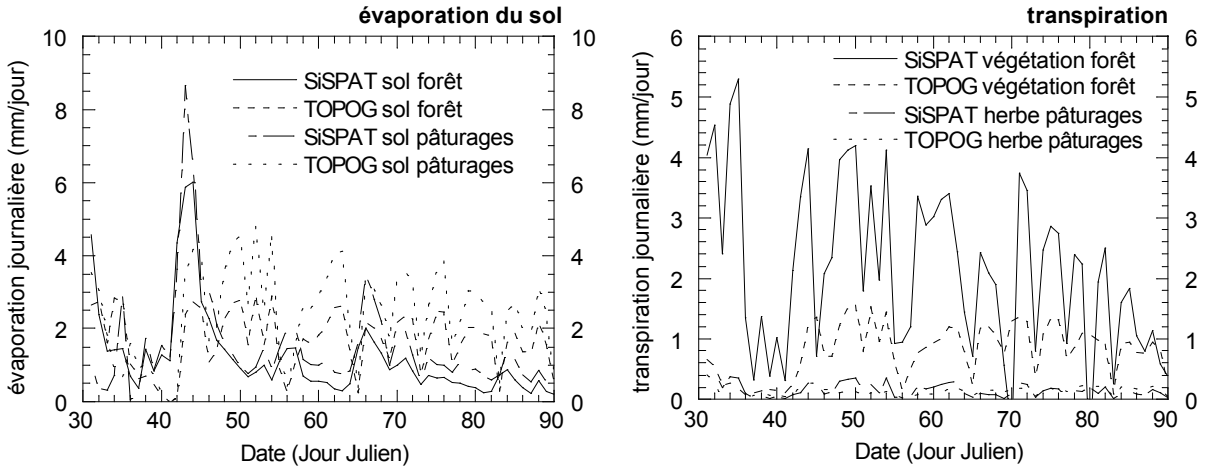


Figure 4.1.7 : comparaison entre les fractions transpirées et évaporées par le sol pour les deux types de couvert et les deux modèles déterministes SiSPAT_DET et TOPOG-IRM

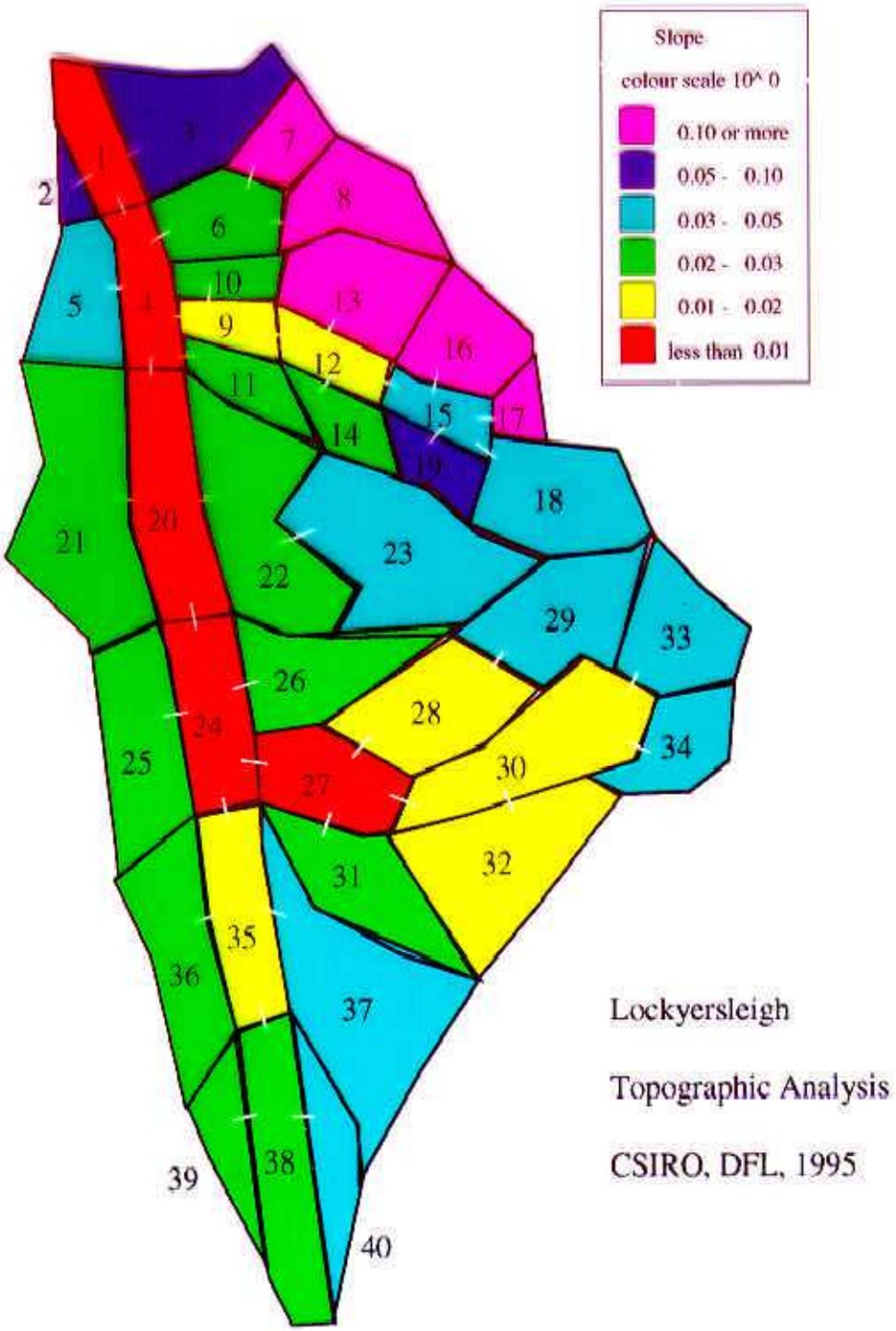


Figure 4.1.6 : Analyse topographique du bassin de Lockyersleigh représentant une division en 40 parcelles jointives reliées par les tirets blancs

	SiSPAT_DET	**TOPOG-IRM**
Type	Modèle TSVA	Modèle éco-hydrologique
Maillage pour Lockyersleigh	40 surfaces uniformes	plus de 2000 surfaces uniformes
Pas de temps (ressuyage)	30 secondes à 1 minute	journalier
Pas de temps (pluie)	1 seconde à 1 minute	1 demi-journée
Module Atmosphère	Deux sources, deux types de végétation, forçage uniforme	
Evapotranspiration	Schéma résistif	Penman-Monteith
Module Sol	Une colonne verticale divisée en horizons pédologiques, équations non-linéaires de conservation-diffusion	
	Transports couplés de masse et d'énergie paramètres mesurés	Conditions isothermes paramètres mesurés ou tirés de la littérature
interface Sol-Plante-Atmosphère	Couplage avec le sol par les deux premiers noeuds, équations de continuité et de conservation	Couplage avec le sol par une résistance de surface fonction de la profondeur de front d'évaporation
Ruissellement	saturation du premier noeud	conduit en surface et sub-surface

Tableau 4.1.5 : comparaison entre les caractéristiques de SiSPAT_DET et de TOPOG-IRM

4.1.2.3. Comparaison entre les quatre modèles

Le tableau 4.1.6 compare les principales composantes du bilan hydrique pour la période du 30 Janvier au 30 Mars 1992. La différence entre les deux versions de SiSPAT est quasiment inexistante, résultat plutôt encourageant pour l'application de la version stochastique, qui ignore les interactions latérales. Le lien entre les surfaces est responsable d'un apport supplémentaire de 2 mm à la lame ruisselée du premier événement. Patchy et SiSPAT_STO diffèrent essentiellement par la composante évaporation, tandis que TOPOG-IRM et SiSPAT_DET diffèrent essentiellement par la composante ruissellement. TOPOG-IRM et Patchy sous-estiment respectivement le ruissellement du premier et du second événement., tandis que SiSPAT_STO et SiSPAT_DET estiment avec une bonne précision le ruissellement des deux événement. Ce dernier résultat, nous l'avons vu plus haut, ne saurait avoir un caractère général étant données les hypothèses simplistes de la redistribution latérale de l'eau dans SiSPAT_DET et a fortiori dans SiSPAT_STO.

(mm) jours 30 à 90	**PATCHY**	**SiSPAT_STO**	**TOPOG**	**SiSPAT_DET**
pluie	218			
Evaporation sol nu	199	124	126	90
Transpiration			23	33
Ruissellement événement 1 (jours 39-41, observé : 18)	14	18	7	21
Ruissellement événement 2 (jours 65-66, observé : 3)	0	3	2	3
Drainage profond	0	27	1	29
Stockage	5	46	66	43

Tableau 4.1.6 : comparaison des composantes du bilan hydrique pour les 4 modèles (en mm)

Les figures 4.1.8 et 4.1.9 illustrent l'évolution de l'évaporation totale journalière et cumulée (respectivement) pour les quatre modèles. Tandis que TOPOG maintient un taux d'évaporation élevé longtemps après la pluie, SiSPAT réduit considérablement les pertes par évaporation dès le jour qui suit la pluie. Nous pouvons supposer que la faible résolution de la discrétisation du profil vertical proche de la surface est à l'origine de ces différences. Puisque l'évaporation du sol nu est décrite au moyen d'une résistance de surface qui dépend d'une teneur en eau intégrée sur la première couche du sol, l'évaporation du sol estimée par TOPOG est plus faible en début d'assèchement (couche plus sèche que la pellicule de surface) et plus forte ensuite (couche plus humide que la pellicule de surface déjà asséchée). De même, le pic d'évaporation simulé par SiSPAT juste après la pluie est inexistant dans la série de TOPOG, conformément à la différence de résolution temporelle entre les deux schémas : TOPOG suppose qu'il n'y a aucune évaporation dans chacune des demi-journées qui contiennent l'événement pluvieux, favorisant ainsi la redistribution par infiltration plutôt que la reprise évaporatoire. Or sous ces latitudes l'intensité de l'évaporation potentielle est suffisamment forte pour reprendre une bonne partie des précipitations lorsque le soleil réapparaît, et peut être responsable d'une intense évaporation du sol et de la fraction de la végétation mouillée dans les heures qui suivent la fin de l'événement pluvieux.

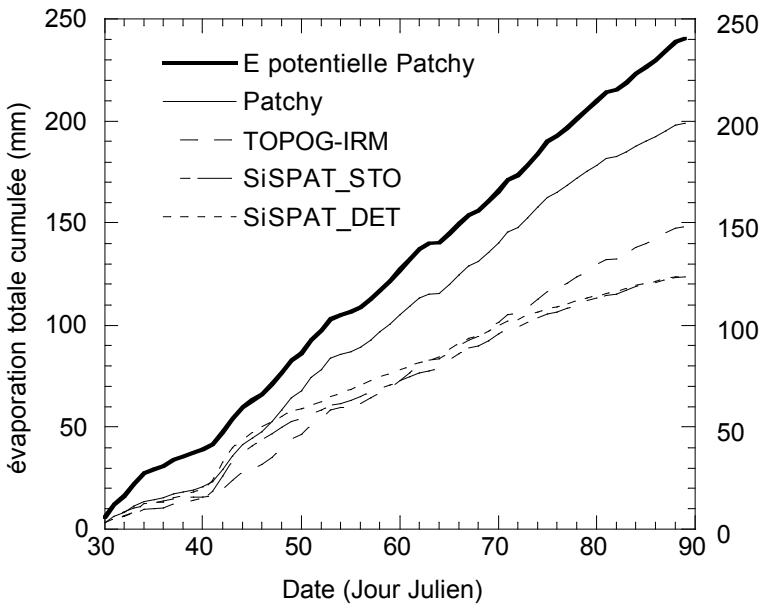


Figure 4.1.8 : évolution de l'évaporation cumulée totale pour les quatre modèles

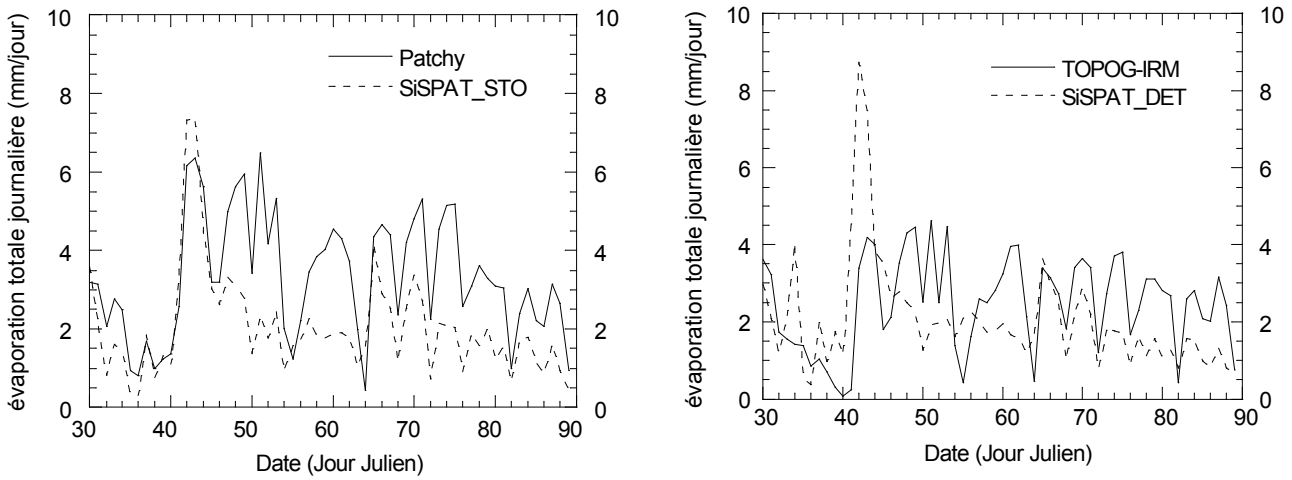


Figure 4.1.9 : évolution de l'évaporation journalière totale pour les quatre modèles

4.1.3 Conclusion

Ce paragraphe nous a monté les potentialités et les limitations de l'utilisation de SiSPAT comme outil de spatialisation. Dans tous les exemples proposés, la variabilité spatiale de la végétation et des conditions limites initiales étaient représentées avec réalisme. Cependant aucun schéma de distribution des paramètres hydrothermiques du sol n'a été proposé. L'absence d'accès direct (par télédétection ou par mesure au sol) à l'information spatialisée pour les caractéristiques du sol limite considérablement l'emploi de modèles

distribués de manière déterministe. L'alternative proposée dans ce chapitre, i.e. la distribution stochastique, est compatible avec l'utilisation de données spatialisées peu abondantes et trop espacées pour permettre l'établissement de cartes par les techniques classiques d'interpolation. Le succès (sauf pour les événements les plus forts où la composante latérale ne peut être négligée) des applications à court, moyen et long terme des modèles distribués stochastiquement présentés dans ce paragraphe est une étape encourageante dans l'appréhension des processus spatialisés. Ces modèles constituent un moyen de description à la fois simple et élégant du fonctionnement h ydro-météorologique du paysage pour peu que certaines hypothèses vis-à-vis des écoulements latéraux aériens (advection) ou de subsurface soient vérifiées pour la zone et la période considérées. De même, le succès de l'application des modèles simples tels que Patchy nous permet d'envisager l'application opérationnelle de notre schéma simplifié avec une plus grande confiance. C'est cette application que nous allons aborder au cours du dernier paragraphe, après une première évaluation du modèle à l'échelle locale.

4.2. Evaluation et perspectives d'application du modèle capacitif SVATsimple: assimilation des données acquises par télédétection et spatialisation

Le cadre analytique relativement simple de SVATsimple offre les avantages suivants vis-à-vis de la spatialisation des processus ou de l'assimilation des données satellitales ou aéroportées:

- les processus caractéristiques du sol et ceux de l'interface, c'est à dire respectivement le bilan de masse et celui de l'énergie ne sont pas couplés dynamiquement contrairement à SiSPAT mais sont résolus séparément puis liés par l'ACT ; il est donc possible d'exprimer des paramètres effectifs définis en fonction non pas des flux résultant de l'interaction Sol-Végétation-Atmosphère mais des flux associés par cette interaction : l'évaporation potentielle d'un côté, et la capacité d'exfiltration de l'autre. Les mêmes limitations quant à la validité des règles d'agrégation élaborées pour une partie d'un modèle lorsque cette partie interagit avec les autres modules du couplage interviennent : les paramètres effectifs ainsi déterminés le demeurent-ils vis-à-vis des flux résultants après association des deux modules, celui de l'interface et celui du sol ?
- la variabilité temporelle et la variabilité spatiale sont associées intimement: l'agrégation spatiale puis temporelle du bilan de masse, et enfin la détermination du temps de passage de la première phase à la seconde sont des procédés équivalents du point de vue du traitement mathématique (une valeur différente d'un paramètre induisant un temps de passage différent). Cette description fondée sur « l'agrégation temporelle » (i.e. une évaluation de l'évaporation potentielle ou de l'intensité de précipitations moyennes sur l'événement) impose une définition des paramètres effectifs à partir des flux cumulés (ou bien évidemment moyens) et non instantanés.
- Le schéma satisfait à la « conservation de la complexité » car cette dernière est une conséquence implicite de l'expression adimensionnelle des flux: les solutions quasi-analytiques capacitives adimensionnelles issues de l'analyse inspectionnelle satisfont à la loi de Birkhoff (1960), et sont donc valables quelle que soit l'échelle considérée : puisque « l'invariance d'une loi physique (e.g. l'expression des capacités) par une série de transferts d'échelle impose l'invariance de toutes les conséquences de cette loi pour la même série de transformations ». Seuls les coefficients dimensionnels doivent être exprimés à l'échelle voulue, et les règles d'agrégation fondées sur la conservation des flux peuvent être appliquées pour relier les facteurs d'une échelle à une autre.

- Le schéma se concentre de plus sur les principaux processus contribuant à la variabilité spatiale des flux, ignorant les effets compensateurs (par exemple entre le comportement du sol et celui de la végétation dans un schéma « double-source ») ou les contrôles secondaires (par exemple l'humidité du sol lors de la première phase de l'évaporation)
- Enfin, la simplicité du schéma, et surtout la possibilité de déduire analytiquement les dérivées successives des flux cumulés ou instantanés par rapport à tel ou tel paramètre allègent et élargissent le cercle des exercices de spatialisation (notamment l'AS) ou d'assimilation que l'on peut effectuer à l'aide du modèle.

Avant de proposer quelques possibilités d'utilisation de SVATsimple, et afin de vérifier la pertinence et la cohérence du modèle simplifié vis-à-vis des principales hypothèses sur lequel il se fonde, nous allons procéder à une évaluation du modèle avec des observations recueillies pour une végétation courte éparse et sénescente, puis les sorties équivalentes du modèle SiSPAT pour quatre jeux de données synthétiques (à court et à long terme) concernant deux sols nus (un sol sablo-limoneux et un sol argileux). Pour chaque simulation (sauf mention spéciale), le forçage atmosphérique, les conditions initiales et les paramètres utilisés sont identiques pour les deux modèles.

4.2.1. Validation du modèle pour une végétation herbacée sénescente de l'expérience SALSA

Nous avons repris les données de l'expérience SALSA utilisées dans le chapitre 3.1. et appliqué une première version du modèle sans résistance de surface, c'est à dire sans régulation du flux de chaleur latente par la végétation, en supposant que i) la sécheresse relative de cette année maintient la végétation en conditions de dormance, ii) la végétation est suffisamment éparse pour que le sol joue un rôle prépondérant dans le transfert de masse et de chaleur.

L'évaluation comporte deux étapes :

- une première étape où le modèle est appliqué à l'aide des paramètres mesurés (caractéristiques physiques ou géométriques de la surface par exemple) ou « supposés », c'est à dire tirés de la littérature (exclusivement le rapport ξ entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net, et le paramètre d'échelle ν de la relation empirique liant le *LAI* et le facteur $\chi = \frac{T_0 - T_a}{T_s - T_a}$)

- une seconde étape pour laquelle les paramètres a priori mal connus de la surface (ξ et ν), les paramètres hydrodynamiques du sol (K_{sat}, m_{BC}, θ_{sat}, , θ_0 et ψ_{BC}) et d_r sont ajustés par minimisation de l'écart entre les températures radiatives de surface observées et simulées à l'aide de la méthode Simplex Descendante (Press et al., 1992).

Valeur	θ_0	K_{sat}	m_{BC}	θ_{sat}	ψ_{BC}	ξ	ν	d_r
Initiale	0,15	$4*10^{-6}$ m/s	1,3	0,35	-0,5 m	0,35	1,5	25 cm
Minimisée	0,12	$4*10^{-7}$ m/s	0,5	0,35	-0,9 m	0,39	2,5	40 cm

Tableau 4.2.1 : paramètres initiaux de SVATsimple et leurs valeurs après minimisation

Les valeurs initiales et après minimisation de la température de surface simulée par rapport à la température radiative observée sont indiquées sur la Tableau 4.2.1. Les valeurs de ξ et λ sont tirées de Norman et al. (1995) et Chehbouni et al. (1997), c'est à dire 0,35 et 1,5 respectivement. La valeur initiale de d_r est fixée à 25 cm, ordre de grandeur de la profondeur hydrologiquement active. Cette profondeur a été estimée à l'aide des profils de TDR comme la profondeur d'atténuation des profils semi-périodiques de teneur en eau, c'est à dire la profondeur pour laquelle l'amplitude des variations est négligeable devant la valeur moyenne de teneur en eau.

Le Tableau 4.2.2 et les Figures 4.2.1 et 4.2.2 illustrent les résultats de la simulation avant et après la minimisation. Le flux de chaleur latente simulé par le modèle à l'aide des paramètres initiaux est surestimé en conditions potentielles et sous estimé lorsque l'évaporation décroît, ce qui laisse entendre, si l'évaporation du sol est simulée avec réalisme, (voir le paragraphe suivant pour la vérification de cette hypothèse) que la végétation n'est pas dormante mais contrôle l'évaporation. Cependant, l'ajustement de la température de surface diminue significativement l'écart entre les flux de chaleur latente simulés et observés, ce qui est encourageant pour les perspectives d'assimilation. La profondeur du réservoir déterminée par minimisation est plus importante (40 cm) que la valeur initiale, et les paramètres hydrodynamiques obtenus par minimisation se rapprochent de valeurs typiquement associées à un sol argileux, (soit une plus grande capacité de rétention) ce qui explique l'atténuation de la décroissance du flux de chaleur latente simulé lors du ressuyage.

E RMSE B	Avant minimisation	Après minimisation	SiSPAT
Ts	0,89 3,35 1,5	0,92 3,01 0,69	0,76 2,24 4,35
Rn	0,98 17,2 -16,5	0,99 15,9 -6,35	0,99 12,0 -10,4
G	0,85 29,1 13,4	0,82 30,0 16,9	0,82 34,1 -6,5
H	0,82 37,7 5,7	0,82 37,9 5,9	0,89 31,7 0,9
Le	0,59 30,9 -12,9	0,62 30,3 -5,5	0,47 42,6 20,8

Tableau 4.2.2: efficience de Nash E, erreur quadratique moyenne RMSE et biais B entre les valeurs des différentes composantes du bilan d'énergie (au pas de temps de 30 minutes) simulées par SVATsimple avant et après minimisation, simulées par SiSPAT et observées (expérience SALSA)

(RMSE et B sont exprimés en W/m^2 pour les flux et en °C pour les températures)

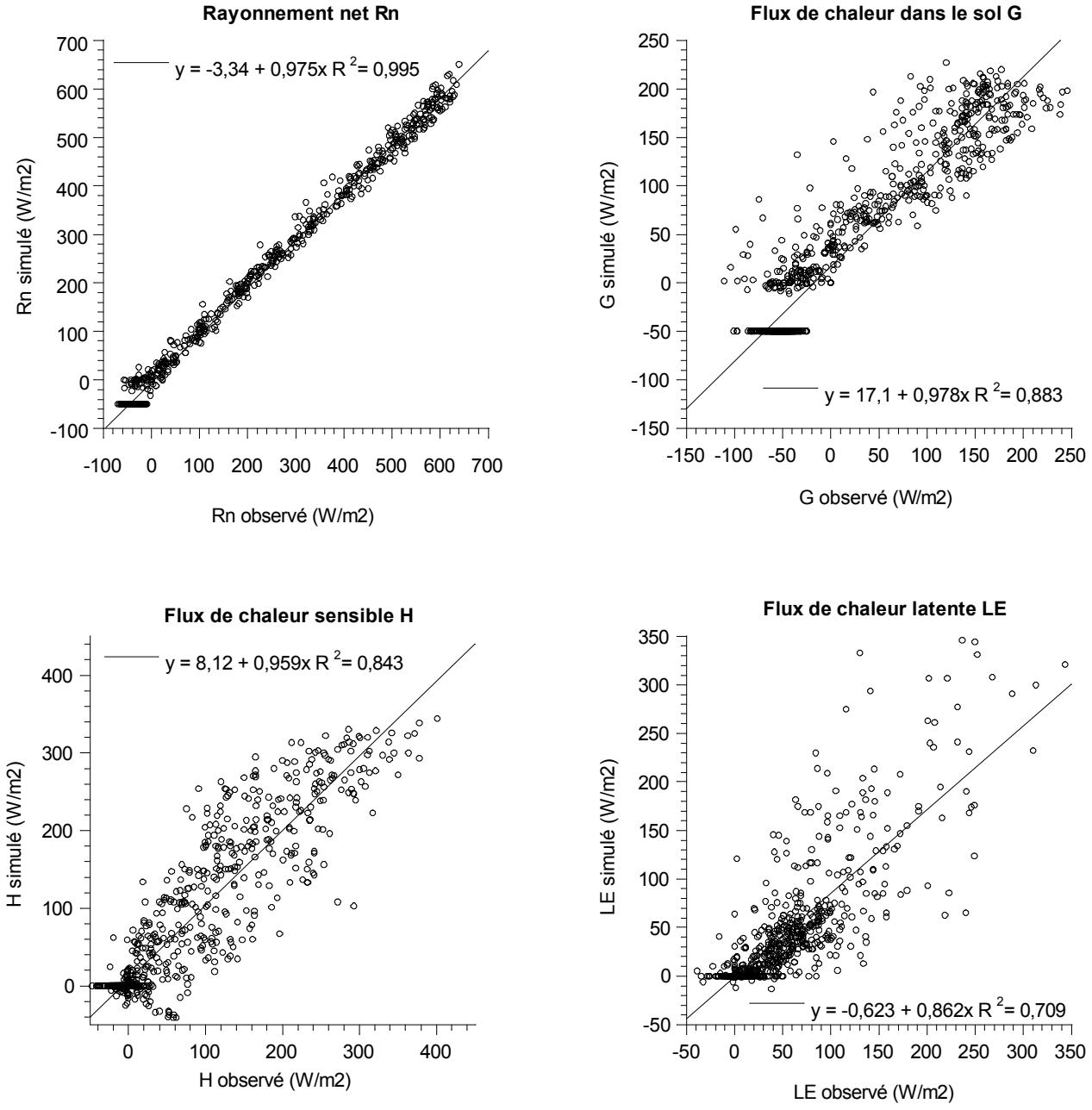


Figure 4.2.1 : composantes simulées et observées du bilan d'énergie pour l'expérience SALSA après minimisation par rapport à la température de surface (923 dates au pas de temps de 30 minutes)

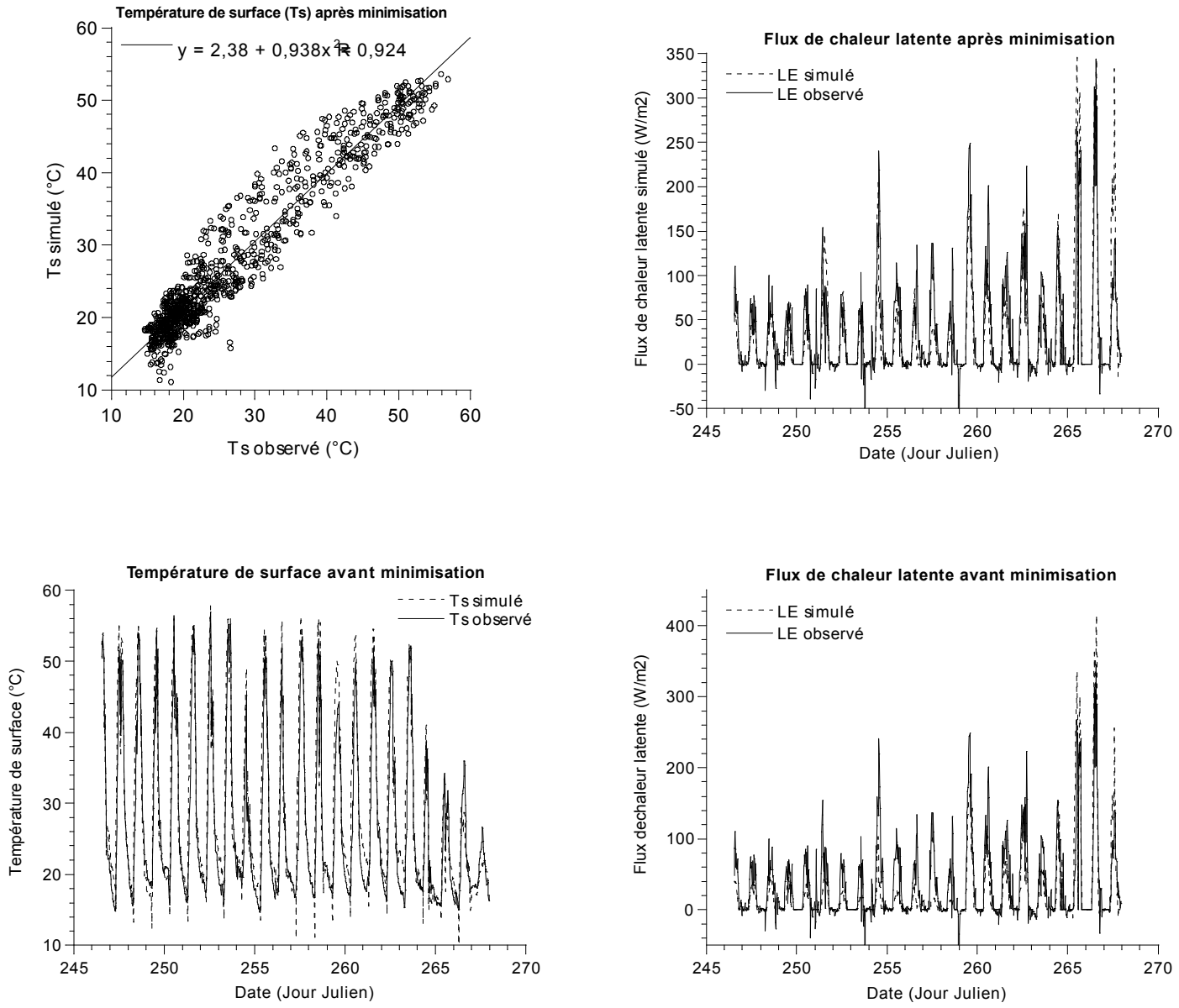


Figure 4.2.2 : scatterogramme de température de surface et séries de flux de chaleur latente observées et simulées avant et après minimisation par rapport à la température de surface

4.2.2. Comparaison entre les résultats de SiSPAT et de SVATsimple pour un sol nu

Dans un premier temps, nous avons procédé à une évaluation de SVATsimple sur une durée assez courte (quelques semaines) en se concentrant sur les valeurs semi-horaires des flux. La version « sol nu » de SiSPAT a été utilisée de manière conjointe avec la version « sol nu » de SVATsimple pour les forçages atmosphériques utilisés au chapitre 3.1 respectivement aux expériences SALSA et MONSOON'90. Les paramètres utilisés par les deux modèles sont identiques (sol de type « sablo-limoneux défini dans Salvucci , 1997), et les paramètres spécifiques de SVATsimple sont initialisés à l'aide des valeurs obtenues par minimisation au paragraphe précédent (i.e. d_r= 40 cm et ξ=0,4).

Les résultats sont illustrés sur les Figures 4.2.3 et 4.2.4 pour chacune des composantes du bilan d'énergie. Afin de vérifier la pertinence à court terme d'un réservoir de profondeur fixe (correspondant, rappelons-le, à la moyenne des profondeurs maximales atteintes par les lames d'eau infiltrée et exfiltrée), l'évolution des profondeurs des fronts d'évaporation et de ressuyage calculés par SiSPAT sont présentés en bas à droite de chaque figure. Les profondeurs des deux fronts sont définies dans Boulet et al., 1997 (Annexe 2): la profondeur du front d'évaporation ou « front de changement d'état » coïncide avec la profondeur du premier nœud pour lequel le flux de vapeur d'eau est supérieur au flux sous forme liquide, et la profondeur du front de ressuyage ou « front d'assèchement » coïncide avec la profondeur du premier nœud pour lequel le flux d'eau total est dirigé vers le haut.

En règle générale, les flux simulés par les deux modèles correspondent de manière satisfaisante. Pour SALSA comme pour MONSOON'90, les transferts en phase liquide sont prépondérants sur les transferts en phase vapeur jusque 0 à 4 cm de la surface, ce qui légitime l'emploi de la paramétrisation capacitive de phase liquide. L'inclusion ultérieure d'une formulation de la sorptivité totale, c'est à dire exprimée à l'aide des diffusivités sous forme liquide et vapeur est néanmoins possible. Pour SALSA, les profondeurs maximales du front de ressuyage ne varient pas beaucoup d'un événement à un autre. Pour MONSOON'90, seules la première et la dernière des trois périodes de ressuyage sont correctement reproduites par SVATsimple, et l'on peut voir que la profondeur atteinte par le front de ressuyage coïncide avec d_r. Pour le second événement, le front de ressuyage atteint à peine 20 cm, et le flux de chaleur latente simulé par SiSPAT est alors beaucoup plus important. Si l'on « corrige » cet effet en imposant dans SVATsimple une profondeur de réservoir d_r variable et identique aux profondeurs simulées par SiSPAT, on augmente largement le flux de chaleur latente simulé par le schéma simplifié car la teneur en eau initiale du réservoir est plus élevée.

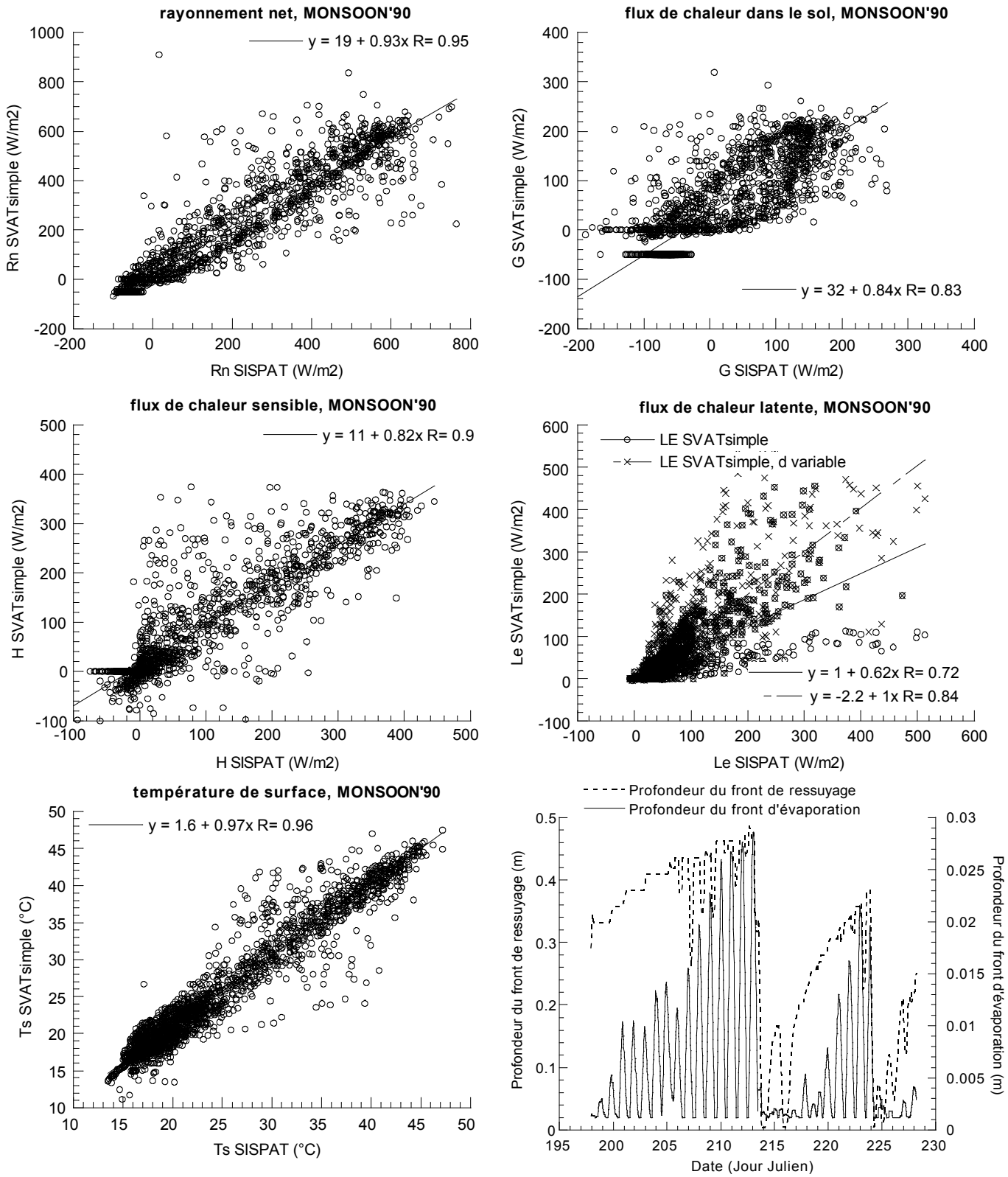


Figure 4.2.3 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (MONSOON'90) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT

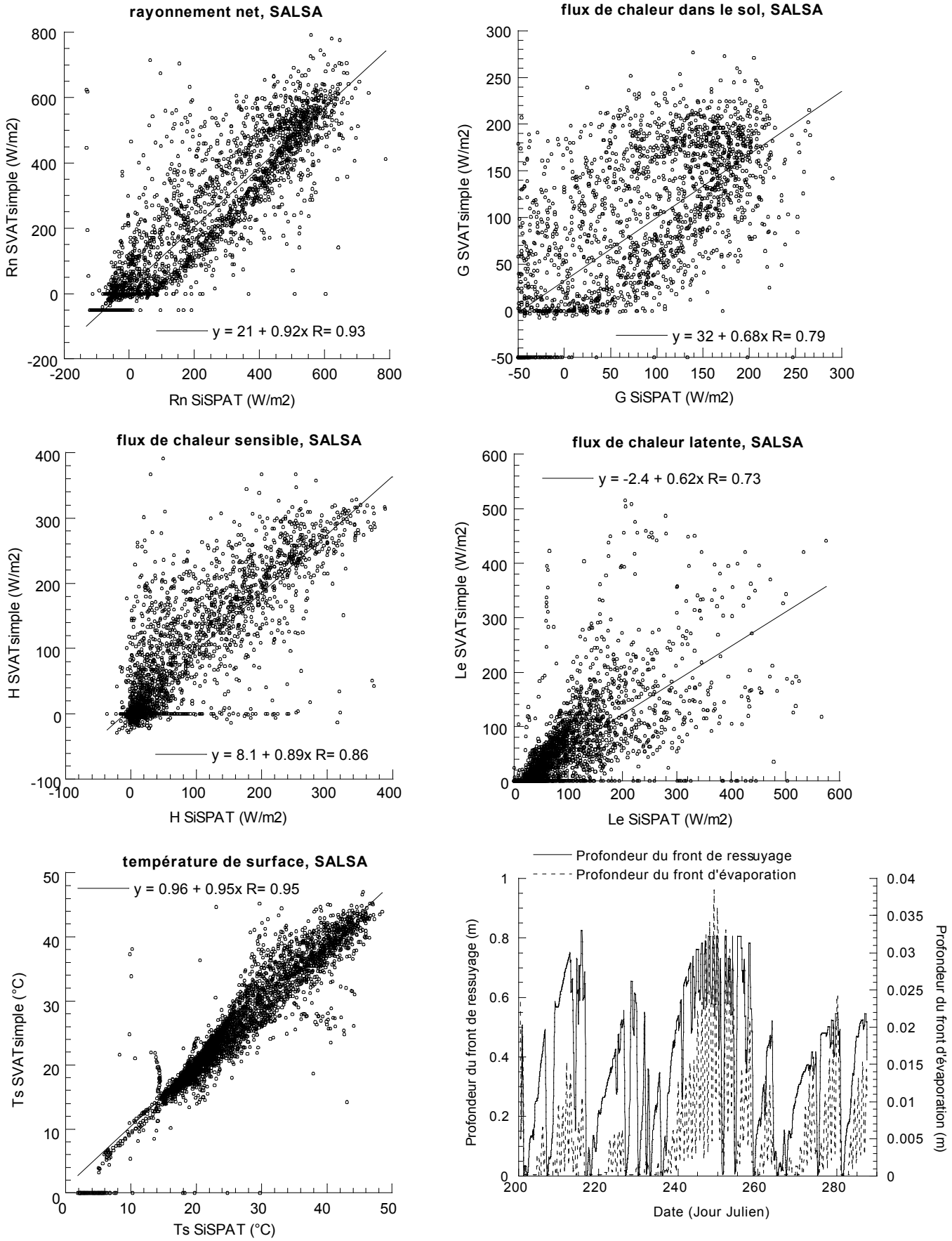


Figure 4.2.4 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (SALSA) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT

Cet exemple montre que, pour espérer simuler correctement le flux de chaleur latente, il est important d'avoir une profondeur de réservoir réaliste. En conditions « opérationnelles », on ne disposera pas bien sur d'un modèle comme SiSPAT pour la déterminer. Il serait alors intéressant de pouvoir l'estimer par assimilation de données de télédétection dans SVATsimple.

Dans un deuxième temps, et pour vérifier l'impact de l'hypothèse d'un réservoir de taille constante pour des intervalles de temps beaucoup plus longs, nous avons utilisé les forçages de MONSOON'90 (312 jours) et de Lockyersleigh (437 jours) en imposant les propriétés hydrodynamiques typiques (d'après Salvucci, 1997) d'un sol sablo-limoneux (MONSOON'90) ou d'une argile (Lockyersleigh). Pour MONSOON'90, nous avons reporté pour comparaison l'évaporation calculée par le modèle de Kim et al. (1996). Ce modèle impose un facteur journalier $\beta = \frac{Le}{Le_p}$ égal au rapport entre la teneur en eau en début de journée et la teneur en eau à saturation, tandis que SVATsimple impose un facteur β égal à la moyenne journalière du rapport entre l'exfiltration réelle journalière et l'évaporation potentielle cumulée sur la journée. La comparaison de l'évolution de la teneur en eau du réservoir et de l'évaporation pour les deux forçages sont présentés sur les Figures 4.2.5 et 4.2.6.

En règle générale, les séries temporelles d'évaporation des deux expériences et la teneur en eau de Lockyersleigh diffèrent peu d'un modèle à l'autre (Figure 4.2.5). L'évolution de la teneur en eau simulée par SVATsimple pour MONSOON'90 est décalée vers la bas par rapport à la série simulée par SiSPAT (Figure 4.2.6 en haut à droite). Après minimisation de l'écart entre les deux séries de teneur en eau, l'évaporation simulée par SVATsimple reste proche de l'évaporation simulée par SiSPAT (Figure 4.2.6 en bas à droite). Par contre, si l'on procède à une minimisation entre les deux séries d'évaporation, la teneur en eau simulée par SVATsimple reste en moyenne plus basse que la série simulée par SiSPAT, ce qui indique plutôt une surestimation au niveau de SVATsimple du drainage en début de simulation. Ce problème n'apparaît pas par la suite car les deux séries restent parallèles. L'évaporation cumulée et la teneur en eau simulées par le modèle de Kim et al. (1996) ne diffèrent pas beaucoup de celle de SVATsimple, cependant l'évaporation journalière (voir le chapitre 1.2.) varie peu au cours du temps.

Pour MONSOON'90, aucun des deux modèles n'a généré de ruissellement. Les ruissellements simulés par chacun des deux modèles pour Lockyersleigh sont présentés sur la

Figure 4.2.5. Ils diffèrent peu pour les événements majeurs, mais SVATsimple ne génère pas de ruissellement entre les Jours 200 et 500.

En conclusion, nous avons procédé à une évaluation encourageante mais encore incomplète de l'utilisation du schéma simplifié dans le cas d'un sol nu et dégagé quelques perspectives d'utilisation en assimilation des données de la télédétection (la température radiative par exemple). Cette étude devra être complétée par une évaluation du modèle dans le cas d'un couvert végétal. Même si cette étude n'a pas pu être menée pour l'instant, nous pouvons présenter dans le dernier paragraphe quelques perspectives d'utilisation du modèle en spatialisation des échanges Sol-Végétation-Atmosphère.

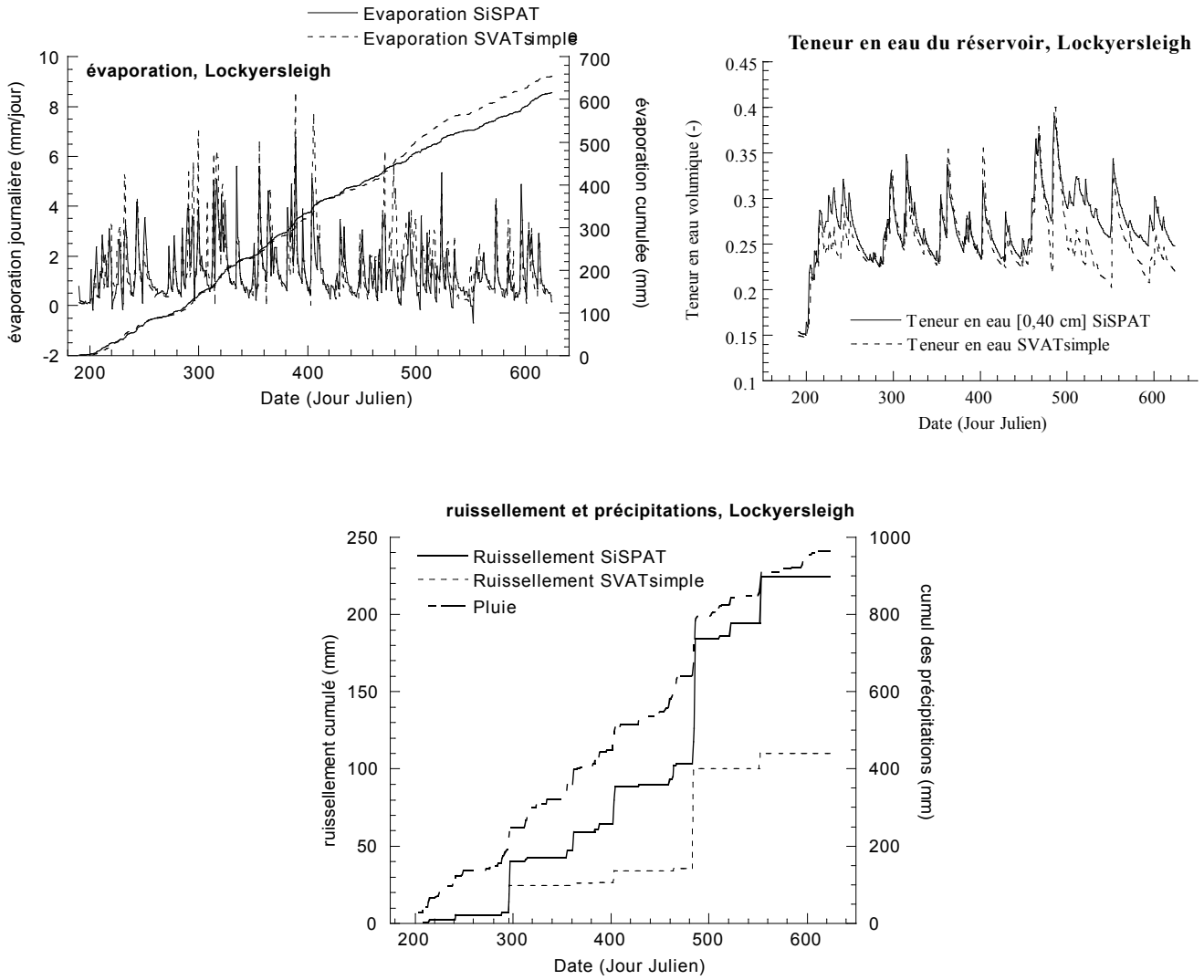


Figure 4.2.5 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau des 40 premiers centimètres du sol correspondant à la profondeur du réservoir : application au bassin versant de Lockyersleigh

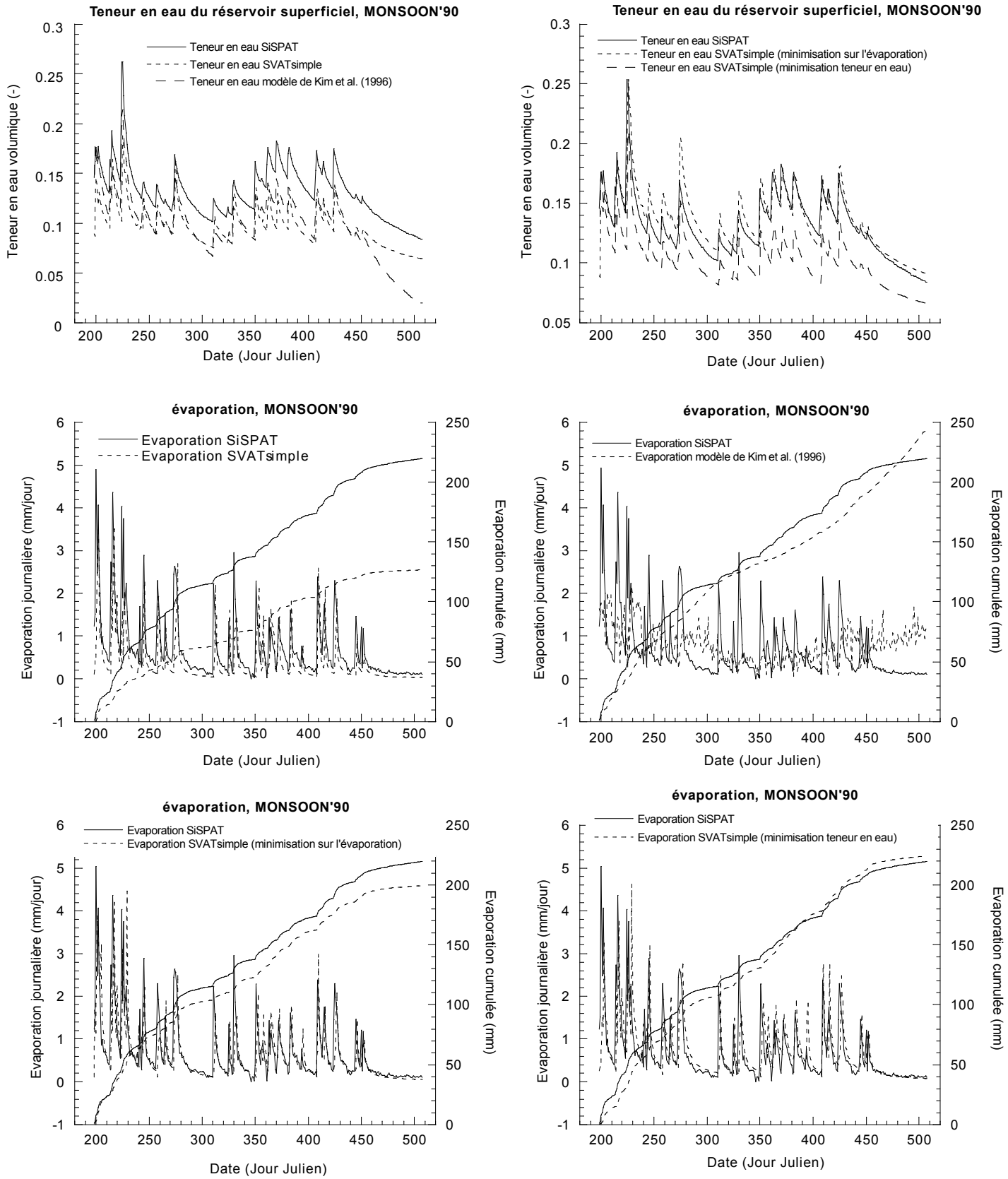


Figure 4.2.6 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau sur 40 cm: MONSOON'90 (les précipitations sont reportées sur la Figure 3.4.7)

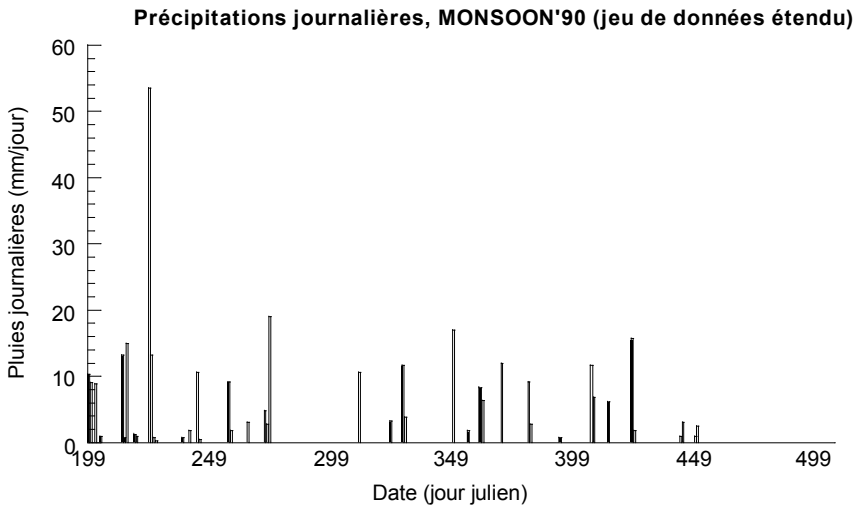


Figure 4.2.7 : séries des précipitations pour MONSOON'90

4.2.3. Application du schéma simplifié en spatialisation : quelques perspectives

La stratégie « optimale » d'agrégation/désagrégation que nous voudrions tester est illustrée sur la Figure 4.2.8 : il s'agit de déterminer l'intensité des précipitations et l'évaporation potentielle régionales puis la conductivité hydraulique initiale « effective » de la région (❶ à ❷), d'appliquer le modèle capacitif pour en déduire l'évaporation et l'infiltration cumulées ou instantanées adimensionnelles à l'échelle de la région (❷ à ❸) puis de conserver l'information à l'échelle régionale (❸ à ❻, pour son utilisation par un modèle climatique par exemple), grâce aux facteurs d'échelle du sol et les paramètres de surfaces effectifs, ou bien de « désagréger » cette information par redimensionnalisation locale, c'est à dire l'u tilisation des facteurs d'échelle locaux (❸ à ❹ puis ❺ dans le cas d'un couplage avec un modèle atmosphérique). Si l'on souhaite coupler le modèle à un modèle hydrologique, nous pouvons utiliser en entrée le ruissellement généré à l'étape ❹.

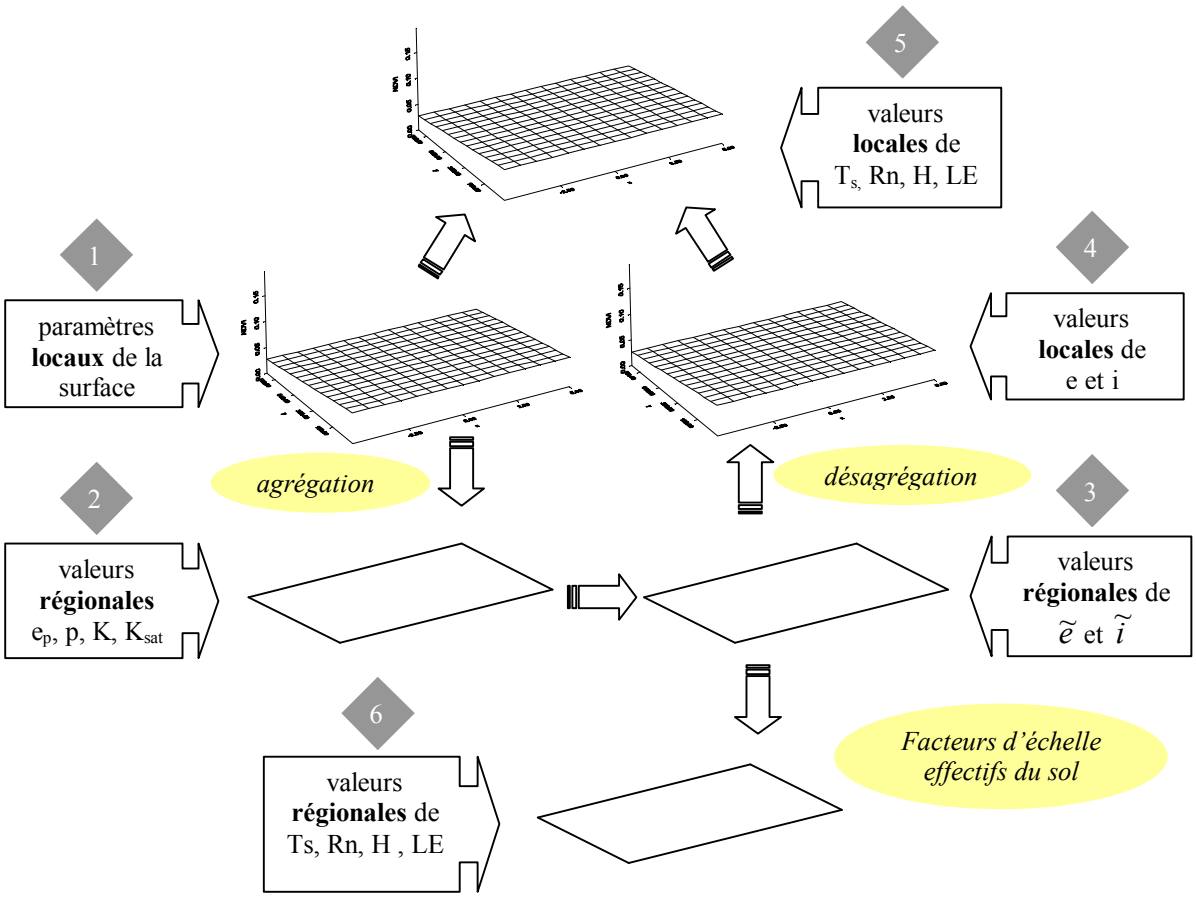


Figure 4.2.8 : stratégie d'agrégation/désagrégation de l'information et son application

La première étape (❶ à ❷) consiste donc à « agréger » les termes du bilan d'énergie en conditions potentielles depuis l'échelle du pixel (local) vers celle de l'image (régional). Puisqu'il faut déterminer une valeur moyenne de l'évaporation potentielle à l'échelle de l'événement, il semble légitime d'agréger les paramètres de l'interface afin d'obtenir à chaque pas de temps une information directement compatible avec l'échelle régionale.

Pour le schéma simplifié, le bilan à l'interface s'écrit (Chehbouni et al., 1995, chapitre 2.2.2 et Annexe 1):

$$\left[(1-\alpha)R_g - (\varepsilon_s - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right](1-\xi) - \rho c_p\left(\frac{T_s - T_a}{r_{tot}} + \frac{D_a}{\gamma(r_a + r_{st\,\min})}\right) = 0 \qquad (4.2.1)$$

où T_s est la température de surface en présence de végétation et en conditions potentielles (première phase) avec :

$$\frac{1}{r_{tot}} = \frac{\rho c_p}{4\varepsilon_s \sigma T_a^3 (1-\xi)} + \frac{\chi}{r_a} + \frac{\chi}{r_a + r_{st\,\min}} \tag{4.2.2}$$

où $\frac{\rho c_p}{4\varepsilon_s \sigma T_a^3 (1-\xi)}$ est la conductance radiative-conductive,

$\frac{\chi}{r_a}$ la conductance aérodynamique

et $\frac{\chi}{r_a + r_{st\,\min}}$ la conductance de surface.

Pour un pixel (indice « i »), il s'écrit :

$$\left[(1-\alpha_i)R_g - (\varepsilon_{si} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right](1-\xi_i) - \rho c_p \left(\frac{T_{si} - T_a}{r_{toti}} + \frac{D_a}{\gamma (r_{ai} + r_{st\,\min\,i})} \right) = 0 \tag{4.2.3}$$

et pour la région (indices « e »):

$$\left[(1-\alpha_e)R_g - (\varepsilon_{se} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right](1-\xi_e) - \rho c_p \left(\frac{T_{se} - T_a}{r_{tote}} + \frac{D_a}{\gamma (r_{ae} + r_{st\,\min\,e})} \right) = 0 \tag{4.2.4}$$

Si l'on applique la conservation des flux individuels du bilan, nous sommes conduits à identifier terme à terme les deux équations précédentes. Si l'on procède « en cascade » depuis les premiers termes jusqu'au derniers, c'est à dire en identifiant tous les paramètres au fur et à mesure qu'ils apparaissent (procédé arbitraire mais qui présente l'avantage de commencer par les paramètres du bilan radiatif, plus facilement identifiables) , le lien entre les paramètres des surfaces élémentaires d'aire représentative a_i (a_i=1/n pour une image de n pixels) et les paramètres effectifs est le suivant (Chehbouni et al., 1995):

$$\sum_{i=1}^{n} a_i \alpha_i = \alpha_e \tag{4.2.5}$$

$$\sum_{i=1}^{n} a_i \varepsilon_{si} = \varepsilon_{se} \tag{4.2.6}$$

$$\sum_{i=1}^{n} a_i \left[(1-\alpha_i)R_g - (\varepsilon_{si} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right]\xi_i = \left[(1-\alpha_e)R_g - (\varepsilon_{se} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4\right]\xi_e \tag{4.2.7}$$

En supposant que ξ ne dépend que d'un facteur constant ξ_s et du *LAI* selon la formule d'atténuation de Beer-Lambert ($\xi = \xi_s e^{-0,4LAI}$), nous avons alors :

$$\xi_e = \xi_s e^{-0,4LAI_e} \tag{4.2.8}$$

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{a_i T_{si}}{r_{toti}} = \frac{T_{se}}{r_{tote}} \tag{4.2.9}$$

$$\sum_{i=1}^{n} \frac{a_i}{r_{ai} + r_{s\min i}} = \frac{1}{r_{ae} + r_{s\min e}} \tag{4.2.10}$$

Puisque $\frac{1}{r_{ae} + r_{s\min e}}$ est défini par l'égalité ci-dessus, $\frac{\chi_e}{r_{ae}}$ est déduit des deux conductances totales équivalentes :

$$\frac{\chi_e}{r_{ae}} = \frac{1}{r_{tote}} - \frac{\rho c_p}{4\varepsilon_{se}\sigma T_a^3 (1-\xi_e)} - \frac{\chi_e}{\gamma (r_{ae} + r_{s\min e})} \tag{4.2.11}$$

Il nous reste à déterminer r_{ae} et χ_e en connaissant χ_e/r_{ae}. La résolution du bilan d'énergie à l'échelle régionale permet de lever l'incertitude.

La deuxième agrégation (❷ à ❸ puis ❸ à ❻) consiste à déduire les deux facteurs d'échelle effectifs permettant de retrouver les flux exfiltrés ou infiltrés instantanés ou cumulés réels à partir de leurs valeurs adimensionnelles obtenues par l'ACT. Nous nous proposons dans un premier temps, puisqu'il s'agit d'un faible nombre de paramètres compatible avec le nombre de composantes du bilan de masse, de suivre la méthode statistique de Kim et al. (1997) décrite au chapitre 1.3:

Si *f* est un vecteur de composantes du bilan de masse et p le vecteur de paramètres permettant le calcul de *f*, alors le vecteur des paramètres p_e est effectif si et seulement si:

$$E[f] = f(p_e) \tag{4.2.12}$$

Un développement limité de l'équation précédente autour de la moyenne des paramètres est :

$$f(p_e) = f(E[p]) + \left.\frac{\partial f}{\partial p}\right|_{E[p]} (p_e - E[p]) \tag{4.2.13}$$

Où $\frac{\partial f}{\partial p}$ est la matrice Jacobienne

De même, si l'on développe *f* en série de Taylor autour de la moyenne des paramètres :

$$E[f] = f(E[p]) + \frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j} Q_{ij} \tag{4.2.14}$$

où Q_{ij} est la matrice de variance-covariance : $Q_{ij} = E\left[(p - E[p])(p - E[p])^T\right]$

Ces deux développements combinés nous permettent d'écrire :

$$p_e = E[p] + \left(\left.\frac{\partial f}{\partial p}\right|_{E[p]}\right)^{-1} \cdot \left(\frac{1}{2}\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{n}\frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j} Q_{ij}\right) \tag{4.2.15}$$

Pour que ce système puisse être résolu, *p* et *f* doivent être de même dimension : la méthode permet de déterminer autant de paramètres effectifs qu'il y a de flux à déterminer. Dans notre cas, et si l'on raisonne à l'échelle de l'événement, les deux composantes pour une période de ressuyage sont l'exfiltration et la percolation, et pour la pluie ou l'irrigation il s'agit de l'infiltration et du ruissellement. Ces deux flux nous permettent de calculer deux paramètres effectifs, par exemple les deux facteurs d'échelle des capacités d'infiltration ou d'exfiltration.

4.2.4. Conclusion

L'évaluation et les applications proposées dans ce chapitre, bien qu'encourageantes, sont bien évidemment incomplètes et devront être accompagnées d'une évaluation documentée du modèle dans sa version « avec végétation » et d'une vérification à long terme (i.e. pour les flux cumulés) des règles d'agrégation proposées ci-dessus pour une échelle de temps de l'ordre de la demi-heure. On vérifiera notamment que les paramètres effectifs

déduits des formulations de l'évaporation potentielle, d'une part, et des capacités d'exfiltration ou d'infiltration, d'autre part, restent « effectifs » vis-à-vis des flux cumulés résultants de l'association des deux contrôles (sol et atmosphère). Elles dégagent cependant plusieurs axes d'investigation, à la fois dans le domaine de l'agrégation analytique ou statistique et dans celui de l'assimilation des données issues de la télédétection. Ces deux thématiques sont complémentaires et doivent être associées : c'est en connaissant le panel d'observations acquises par télédétection (et en particulier leurs résolution spatiale et leur répétitivité) que l'on peut « orienter » une recherche des paramètres effectifs du système, puisque c'est lui qui fixe le nombre de paramètres connus pour chacune des échelles (cf. Shuttleworth, 1998).

En résumé, ce dernier chapitre a permis d'évaluer plusieurs méthodes de spatialisation et de tester la pertinence de deux outils de complexité opposées vis à vis de deux objectifs principaux : la détermination du bilan d'énergie à l'échelle régionale, d'une part, et celle du bilan de masse à l'échelle du bassin versant, de l'autre. Bien que satisfaisante dans les deux cas, l'application d'un modèle complexe tel que SiSPAT ne semble pas adaptée au delà de la parcelle agricole et d'une période de l'ordre de l'année, tandis que des formulations plus simples telles que SVATsimple dégagent un espace d'applications à la fois plus étendu et plus flexible. Aussi, si l'on est à même de penser que l'application d'un modèle mécaniste tel que SiSPAT (contrainte par le système à bien des niveaux) réservera certainement moins de surprises qu'un modèle plus « global » tel que SVATsimple, la démarche consistera peut-être à trouver pour ce dernier les variables de forçage issues de la télédétection les plus aptes à le « piloter ».

5. Conclusion

Plusieurs stratégies de spatialisation des échanges de masse et d'énergie au sein du continuum Sol-Végétation-Atmosphère ont été développées et évaluées au cours de ce travail pour des régions climatiques à caractère aride marqué. Elles utilisent deux modèles TSVA de complexité opposées : un modèle mécaniste complexe, SiSPAT, et un modèle de type capacitif beaucoup plus simple, SVATsimple. Nous nous sommes intéressés à la variabilité de ces transferts à très petite échelle (ce que j'ai appelé « hétérogénéité ») puis à plus grande échelle (soit la « régionalisation », c'est à dire l'extension à la petite région ou paysage) avant de proposer une méthodologie de transfert des paramètres et des formalismes mathématiques d'une échelle à une autre. Je présenterai ici un bref résumé des principaux résultats, limites et perspectives de ce travail.

Les échelles de temps et d'espace concernées par les transferts d'échelle des formalismes (méthodologies du transfert d'échelle) ou des paramètres (règles d'agrégation) se sont progressivement étendues tout au long des chapitres depuis l'échelle locale et des objectifs à court terme d'ordre plus « météorologique » (chapitre 3.1) jusqu'à l'échelle régionale et des objectifs à long terme d'ordre plus « hydrologique » (deuxième moitié des chapitres 4.1 et 4.2).

5.1. De l'hétérogénéité à la variabilité : proposition d'un « indice d'éparsité »

Les surfaces hétérogènes sont généralement décrites au moyen de modèles TSVA « double-source » où le substrat (par exemple le sol nu) et la végétation épigée (arbustes, buissons, arbres…) sont couplés dynamiquement et organisés en deux couches superposées. Lorsque l'intervalle séparant les îlots ou les pieds de végétation épigée devient très important, le substrat fonctionne de manière quasi-indépendante de la végétation qui l'entoure, et reçoit en particulier l'intégralité du rayonnement incident et des précipitations. Ce caractère est particulièrement marqué en région semi-aride puisque l'énergie incidente y est plus abondante et les couverts végétaux le plus souvent épars. La description de type « mosaïque », où substrat et végétation fonctionnent comme de simple sources situées côte à côte paraît alors plus réaliste. Un modèle de type mosaïque a été appliqué à deux types de végétation éparses présentant un taux de couverture (c'est à dire une surface de projection au sol rapportée à la surface totale) identique. Dans le premier cas, le modèle mosaïque fournissait de meilleurs résultats en termes de fonctionnement individuel du sol et de la végétation, alors que dans le

second le modèle double-source était suffisant. Ces deux couverts présentent cependant un « indice de rugosité » (le produit de la largeur et de la hauteur de la végétation épigée divisé par le carré de la distance moyenne entre les plants) très contrasté : l'une proche de 0,15, l'autre proche de 0,72. L'emploi de cet indice dans le cas des couverts épars semble donc plus pertinent que le taux de couverture pour discriminer l'utilisation des modèles mosaïque de celle des modèles double-source (Boulet et al., 1999b). En outre, la synthèse des différents schémas de surface en un schéma équivalent de type « simple source » a montré que les paramètres effectifs de la surface (résistances, humidités et températures) sont voisines dans la plupart des cas sauf dans le cas de l'humidité. Pour nos applications, l 'écart entre les températures effectives et les températures radiatives était faible, et les valeurs des résistances effectives étaient proches de celles de la résistance aérodynamique reliant la source simple au forçage atmosphérique. Le fait que pour des températures radiatives équivalentes on puisse avoir dans le cas des couverts très épars une réponse différente en terme de partition de l'énergie dissipée entre chaleurs sensible et latente limite les applications d'assimilation utilisant la seule température radiative.

5.2. Paramétrisation effective des modèles TSVA : étude à l'aide de l'Analyse Statistique

L'AS consiste ici à décrire la variabilité des échanges S ol-Végétation-Atmosphère par l'intermédiaire de fonctions de densité de probabilité des principaux paramètres du système. Une première application utilisant des fonctions m ono-variantes discrétisées sur dix intervalles équiprobables a été conduite pour évaluer la sensibilité de l'impact annuel et saisonnier aux variations des paramètres. Elle a montré la faible sensibilité de l'évaporation totale, composante qui nous intéresse, comparée aux sensibilités respectives de ses composantes sol et végétation prises séparément, compte tenu d'un effet de compensation entre les variations de l'une et de l'autre, le forçage atmosphérique restant le même. Elle a de plus mis en évidence l'écart observé entre la moyenne des flux simulés pour chaque valeur de la distribution et le flux simulé à l'aide de la valeur moyenne du paramètre quelles que soient la nature du paramètre, la sensibilité et la linéarité de la réponse du modèle aux variations de ce paramètre. Quelques règles « classiques » d'agrégation (au sens de Shuttleworth, 1991) ont aussi été vérifiées (l'utilisation de la médiane de la distribution plutôt que la moyenne par exemple) ou invalidées (l'emploi de la moyenne harmonique de la résistance stomatique par exemple) grâce à cette méthode (Boulet et al., 1999a). La mise en évidence, au cours de cette étude, de processus à effet de seuil (typiquement la génération du ruissellement, reproduit

mathématiquement par des commandes conditionnelles de type « si… alors… ») a montré la limite théorique des algorithmes de recherche des paramètres effectifs, mais encouragé l'approximation de ces paramètres par des développements analytiques tenant compte de l'intégralité du modèle et non plus de la formulation partielle de tel ou tel processus, comme c'est la cas actuellement en bioclimatologie par exemple (cf. Raupach, 1995).

5.3. Régionalisation d'un modèle TSVA complexe : applications à court et à long terme

Deux types de distributions spatiales du modèle SiSPAT ont été développés puis testés pour le bassin versant de Lockyersleigh (Australie) au relief peu contrasté. Les comparaisons ont été menées dans un contexte météorologique (i.e. à très court terme) puis hydrologique (i.e. à long terme). Dans le premier cas, une comparaison entre les sorties du modèle et des mesures aéroportées des différentes composantes du bilan d'énergie et de la température de surface ont permis une évaluation positive de SiSPAT pour la reproduction de la variabilité des flux de surface (Boulet et al., 1995). Dans le second cas, les performances de la distribution déterministe (i.e. décrivant un réseau de surfaces uniformes reliées entre elles par l'écoulement latéral) et celle de la distribution stochastique (i.e. décrivant un échantillon statistique de points indépendants) étaient satisfaisantes et peu différentes (Boulet et Kalma, 1997). Cette comparaison encourage le développement de modèles distribués de façon stochastique (plus faciles à mettre en œuvre) lorsque la position dans le paysage n'est pas un facteur dominant de l'écoulement latéral. A long terme cependant, et du fait du développement d'une zone saturée superficielle responsable d'un fort écoulement latéral pour quelques événements pluvieux majeurs, les performances de ce modèle, et celle d'un modèle hydrologique complexe (TOPOG, cf. Dawes et Hatton, 1996) étaient inférieures à celle d'un modèle simple de type VIC (« Variable Infiltration Capacity ») même non calibré (Patchy, cf. Sivapalan et Wood, 1995).

5.4. De l'outil d'investigation à l'outil opérationnel : développement de SVATsimple

Au cours des exercices développés dans les trois paragraphes précédents, le modèle TSVA utilisé, SiSPAT, était un modèle complexe autorisant au mieux une approche numérique de la spatialisation. Cet « outil de recherche », mécaniste et relativement complet du point de vue des processus qu'il décrit ne permet cependant pas l'investigation analytique

de la spatialisation : il est impossible de déduire la forme mathématique de ses dérivées, ni celle de l'image des FDPs, ni d'inverser le modèle etc.

Or trois applications importantes en spatialisation des processus nécessitent un développement analytique poussé :

- l'approximation des paramètres effectifs par l'intermédiaire de l'AS (Kim et al., 1997). Cette méthode, plus robuste que les règles simples d'agrégation définies auparavant, nécessite un investissement analytique « conséquent » (dérivation au second ordre par exemple)
- l'assimilation analytique des données de télédétection par des algorithmes robustes de minimisation
- l'écoulement latéral à travers le paysage par un modèle hydrologique de redistribution.

Un modèle de transfert TSVA répondant à ces trois critères a donc été développé et partiellement évalué. Il s'agit d'un modèle de type capacitif (selon la terminologie proposée par Vauclin, 1994) possédant un réservoir unique compatible avec bon nombre de modèles hydrologiques simples (Patchy, TOPMODEL…) dont la profondeur correspond à la zone « hydrologiquement active » c'est à dire à la moyenne des profondeurs maximales atteintes respectivement par le front d'infiltration et le front d'assèchement. Il découpe le forçage atmosphérique en épisodes successifs de pluie et de ressuyage, impose un processus unique à chaque épisode (infiltration-ruissellement pour la pluie, é vaporation-percolation pour le ressuyage) et décrit chaque événement à l'aide de la représentation classique en trois phases successives : une phase limitée par l'intensité du forçage atmosphérique (pluie ou évaporation potentielle « affinée »), une phase limitée par la capacité du sol à infiltrer ou exfiltrer l'eau qu'il contient, exprimée sous une forme adimensionnelle par deux facteurs d'échelle dépendant des conditions initiales, et une dernière phase à taux nul limitée par la capacité de stockage du sol. Le calcul de l'évaporation potentielle et celui des différents termes du bilan d'énergie à l'interface s o1-plante-atmosphère sont assurés par un module d'interface à simple source permettant de mettre en relation directe l'information satellitale et les caractéristiques de la surface intégrées aux entrées ou simulées en sortie du modèle.

Le modèle a été validé pour un herbage naturel de l'expérience SALSA. Par ailleurs, les principales composantes du bilan hydrologique ainsi que l'évolution de la teneur en eau simulées pour deux sols nus de l'expérience MONSOON'90 et du bassin versant de Lockyersleigh (Australie) ont été confrontés aux sorties du modèle SiSPAT. Avec les mêmes

jeux de paramètres, les résultats des deux modèles ne présentent pas de différences significatives. La très forte sensibilité à court terme, et la faible sensibilité à long terme du modèle à la profondeur du réservoir a été mise en évidence. L'extension du modèle dans le cas des couverts denses devra elle aussi être validée à l'aide des jeux de données disponibles et confrontée de la même façon aux valeurs des variables d'état simulées par SiSPAT (par exemple l'évolution de la température aérodynamique).

Enfin, ce cadre analytique possède un important potentiel en terme de spatialisation et d'assimilation. On pourra par exemple reprendre l'Analyse Statistique dans sa forme Dynamique pour évaluer l'impact de la paramétrisation effective du sol et de l'interface sur le développement de la couche limite atmosphérique à partir d'un modèle couplé SVATsimple - modèle atmosphérique ou sur le ruissellement à l'exutoire à l'aide d'un modèle couplé SVATsimple – modèle hydrologique. De la même façon, une version avec minimisation de la température de surface par la méthode Simplex Descendante a été appliquée avec succès dans le cadre de l'expérience SALSA et pourra être étendue à d'autres domaines spectraux. La simplicité du modèle permet par exemple d'envisager un couplage avec des modèles de fonctionnement de la végétation ou/et des modèles de transferts radiatifs.

Bibliographie

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., Connell, P.R., et Rasmussen, J., 1986, An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, SHE, 2: Structure of a physically based distributed modelling system, *J. Hydrol*, 87, 61-77.

Alksnis, H., Chin, A.K., Daniel, P., Kalma, J.D., Laughlin, G.P., Ord, K. et Quinn, M.J., 1989, The regional evaporation project: processing and archiving of field data, CSIRO Div. Water Resour. Tech. Memo. 89/2, 15 pages.

Alksnis, H., Daniel, P. et Kalma, J.D., 1990, The regional evaporation project: soil moisture and rainfall data, CSIRO Div. Water Resour. Tech. Memo. 89/2, 15 pages.

Arain, A.M., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L., Michaud, J. et Dolman, J., 1997, Mapping surface-cover parameters using aggregation rules and remotely sensed cover classes, *Q.J.R. Meteorol. Soc*., 123, 2325-2348.

Arain, A.M., Michaud, J., Shuttleworth, W.J. et Dolman, J., 1996, Testing of vegetation parameter aggregation rules applicable to the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) and the FIFE site, *J. Hydrol*. 177, 1-22.

Arya, S.P.S., 1975, A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on the arctic pack ice, *J. Geophys. Res*. 80(24), 3447-3454.

Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E.T. et Hatfield, J.L., 1984, Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat, *Agronomy J*., 76, 300-306.

Avissar, R., 1991, A statistical-dynamic approach to parameterize subgrid-scale land-surface heterogeneity in climate models, in Land surface-atmosphere interactions for climate models: observations, models, and analyses, E.F. Wood (ed.), Kluwer, La Haye, 155-178.

Avissar, R., 1992, Conceptual aspects of a statistical-dynamical approach to represent landscape subgrid-scale heterogeneities in atmospheric models, *J. Geophys. Res*., 97, 2729-2742.

Avissar, R., 1995, Scaling of land-atmosphere interactions: an atmospheric modelling perspective, *Hydrol. Process*. 9, 679-695.

Avissar, R. and Pielke, R.A., 1989, A parameterization of heterogeneous land-surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Monthly Weather Rev*., 117, 2113-2136.

Baldocchi, D.D., 1992, A Lagrangian random-walk model for simulating water vapor, CO2, and sensible heat flux densities and scalar profiles over a soybean canopy. *Boundary-Layer Meteorol.*, 61, 113-144.

Bastiaanssen, W.G.M., 1995, Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates, PhD thesis, Landbouwuniversiteit Wageningen, 273 pp, ISBN 90-5485-465-0.

Becker, A. et Nemec, J., 1987, Macro-scale hydrological models in support of climate research, in: The influence of climate change and climate variability on the hydrologic regime and water resources, proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987, IAHS publication 168.

Beven, K., 1997, Process, heterogeneity and scale in modelling soil moisture fluxes, in Land surface processes in hydrology, trials and tribulations of modeling and measuring, S. Sorooshian, H.V. Gupta et J.C. Rodda ed., NATO ASI Global Environmental Change Series, 46, 191-213.

Beven, K.J., et Kirkby, M.J., 1979, A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrol. Sci. Bull.*, 24, 43-49.

Birkhoff, G., 1960, Hydrodynamics, 2 ème édition, Princeton University Press, Princeton, NJ.

Bloeschl, G. et Sivapalan, M., 1995, Scale issues in hydrological modelling: a review, *Hydrol. Process.*, 9, 251-290.

Blyth, E.M., Dolman, A.J. et Wood, N., 1993, Effective resistance to sensible and latent heat flux in heterogeneous terrain, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 119, 423-442.

Blyth, E.M. et Harding, R.J., 1995, Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush , *Agric. Forest Meteorol.*, 72, 213-235.

Bonan, G. B., Pollard, D. et Thompson, S. L., 1993, Influence of subgrid-scale heterogeneity in Leaf Area Index, stomatal resistance, and soil moisture on grid-scale land-atmosphere interactions. *J. Climate*, 6, 1882-1897.

Boulet, G., Kalma, J. D., et Hacker, J. M., 1995, Short-term modelling of regional-scale energy and mass exchange at the land surface and comparison with aircraft measurements, MODSIM95, International Congress on Modelling and Simulation, 27-30 Novembre 1995, Newcastle, Australie, 3, 202-207.

Boulet, G. et Kalma, J.D., 1997, Estimation of catchment-scale water-balance with a soil-vegetation-atmosphere transfer model, *Env. Model. Soft.*, 12(4), 323-328.

Boulet, G., Braud. I. et Vauclin, M., 1997, Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment, *J. Hydrol*. 193, 114-141.

Boulet, G., Kalma J.D., Braud, I. et Vauclin, M., 1999a, An assessment of effective land-surface parameterisation in regional-scale water balance studies, *J. Hydrol*., 217, 225-238.

Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I. et Vauclin, M., 1999b, Mosaic versus dual source approaches for modeling the surface energy balance of a semi-arid land, *Hydrol. Earth. Syst. Sci.,* sous presse.

Boulier, J.-F., 1985, Modélisation stochastique de l'infiltration en milieux poreux non uniformes. Applications à une parcelle micro- irriguée, Thèse de l'Université Scientifique, Technique et Médicale de Grenoble, Grenoble, France.

Boulier, J.-F. et Vauclin, M., 1986, Modélisation stochastique des écoulements d'eau dans la zone non saturée, *Hydrogéologie*, 2, 153-162.

Boulier, J.-F. et Vauclin, M., 1987, Régimes permanents bidimentionnels d'infiltration dans un sol cultivé et microirrigué, II Comparaisons de la théorie avec des mesures i n-situ. *J. Hydrol*., 94, 371-394.

Braud, I., 1996, SiSPAT Version 2.0 User's Manual, LTHE Internal Report, LTHE, B.P. 53, 38041 Grenoble Cédex 9, France, 93 pp.

Braud, I., 1998, Spatial variability of surface properties and estimation of surface fluxes of a savannah, *Agric. Forest Meteorol*., 89, 15-44.

Braud I., J. Noilhan, P. Mascart, P. Bessemoulin, R. Haverkamp et M. Vauclin, 1993, bare ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization, *Bound. Layer Meteorol*., 66, 173-200.

Braud, I., Dantas-Antonino, A.C. et Vauclin, M., 1995a, A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity, *J. Hydrol*., 165, 283-310.

Braud I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L. and Ruelle, P., 1995b. A Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT), development and field verification. *J. Hydrol.*, 166, 231-250.

Braud, I., P. Bessemoulin, B. Monteny, M. Sicot, J.P. Vandervaere et M. Vauclin, 1997, Unidimensional modelling of a fallow savannah during HAPEX- Sahel experiment using the SiSPAT model, *J. Hydrol*. 188-189, 912-945.

Brooks, R.H. et Corey, A.T., 1964, Hydraulic properties of porous media, Hydrology paper, 3, Colorado State University, Fort Collins.

Brunet, Y., Itier, B., McAneney, K.J. et Lagouarde, J.P., 1994, Downwind evolution of scalar fluxes and surface resistance under conditions of local advection. Part II: measurements over Barley, *Agric. Forest Meteorol.*, 71, 227-245.

Brutsaert, W., 1982, Evaporation into the atmosphere, Theory, History and Applications, Kluwer Academic, 299 pp.

Brutsaert, W., and D. Chen, 1995, Desorption and the two stages of drying of natural grassland prairie, *Water Resour. Res.*, 31(5), 1305-1313.

Burdine, N.T., 1953, Relative permeability calculation from particle size distribution data, *Trans. AIME*, 198, 71-78.

Camillo, P.J., 1991, Using one- and two- layer models for evaporation estimation with remotely sensed data, In Land Surface Evaporation. Measurement and Parameterization. Pages 183-197, Springer-Verlag.

Chehbouni, A., Njoku, E.G., Lhomme, J-P, et Kerr, Y.H., 1995, An approach for averaging surface temperature and surface fluxes over heterogeneous surfaces, *J. Climate*, 5, 1386-1393.

Chehbouni, A., Lo Seen, D., E.G. Njoku, J.-P. Lhomme, B. Monteny and Y. Kerr, 1997a, Estimation of sensible heat flux over sparsely vegetated surfaces, *J. Hydrol.*, 188-189, 855-868.

Chehbouni, A., Nichols, W.D., Njoku, E.G., Qi, J., Kerr, Y.H. et Cabot, F., 1997b, A three component model to estimate sensible heat flux over sparse shrubs in Nevada, Remote Sensing Rev., 15, 99-112.

Chen, W., Novak, M.D., Black, T.A. et Lee, X., 1997a, Coherent eddies and temperature functions for three contrasting surfaces. Part I : ramp model with finite microfront time, *Bound.-Layer Meteorol*, 84, 99-123.

Chen, W., Novak, M.D., Black, T.A. et Lee, X., 1997b, Coherent eddies and temperature functions for three contrasting surfaces. Part II : renewal model for sensible heat flux, *Bound.-Layer Meteorol*, 84, 125-147.

Chen, T., H., Henderson-Sellers, A., Milly, P.C.D., Pitman, A.J., Beljaars, A.C.M., Polcher, J, Abramopoulos, F., Boone, A., Chang, S., Chen, F., Dai, Y., Desborough, C.E., Dickinson, R.E., Dümenil, L., Ek, M., Garratt, J.R., Gedney, N., Gusev, Y.M., Kim, J., Koster, R., Kowalczyk, E.A., Laval, K., Lean, J., Lettenmaier, D., Liang, X., Mahfouf, J.-F., Mengelkamp, H.T. , Mitchell, K., Nasonova, O.N., Noilhan, J., Tobock, A.,

Rosenzweig, C., Shaake, J., Schlosser, C.A., Schultz, J.-P., Shaeo, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D.L., Wetzel, P., Wood, E.F., Xue, Y., Yang, Z.-L. et Zeng, Q., 1997c, Cabauw experimental results from the Project for the Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS), *J. Climate*, 1194-1215.

Chopart, J.-L. et Vauclin, M., Water balance estimation model : field test and sensitivity analysis, *Soil Sci. Am. J.*, 54, 1377-1384.

Choudhury B.J., Reginato, R.J., et Idso, S.B., 1986, An analysis of infrared temperature observations over wheat and calculation of latent heat flux, *Agric. Forest Meteorol.*, 37, 75-88.

Collins, D.C. et Avissar, R., 1994, An evaluation with the Fourier Amplitude Sensitivity Test (FAST) of which land-surface parameters are of greatest importance n atmospheric modeling, *J. Climate*, 7, 681-703.

Daniel, P., Alksnis, H. et Kalma, J.D., 1994, The regional evaporation project: climate data, CSIRO Div. Water Resour. Tech. Memo. 94/14, 13 pp.

Dawes, W. et Hatton, T.J., 1993, TOPOG-IRM: model description, CSIRO Div. of Water Resources, Tech. Memo. 93/5, 33 pp.

Deardorff, J.W., 1978, Efficient prediction of ground-surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegeation, *J. Geophys. Res.*, 83, 1889-1904.

De Vries, D.A., 1963, Thermal properties of soils, in Physics of plant environment, Van Wijk (ed.) , North Holland, Amsterdam, 210-235.

De Vries, D.A., 1975, Heat transfer in soils, in Heat and mass transfer in the biosphere, D.A. De Vries and N.H. Afgan (ed.), John Willey and sons, 5-18.

Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J., et Wilson, M.F., 1986, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, Technical Note NCAR/TN383+STR, 72 pages, disponible au National Center for Atmospheric Research, P.O. box 3000, Boulder, CO 80307.

Dolman, A.J., 1992, A note on areally-averaged evaporation and the value of effective surface conductance, *J. Hydrol.*, 138, 583-589.

Dolman, A.J., 1993, A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models, *Agric. Forest Meteorol.*, 65, 21-45.

Dolman, A.J. et Wallace, J.S., 1991, Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 73, 1785-1795.

Dooge, J.C.I., et Wang, Q.J., 1993, Comment on “An investigation of the relation between ponded and constant flux rainfall infiltration” by Pousslovassilis et al., *Water Resour. Res.*, 27(6), 1335-1337.

Duan, Q., Sorooshian, S. et Gupta, V., 1992, Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff model, *Water Resour. Res.*, 28(4), 1015-1031.

Dunne, T., 1983, Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff, *J. Hydrol.,* 65, 1-25.

Eagleson, P.S., 1978a, Climate, soil, and vegetation, 1, Introduction to water balance dynamics, *Water Resour. Res.*, 14(5), 705-712.

Eagleson, P.S., 1978b, Climate, soil, and vegetation, 2, The distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences, *Water Resour. Res.*, 14(5), 713-721.

Eagleson, P.S., 1978c, Climate, soil, and vegetation, 3, A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase, *Water Resour. Res.*, 14(5), 722-730.

Eagleson, P.S., 1978d, Climate, soil, and vegetation, 4, The expected value of annual evapotranspiration, *Water Resour. Res.* 14(5), 731-739.

Eagleson, P.S., 1978e, Climate, soil, and vegetation, 5, A derived distribution of storm surface runoff, *Water Resour. Res.*, 14(5), 741-748.

Eagleson, P.S., 1978f, Climate, soil, and vegetation, 6, Dynamics of the annual water balance, *Water Resour. Res.*, 14(5), 749-764.

Eagleson, P.S., 1978g, Climate,soil, and vegetation, 7, A derived distribution of annual water yield, *Water Resour. Res.*, 14(5), 765-776.

El Kilani, R.M.M., 1997, Heat and mass exchange within the Soil-Plant canopy-Atmosphere system: A theoretical approach and its validation, Thesis Landbouwuniversiteit Wageningen, 390 pages, ISBN 90-5485-644-0.

Entekhabi, D. et Eagleson, S.P., 1989, Land surface hydrology parameterization for atmospheric general circulation models, including subgrid scale spatial variability . *J. Climate*, 2(8), 816-831.

Entekhabi, D., Asrar, G.R., Betts, A.K., Beven, K., Bras, R.L., Duffy, C.J., Dunne, T., Koster, R.D., Lettenmaier, D.P., McLaughlin, D.B., Shuttleworth, W.J., Van Genuchten, M.T., Wei, M.-Y. et Wood, E.F., 1998, An agenda for land-surface hydrologie research and a call for the Second International Hydrological Decade, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, soumis.

Famiglietti, J. S. et Wood, E. F., 1992, Effects of spatial variability and scale on areally averaged evapotranspiration, *Water Resour. Res.* 31, 699-712.

Famiglietti, J.S. et Wood, E.F., 1994a, Evapotranspiration and runoff from large land areas: land-surface hydrology for atmosheric general circulation models, In Land surface-atmosphere interactions for climate models: observations, models, and analyses, E.F. Wood (ed.), Kluwer, La Haye, 179-204.

Famiglietti, J.S. et Wood, E.F., 1994b, Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes, *Water Resour. Res.,* 30(11), 3061-3078.

Federer, C.A., 1979, A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water, *Water Resour. Res*., 15, 555-562.

Franks, S.W., Beven, K.J., Quinn, P.F. et Wright I.R., 1997, On the sensitivity of the soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) schemes: equifinality and the problem of robust calibration, *Agric. Forest Meteorol*., 86, 63-75.

Gao, W., 1995, Parameterization of subgrid-scale land surface fluxes with emphasis on distributing mean atmospheric forcing and using satellite-derived vegetation index, *J. Geophys. Res*., 100(D7), 14305-14317.

Gardner, W.A., 1958, Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table, *Soil. Sci*., 85, 228-232.

Geeves, G.W., Cresswell, H. P., Murphy, B. W., Gessler, P. E., Chartres, C. J., Little, I. P. and Bowman, G. M., 1995, The physical, chemical and morphological properties of soils in the wheat belt of southern New South Wales and Northern Victoria, NSW Department of Conservation and Land Management / CSIRO Aust. Div. of Soils Occasional Report, 178 pp.

Gonzalez-Sosa, E., Braud, I., Thony, J.L., Vauclin M., Calvet, J.C., 1999, Mulch versus non-mulch modelling of heat and water exchanges of a fallow land covered with a plant-residue mulch layer, soumis à *Agric. Forest Meteorol*.

Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S. et Bloeschl, G., 1997, Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and non-local controls, *Water Resour. Res*., 33(12), 2897-2908.

Gupta, H.J., Sorooshian, S. et Yapo, P.O., 1998, Towards improved calibration of hydrologic models: multiple and non commensurable measures of information, *Water Resour. Res*., 34(4), 751-763.

Hansen, J., Russel, G., Rind, D., Stone, P., Lacis, A., Lebedeff, S., Ruedy, R., and Travis, L., 1983, Efficient three-dimensional global models for climate studies: Model I and II., *Monthly Weather Rev*., 111, 609-662.

Haverkamp, R. et Vauclin, M., 1979, A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems, *Water Resour. Res.*, 15, 181-187.

Houser, P.R., C. Harlow, et W.J. Shuttleworth, 1998, Evaluation of multiple flux measurement techniques using water balance information at a semi-arid site, *Special Symposium in Hydrology*, American Meteorological Society Meeting, Phoenix, Arizona, 11-16 January 1998, pp. 84-87.

Idso, S.B., R.J. Reginato, R.D. Jackson, B.A. Kimball and F.S. Nakayama, The three stages of drying of a field soil, *Soil Sci. Am. Soc.*, 38, 831-836, 1974.

Itier, B., 1980, Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible, *J. Rech. Atm.*, 14, 17-34.

Jarvis, R.G., 1976, The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. B*, 273, 593-602.

Kalma, J.D., Aksnis, H., Daniel. P. et Laughlin, G.P., 1987. The regional evaporation project: instrumentation and field measurement, CSIRO Div. Water Resour. Tech. Memo. 87/12, 11 pages.

Kalma, J.D., Bates, B.C. et Woods, R.A., 1995, Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements, *Hydrol. Process.*, 9, 445-468.

Kalma, J.D. et Boulet, G., 1998, Measurement and prediction of soil moisture in a medium-size catchment, *Hydrol. Sci. J.*, 43(4), 597-610.

Kim, C.P. et Stricker, J.N.M., 1996, Consistency of modeling the water budget over long time series: comparison of simple parameterizations and a physically based model, *J. Applied Meteorol.*, 35, 749-760.

Kim, C.P. , Stricker, J.N.M. et Torfs, P.J.J.F., 1996, An analytical framework for the water budget of the unsaturated zone, *Water Resour. Res.*, 32(12), 3475-3484.

Kim, C.P., Stricker J.N.M. et Feddes, R.A., 1997, Impact of soil heterogeneity on the water budget of the unsaturated zone, *Water Resour. Res.* 33(5), 991-999.

Koster, R.D. and Suarez, M.J., 1992, A comparative analysis of two land-surface heterogeneity representations, *J. Climate* 5, 1379-1390.

Kustas, W.P., et Norman, J.M., 1999, Evaluation of soil and vegetation heat flux predictions using a simple two-source model with radiometric temperatures for a partial canopy cover, *Agric. Forest Meteorol.*, sous presse.

Kraus, H., Hacker, J.M. and Hartmann, J., 1990, An observational aircraft-based study of sea-breeze frontogenesis, *Bound. Layer Meteorol*. 53, 223-265.

Kreiss, W., et Rafy, M., 1993, Milieu homogène équivalent pour l'étude des flux de chaleur sol-atmosphère par télédétection, In Hiérarchies et échelles en écologie, *Naturalia* publications, 285-298.

Lettau, H., 1960, Note on the aerodynamic roughness parameter estimation on the basis of roughness element description, *J. Appl. Meteorol*., 8, 828-832.

Lhomme, J.-P., 1992, Energy balance of heterogeneous terrain: averaging the controlling parameters, *Agric. Forest Meteorol*., 61, 11-21.

Lhomme, J.P., 1997, Towards a rational definition of potential evaporation, *Hydrol. and Earth Syst. Sci.,* 1, 257-264.

Lhomme, J.P., Chehbouni, A., et Monteny, B., 1994, Effective parameters of surface energy balance in heterogeneous landscape, *Bound. Layer Meteorol*., 71, 297-309.

Lhomme, J.-P., Elguero, E., Chehbouni, A. et Boulet, G., 1998, Stomatal control of transpiration: Examination of Monteith's formulation of canopy resistance, *Water Resour. Res*. 34(9), 2301-2308.

Lhomme, J.-P. et A. Chehbouni, 1999, Comments, About the basic equations of dual-source vegetation-atmosphere transfer models, accepté pour publication dans *Agric. Forest Meteorol.*

Li, B. et et Avissar, R., 1994, The impact of spatial variability of land-surface characteristics on land-surface heat fluxes, *J. Climate*, 7, 527-537.

Linder, W., Noilhan, J., Berger, M., Bluemel, K., Blyth, E., Boulet, G., Braud, I., Dolman, A., Fiedler, F., Grunwald, J., Harding, R., Van Der Hurk, B., Jaubert, G., Mueller, A. et Ogink, M., 1998, Intercomparison of surface schemes using EFEDA flux data, soumis à *Annales Geophys*.

McNaughton, K.G., 1994, Effective stomatal and boundary-layer resistances of heterogeneous surfaces, *Plant Cell Environ*., 17, 1061-1068.

Manabe, S., Smagorinsky, J. et Strickler R.J., 1965, Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle, *Monthly Weather Rev*., 97, 739-774.

Mahfouf, J.-F., et Jacquemin, B., 1991, Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data, *J. Applied Meteorol.*, 9, 351-362.

Meyers, T.P. et Paw U., K.T., 1987, Modelling the plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles. *Agric. Forest Meteorol*., 41, 143-163.

Miller E. E. et Miller, R. D., 1956, Physical theory for capillary flow phenomena. *J. Applied Phys*. 27(4), 324-332.

Milly, P.C.D., 1982, Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res*., 18: 489-498.

Milly, P.C.D. et Eagleson, P.S., 1987, Effects of spatial variability on annual average water balance, *Water Resour. Res.* 23(11), 2135-2143.

Monin, A.S., et Obukhov, A.M., 1954, Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere, *Tr. Geofiz. Inst. Akad. Nauk. SSSR*, 24:163-187.

Monteith, J.L., 1965, Evaporation and the environment, in: The state and movement of water in living organisms, 19ème symposium, Soc. Exp. Biol., Swansea, Cambridge University Press, 205-234.

Monteith, J.L., 1973, Principles of Environmental Physics, Edward Arnold, London, 241 pp.

Monteith, J.L., 1995, A reinterpretation of stomatal responses to humidity, *Plant Cell Environ.*, 18, 357-364.

Moore A D, Donnelly J R, et Freer M., 1997, GRAZPLAN: Decision Support Systems for Australian Grazing Enterprises. 3. Pasture Growth and Soil Moisture Sub-models, and the GrassGro DSS. *Agric. Syst.* 55, 535-582.

Nalbantis, I., Obled, C., Rodriguez, J.Y., 1995, Unit hydrograph and effective precipitation identification, *J. Hydrol.,* 168, 127-157.

Noilhan J. et Lacarrère, P., 1995, GCM grid-scale evaporation from mesoscale modelling. *J. Climate* 8, 206-223.

Noilhan J. et Planton, S., 1989, A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Monthly Weather Rev*., 117, 536-549.

Norman, J.M., Kustas, W.P., et Humes, K.S., 1995, Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature, *Agric. Forest Meteorol*., 77, 263-293.

Olioso, A., Taconet, O., Ben Mehrez, M., Nivoit, D., Promayon, F., et Rahmoune, L., 1995, Estimation of evapotranspiration using SVAT models and surface IR temperature, in IGARSS'95, Florence, Italie, 10-14 juillet 1995, 1, 516-518.

Orlanski, I., 1975, A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bull. Am. Meteorol. Soc*. 56, 527-530.

Parlange, J.Y., 1975, On solving the flow equation in unsaturated soils by optimisation : Horizontal infiltration, *Soil Sci.*, 122, 236-239.

Parlange, J.Y., M. Vauclin, R. Haverkamp et I. Lisle, 1985, Note : The relation between desorptivity and soil-water diffusivity, *Soil Sci.*, 139, 458-461.

Paw U, K.T., Brunet, Y., Collineau, S., Shaw, R.H., Maitani, T., Qiu, J. et Hipps, L ;, 1992, On coherent structures in turbulence within and above agricultural plant canopies, *Agric. Forest Meteorol.*, 61, 55-68.

Paw U, K.T., Qiu, J., Su, H.B., Watanabe, T. et Brunet, Y., 1995, Surface renewal analysis : a new method to obtain scalar fluxes, *Agric. Forest Meteorol.*, 74, 119-137.

Philip, J.R., 1957, The theory of infiltration, 1-7, *Soil Sci.*, 83-85.

Philip, J.R. et De Vries, D.A., 1957, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Am. Geophys. Union*, 38, 222-232.

Pitman, A.J., 1995, Simulating heterogeneous vegetation in climate models. Identifying when secondary vegetation becomes important, *Hydrol. Process.*, 9, 719-728.

Pitman, A.J. et Henderson-Sellers, A., 1998, Recent progress and results from the project for the intercomparison of landsurface parameterization schemes, *J. Hydrol*, 212-213, 128-135.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. et Flannery, B.P., 1992, Numerical recipes in FORTRAN, The art of scientific computing, second edition, Cambridge University Press, 962 pages.

Raupach, M.R., 1989, A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 609-632.

Raupach, M.R., 1992, Drag and drag partition on rough surfaces, *Bound. Layer Meteorol.* 60, 375-395.

Raupach, M.R., 1995, Vegetation-atmosphere interaction and surface conductance at leaf, canopy and regional scales, *Agric. Forest Meteorol.*, 73, 151-179.

Raupach, M.R., and Finnigan, J.J., 1988, « Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but usefull, whereas multilayer models are correct but useless » : a discussion, *Aust. J. Plant Physiol.* 15, 715-726.

Raupach, M.R. et Finnigan, J.J., 1995, Scale issues in boundary-layer meteorology: surface energy balances in heterogeneous terrain, *Hydrol. Process.* 9, 589-612.

Richards, L.A., 1931, Capillary conduction of liquids through porous media, *Physics*, 1, 318-333.

Salvucci, G.D., 1997, Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature, *Water Resour. Res.,* 33(1) 111-122.

Salvucci, G.D. and D. Entekhabi, 1994, Equivalent steady soil moisture profile and the time compression in water balance modeling, *Water Resour. Res.,*30(10), 2737-2749.

Saulnier, G.M., Obled, C., et Beven, K., 1998, Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL, *J. Hydrol*., 202, 158-172.

Sharma, M. L. et Luxmore, R. J., 1979, Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance, *Water Resour. Res*. 15, 1567-1573.

Shaw et Pereira, 1981, Aerodynamic roughness of vegetated surfaces. The effect of canopy structure and density, 15th Conference on Agriculture and Forest Meteorology and 5th Conference on Biometeorology, 11-13 Avril 1981, Anaheim, CA, *Am. Meteorol. Soc.*

Shuttleworth, W.J. et Wallace, J.S., 1985, Evaporation from sparse crop -an energy combination theory, *Q. J. R. Meteorol. Soc*., 111, 839-855.

Shuttleworth, W.J., 1991, The modellion concept, *Rev. Geophys*. 29(4), 585-660.

Shuttleworth, W.J., 1997, Hydrological models, regional evaporation, and remote sensing: let's start simple and maintain perspective, in Land surface processes in hydrology, trials and tribulations of modeling and measuring, S. Sorooshian, H.V. Gupta et J.C. Rodda ed., NATO ASI Global Environmental Change Series, 46, 311-345.

Shuttleworth, W.J., 1998, Aggregation algorithms, soumis au *Q. J. R. Meteorol. Soc.*

Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L. et Arain, M.A., 1997, Aggregation rules for surface parameters in global models, *J. Hydrol. Earth Syst. Sci*., 2, 217-226.

Sivapalan, M., Beven, K. et Wood, E.F., 1987, On hydrologic similarity 2. A scaled model of storm runoff production, *Water Resour. Res*., 32(12), 2266-2278.

Sivapalan, M., et Milly, P.C.D., 1989, On the relation between the time condensation approximation and the flux-concentration relation, *J. Hydrol*., 357-367.

Sivapalan, M. et Woods, R.A., 1995, Evaluation of the effects of GCM subgrid variability and patchiness of rainfall and soil moisture on land surface water balance fluxes, *Hydrol. Process*., 9, 697-718.

Soer, G.J.R., 1980, Estimation of regional evapotranspiration and soil moisture conditions using remotely sensed crop surface temperature, *Remote Sensing of the Environ*., 9, 27-45.

Taconet, O., Bernard, R, et Vidal-Madjar, D., 1986, Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data, *J. Clim. Appl. Meteorol*., 25, 284-307.

Taconet, O., Olioso, A., Ben Mehrez, M. et Brisson, N., 1995, Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface infrared temperature, *Agric. Forest Meteorol.*, 73, 321-337.

Thom, A.S., 1972, Momentum, mass and heat exchange of vegetation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 98, 124-134.

Tillotson, P.M. et Nielsen, D.R., 1984, Scale factors in soil science, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48, 953-99.

UNEP/GRID Sioux Falls, 1992, Status of desertification and implementation of the United Nations Plan of Action to Combat Desertification, United Nations Conference on Environment and Development, Rapport du directeur executif, Nairobi, http://grid2.cr.usgs.gov/des/uncedtoc.html.

Van Genuchten, M.T., 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.

Vauclin, M., 1994, Modélisation des transferts de solutés dans la zone non saturée du sol, *Rev. Sci. de l'Eau*, 7, 81-102.

Vauclin, M., Haverkamp, R., et Vachaud, G., 1979, Résolution numérique d'une équation de diffusion non- linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés, Presses Universitaires de Grenoble, Grenoble, 183 pages.

Vauclin, M., Imbernon, J., Vachaud, G. et Dancette, C., 1983, Description expérimentale et modélisation stochastique des transferts par mise en échelle des propriétés hydrodynamiques des sols, IAEA Symposium, Proceedings SM267, 103-124.

Verhoef, A., 1995, Surface energy balance of shrub vegetation in the Sahel, Thesis Landbouwuniversiteit Wageningen, 247 pages, ISBN 90-5485-458-8.

Vogel, C.A., Baldocchi, D.D., Luhar, A.K. et Rao, K.S., 1995, A comparison of a hierarchy of models for determining energy balance components over vegetation canopies , *J. Applied Meteorol.*, 34, 2182-2196.

Warrick, A.W., Mullen, G.J. et Nielsen, D.R., 1977, Scaling field measured soil hydraulic properties using a similar media concept, *Water Resour. Res.*, 15, 1116-1120.

Wetzel, P.J. et Chang, J.T., 1987, Concerning the relationship between evapotranspiration and soil moisture, *J. Climate Appl. Meteorol.*, 26, 18-27.

Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K. et Band, L., 1988, Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modelling, *J. Hydrol.* 102, 29-47.

Wood, E.F., Lettenmaier, D.P. et Zartarian , V.G., 1992, A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models, *J. Geophys. Res.*, 97, 2717-2728.

Zhao, R. J., Zhang, Y. L., Fang, L. R., Xiu, X. R. and Zhang, Q. S., 1980, The Xinanjiang model. In "Hydrological Forecasting", Proceed. Oxford Symposium, IAHS Publ. 129, 351-356.

ANNEXE 1

Détails des calculs de la transpiration potentielle et des capacités d'infiltration/ exfiltration

(2.2.52 page 102 et 2.2.17 page 90)

A- Linéarisation de l'expression de la transpiration potentielle (2.2.52 page 102):

l'équation du bilan d'énergie en conditions potentielles en présence de végétation s'écrit :

$$\left[(1-\alpha)Rg+\varepsilon_a\sigma T_a^4-\varepsilon_s\sigma T_s^4\right](1-\xi)=\rho c_p g_a\left(T_{0vp}-T_a\right)+\frac{\rho c_p}{\gamma}\left(\frac{e_{sat}\left(T_{0vp}\right)-e_a}{r_a+r_{st\,\min}}\right)$$

Si l'on développe les termes en température au premier ordre autours de T_a et que l'on applique $\chi=\frac{T_0-T_a}{T_s-T_a}$ (dans ce cas T_s est la température de surface en conditions potentielles):

$$(1-\xi)\varepsilon_s\sigma T_s^4\cong(1-\xi)\varepsilon_s\sigma T_a^4+4\varepsilon_s\sigma T_a^3(1-\xi)(T_s-T_a)$$
$$=(1-\xi)\varepsilon_s\sigma T_a^4+g_{rad}\left(T_{0vp}-T_a\right)$$

$$\rho c_p g_a\left(T_{0vp}-T_a\right)\cong\rho c_p g_a\left(T_a-T_a\right)+\left.\frac{\partial\left[\rho c_p g_a(T-T_a)\right]}{\partial T}\right|_{T_a}\left(T_{0vp}-T_a\right)$$
$$=0+\rho c_p\left.\frac{\partial\left[g_a\right]}{\partial T}\right|_{T_a}(T_a-T_a)\left(T_{0vp}-T_a\right)+\rho c_p g_{a0}\left(T_{0vp}-T_a\right)=\rho c_p g_{a0}\left(T_{0vp}-T_a\right)$$

$$\frac{\rho c_p}{\gamma}\left(\frac{e_{sat}\left(T_{0vp}\right)-e_a}{r_a+r_{st\,\min}}\right)\cong\frac{\rho c_p}{\gamma}\left(\frac{e_{sat}\left(T_{0vp}\right)-e_a}{r_{a0}+r_{st\,\min}}\right)+\frac{\rho c_p}{\gamma}\left.\frac{\partial\left[\frac{e_{sat}(T)-e_a}{r_a+r_{st\,\min}}\right]}{\partial T}\right|_{T_a}\left(T_{0vp}-T_a\right)$$
$$=\frac{\rho c_p g_{surf}D_a}{\gamma}+\frac{\rho c_p}{\gamma}\left(T_{0vp}-T_a\right)\left[\frac{\Delta\left(r_{a0}+r_{st\,\min}\right)+\eta Rir_{a0}}{\left(r_{a0}+r_{st\,\min}\right)^2}\right]$$

soit :

$$R^*=(1-\xi)\left[(1-\alpha)Rg+\sigma\left(\varepsilon_a-\varepsilon_s\right)T_a^4\right]$$
$$=\frac{\rho c_p g_{surf}D_a}{\gamma}+\left(T_{0vp}-T_a\right)\left[g_{rad}+\rho c_p g_{a0}+\frac{\rho c_p}{\gamma}\left(\Delta g_{surf}+g_{surf}^2D_a\eta Rir_{a0}\right)\right]$$

or le bilan d'énergie s'écrit : $R^* = \left(g_{rad} + \rho c_p g_{a0}\right)\left(T_{0vp} - T_a\right) + Le_{vp}$

ou :

$$Le_{vp} = R^* - \frac{\left(g_{rad} + \rho c_p g_{a0}\right)\left(R^* - \rho c_p g_{surf} D_a / \gamma\right)}{\rho c_p g_{surf}\left(1 + r_{st\min} g_{a0} + \Delta/\gamma + D_a \eta R i r_{a0} g_{surf} / \gamma\right) + g_{rad}}$$

<u>B- capacités d'infiltration i et d'exfiltration e (2.2.17 page 90):</u>

$$e = \frac{ac}{E + K_0 t}$$

$$\frac{de}{dt} = -\frac{K_0 + e}{ac} e^2$$

$$\int \frac{de}{\left(K_0 + e\right)e^2} = -\int \frac{dt}{ac}$$

$$\int \left(\frac{K_0}{e^2} - \frac{1}{e} + \frac{1}{K_0 + e} \right) de = -\int \frac{K_0^2 dt}{ac}$$

$$\frac{K_0}{e} = \frac{K_0^2 t}{ac} + \ln\left(1 + \frac{K_0}{e}\right)$$

$$i = K_{sat} + \frac{bd}{I}$$

$$\frac{di}{dt} = -\frac{bd}{I^2} i = -\frac{i\left(i - K_{sat}\right)^2}{bd}$$

$$\int \frac{di}{i\left(i - K_{sat}\right)^2} = -\int \frac{bd}{dt}$$

$$\int \left(\frac{1}{i - K_{sat}} - \frac{K_{sat}}{\left(i - K_{sat}\right)^2} - \frac{1}{i} \right) di = \int \frac{dt}{bd}$$

$$\frac{K_{sat}}{i - K_{sat}} = \frac{K_{sat}^2 t}{bd} + \ln\left(1 + \frac{K_{sat}}{i - K_{sat}}\right)$$

ELSEVIER

Journal of Hydrology 193 (1997) 114–141

Journal of Hydrology

Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil–atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment

G. Boulet, I. Braud*, M. Vauclin

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE CNRS UMR 5564, INPG, UJF) BP 53 38041, Grenoble Cédex 9, France

Received 2 January 1996; revised 17 April 1996; accepted 14 May 1996

Abstract

As part of the framework of the EFEDA (Echieval field experiment in a desertification threatened area) experiment, an 11-day data set including atmospheric forcing, turbulent fluxes and soil water monitoring was gathered on a bare soil site, characterized by a large diurnal cycle of temperature, and with very dry conditions near the surface. A version of the SiSPAT (Simple Soil Plant Atmospheric Transfer) model, restricted to bare soil, was applied to this data set. The first objective was to validate model results against observations. This was restricted somewhat by the narrow range of soil moisture variations during the 11 days of the simulation. In addition some discrepancies were observed between total evaporation as calculated from neutron probe measurements and micrometeorological ones. However, because the SiSPAT results were more in agreement with evaporation calculated from soil water balance, it was assumed that the model could be used as a tool to investigate the mechanisms of the water movement and evaporation within the soil under such dry conditions. In the first 25 cm of soil, vapour flux is the most important transfer term, and the evaporation front (change of phase from liquid to vapour) can be localized at this depth. The contribution of temperature gradients to mass flux is also found to be important, and tends to lower the total evaporation at the surface by creating a downward vapour flux component which partly cancels the upward one induced by large matric potential gradients at the soil surface. © 1997 Elsevier Science B.V.

1. Notation

c	Exponent of the Brooks and Corey (1964) formula	(–)
c_l	Specific heat of water	(J kg^{-1} K^{-1})
c_p	Specific heat of air at constant pressure	(J kg^{-1} K^{-1})
C_d	Volumetric heat capacity for dry soil	(J m^{-3} K^{-1})

* Corresponding author.

0022-1694/97/$17.00 © 1997– Elsevier Science B.V. All rights reserved
PII S0022-1694(96)03148-4

C_{ch}	Isothermal volumetric heat capacity	(J m^{-3} K^{-1})
C_{cT}	Volumetric heat capacity at constant matric potential	(J m^{-3} K^{-1})
C_{mh}	Isothermal capillary capacity	(m^{-1})
C_{mT}	Capillary capacity at constant matric potential	(K^{-1})
D_{ch}	Isothermal heat diffusivity	(W m^{-2})
D_{cT}	Heat diffusivity at constant matric potential	(W m^{-1} K^{-1})
D_{mh}	Isothermal water (liquid + vapour) transfer coefficient	(ms^{-1})
D_{mT}	Water (liquid + vapour) transfer coefficient at constant matric potential	(m^2 s^{-1} K^{-1})
D_v	Vapour diffusivity	(m^2 s^{-1})
D_{va}	Molecular diffusivity of vapour into the air	(m^2 s^{-1})
D_{vh}	Isothermal vapour diffusivity	(kg m^{-2} s^{-1})
D_{vT}	Vapour diffusivity at constant matric potential	(kg m^{-1} s^{-1} K^{-1})
$e_{sat}(T)$	Saturated vapour pressure at temperature T	(Pa)
E	Bare soil evaporation	(kg m^{-2} s^{-1})
$F(\theta_a)$	Empirical multiplicative function for D_{va}	(–)
g	Gravity acceleration	(m s^{-2})
G	Surface soil heat flux	(W m^{-2})
h	Matric potential	(m)
h_g	Scale factor for the Van Genuchten (1980) formula of the retention curve	(m)
hu	Relative humidity	(–)
H	Sensible heat flux	(W m^{-2})
k	Von Karman constant (0.4)	
K	Liquid hydraulic conductivity	(ms^{-1})
K_{sat}	Saturated liquid hydraulic conductivity	(ms^{-1})
L	Monin–Obukhov length (Monin and Obukhov, 1954)	(m)
L_vE	Latent heat flux	(W m^{-2})
L_v	Latent heat of vaporization	(J kg^{-1})
L_o	Latent heat of vaporization at temperature T_o	(J kg^{-1})
m	Exponent in the Van Genuchten (1980) formula for the retention curve	(–)
M	Mass of water in the soil	(kg)
n	Soil porosity	(–)
P	Intensity of precipitation	(m s^{-1})
patm	Atmospheric vapour pressure	(Pa)
p_v	Partial pressure of water vapour	(Pa)
q	Exponent in the Van Genuchten (1980) formula for the retention curve	(–)
q_a	Specific humidity of air	(kg kg^{-1})
Q	Heat amount	(J)
q_h	Soil heat flux	(W m^{-2})
q_m	Mass flux in the soil	(kg m^{-2} s^{-1})
q_{surf}	Surface specific humidity	(kg kg^{-1})
R	Perfect gas constant per unit molar mass	(461.5 J kg^{-1} K^{-1})
R_a	Incident atmospheric radiation	(W m^{-2})
R_{aE}, R_{aH}, R_{aM} and R_{aV}	Aerodynamic resistances between the soil surface and the reference level z_a for mass, heat, momentum and vapour respectively	(s m^{-1})
R_g	Incident solar radiation	(W m^{-2})
R_n	Net radiation	(W m^{-2})
t	Time	(s)
T	Temperature	(K)
T_a	Air temperature at the reference level	(K)
T_{surf}	Surface temperature	(K)
T_o	Reference temperature	(K)
u^*	Friction velocity	(m s^{-1})

vch	Coefficient for the description of thermal effects in the Van Genuchten (1980) formula	(K^{-1})
W	Heat of wetting	($J\ kg^{-1}$)
W_s	Heat storage in the ''mulch''	($J\ kg^{-1}$)
z	Depth	(m)
z_a	Height of the atmosphere reference level	(m)
z_e	Depth of the evaporation front	(m)
z_{oh}, z_{om}, z_{ov}	Roughness length for heat, momentum and vapour transfer, respectively	(m)
α	Soil albedo	(–)
γ	Tortuosity factor	(–)
ε	Soil emissivity	(–)
λ	Thermal conductivity of soil	($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)
θ	Volumetric water content	($cm^3\ cm^{-3}$)
θ_a	Dry air content of the poral volume ($\theta_a = n - \theta$)	($cm^3\ cm^{-3}$)
θ_k	Minimal water content for continuity of the liquid phase	($cm^3\ cm^{-3}$)
θ_r	Residual water content	($cm^3\ cm^{-3}$)
θ_{sat}	Saturated water content	($cm^3\ cm^{-3}$)
ρ_l	Water density	($kg\ m^{-3}$)
ρ_v	Vapour density	($kg\ m^{-3}$)
σ	Stefan Boltzman constant	($5.67 \times 10^{-8}\ W\ m^{-2}K^{-4}$)
ν	Kinematic viscosity of water	($m^2\ s^{-1}$)
τ	Momentum flux	($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)
Ψ_H	Integrated stability function for heat	(–)
ζ	Ratio of the average temperature gradient in the air to the macroscopic temperature gradient	(–)

2. Introduction

The important issue of assessing the impact of possible climate changes on natural processes, and the necessity to understand and model increasingly complex phenomena and their interactions has encouraged in the study of land-surface processes at various scales (see Kalma and Calder (1994) for a review). The EFEDA (Echieval Field Experiment in a Desertification threatened Area) experiment (Bolle et al., 1993) focused on desertification problems which could be induced by climate change in a semi-arid area. The experiment took place in the Castilla-La Mancha region of central Spain (see location on Fig. 1). At the local scale, three pilot sites (Fig. 1) were instrumented with weather and micrometeorological stations, and soil water budget monitoring. The sites were located in an irrigated zone in Barrax, a vineyard-dominated zone in Tomelloso, and an area of natural vegetation in Belmonte. The study site is an area of bare soil in Barrax (Fig. 1), surrounded by irrigated fields. An 11-day data set (from 19 June 1991 to 30 June 1991), gathered during the intensive observation period of May–June 1991, was used in the analysis. It includes climate forcing sampled at a 30 min time step, on which a simplified land-surface parameterization (ISBA, Noilhan and Planton, 1989) including vapour transfer has already been calibrated and partly validated (Braud et al. (1993)). This data set was also used in the intercomparison of surface schemes conducted in the framework of the EFEDA II project. Both the soil–vegetation–atmosphere transfer model used in this study (SiSPAT: Simple Soil–Plant–Atmosphere Transfer model, (Braud et al., 1995), and ISBA participated in the exercise, the conclusions of which are detailed in Linder et al. (1996).

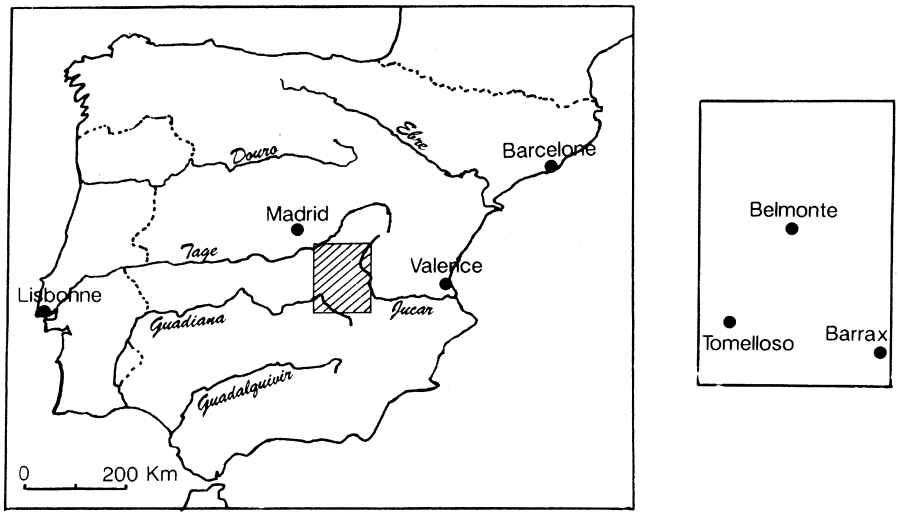


Fig. 1. The study area in Spain with the three sites instrumented during the intensive observation period (from Braud et al., 1993).

The climate in the study area shows characteristics of a moderately warm but particularly dry Mediterranean climate: large diurnal temperature ranges with high midday temperatures; very low soil moisture content linked with low rainfall volumes; large amounts of incoming downward radiation; and low air humidity. Moreover, the thin upper layers of the soil are characterized by very low values of matric potential and large gradients of both the soil matric potential and temperature. This imposes a need for a very accurate description of this layer in any modelling effort, and implies that an important part of the net radiation is converted into soil heat flux.

Several strategies have been used for modelling mass and heat transfers in the soil–atmosphere continuum subject to aridity, and are reported in Section 3. Most of them link an evaporation front within the soil with the surface, through an empirical soil resistance. In SiSPAT however, as described in Section 4, the water vapour component is calculated for each node of the soil profile, following the approach proposed by Milly (1984). The comparison between the model outputs and the EFEDA data set, presented in Section 5, shows major differences concerning the latent heat flux, but very good agreement with the soil water balance, contrary to Braud et al. (1993), who obtained a reasonably good agreement with atmospheric data but poor agreement with the water balance. Soil water balance shows very little loss of water, through evaporation as well as drainage at the bottom of the soil profile. Atmospheric estimate of evaporation is subject to a large uncertainty, mainly owing to uncertainty on soil heat flux computation (discussion appears in 5.1). The model formalism has already been efficiently validated on other data-sets (Chanzy and Bruckler, 1993; Braud et al., 1995, 1997; Boulet et al., 1995a, b). It is consistent with the measured soil water balance. It gives a physically based representation of the processes involved, especially for the heat and mass transfers in the soil compartment. Consequently, it was assumed that evaporation mechanisms in the soil were

correctly described. The model could thus be used to understand the interaction of the physical phenomena involved in the evaporation mechanism, and eventually explain the small vapour flux simulated at the ground surface. The strategy employed, presented in Section 6, is to calculate the various terms of the transport equations in order to define the dominant ones as done by Milly (1984) and Scanlon and Milly (1994). The conclusions (Section 7) emphasize the influence of the temperature gradients in sustaining the slight dynamics of water during the simulation period.

3. Modelling background

Given the extreme conditions encountered in arid environments, physical processes considered as negligible in more temperate climates can become important. For instance, because of the very low water content near the surface, vapour phase transfer may be assumed to be dominant, and must be taken into consideration (Jackson et al., 1974 for instance). Furthermore, evaporation is likely to occur below the surface (Menenti, 1984; Wang and Mitsuta, 1992), in the fashion of an ''evaporation front''. Menenti (1984) argued that if energy and mass balance (and of course the evaporation rate) are solved at the surface level, then matric potential gradients become too large to be physically realistic. Therefore he splits up the energy balance between the surface and the evaporation front position z_e, where the latent heat flux is calculated. Transfers between the two levels are achieved through a soil resistance. Several authors (Shuttleworth and Wallace, 1985; Choudhury and Monteith, 1988; Bastiaanssen et al., 1989; Kondo et al., 1992; Van de Griend and Owe, 1994) use this electrical analogy to describe fluxes. The drawback of this approach is that the depth of the evaporation must be determined at each time step and the parameterization of the surface resistance, as a function of soil moisture for instance, is difficult to assess (Chanzy, 1991).

Under arid conditions, large matric potential values are expected near the surface. They are associated with large temperature gradients of opposite sign (see for example, Scanlon, 1994), and these are likely to play an important role in mass transfer. In EVADES, the model proposed by Bastiaanssen et al. (1989), fluxes are calculated under isothermal conditions, and, moreover, the amount of liquid water between the evaporation front and the surface level (zone called ''mulch'') is set to zero, which means that the water vapour mass dominates, and that the liquid mass is not involved in the heat and mass exchange. In view of the very small density of vapour as compared to liquid, this cannot be accurate even when water vapour content is large. Therefore, it seems reasonable to consider the coupling between heat and mass transfer and both liquid and vapour phase, if accurate modelling of evaporation under arid conditions is to be achieved.

Thermal effects can be included, without adding many new parameters, when the coupled heat and mass transfer equations are derived from the Philip and De Vries (1957) approach as modified by Milly (1982). The dependence of hydrodynamic coefficients upon temperature can also be taken into account. This kind of modelling was also used by Milly (1984), Passerat de Silans et al. (1989), Witono and Bruckler (1989), Chanzy and Bruckler (1993) to evaluate bare soil evaporation under various conditions. Milly (1984) investigated the influence of thermal effects on evaporation (4-day

Table 1

Dependence on matric potential (or soil moisture) and temperature of some variables and coefficients used in the SiSPAT model

Saturated vapor pressure $e_{sat}(T)$:

$e_{sat}(T) = 618.78\exp\left(\frac{17.27(T-273.15)}{T-35.86}\right)$ (T in °K)

Relative humidity hu (Kelvin law):

$hu = \exp(gh/RT)$

Vapour density ρ_v:

$\rho_v = hu\ e_{sat}(T)/RT$

Differentiation of ρ_v along h and T:

$\nabla\rho_v = \frac{g\rho_v}{RT}\nabla h + \left(h\frac{d(hu/RT)}{dT} - \frac{g\rho_v h}{RT^2}\right)\nabla T$

Hydraulic conductivity (Brooks and Corey, 1964):

$K = K_{sat}\left(\frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)^c (\nu(T_o)/\nu(T))$

Suction curve (Van Genuchten, 1980):

$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} = \left[1+\left(\frac{h\exp(-\mathrm{vch}(T-T_o))}{h_g}\right)^q\right]^{-m}$ with $m = 1 - 2/q$ (Burdine, 1953)

Diffusion coefficient of water vapour in static air (De Vries, 1975):

$D_{va} = 2.17\mathrm{e}^{-7}(T/273{,}15)^{1{,}88}$

Vapor diffusivity (Philip and De Vries, 1957):

$D_v = D_{va}F(\theta_a)\frac{p_{atm}}{p_{atm}-p_v}$

where

$$\begin{cases} F(\Theta_a) = \theta_a(1+\theta/\theta_k) & \theta \le \theta_k \\ F(\theta_a) = n & \theta > \theta_k \end{cases}$$

simulation) under dry and wet conditions and for a sand and a silt loam. He found that the dry climate was the most sensitive to these thermal effects. On a longer period of time (annual cycle), Scanlon and Milly (1994) also reported a large influence of thermal effects on the water balance of a desert. Furthermore, they found that the type of modelling as proposed by Milly (1982, 1984), yields results consistent with a year of field data of soil temperature and matric potential, (Scanlon, 1994).

In relation to the coupling between the soil module and the atmosphere, the validity of using the Kelvin law (Table 1), which relates the relative humidity at the surface to the soil surface matric potential and temperature, has been questioned by Kondo et al. (1990). As pointed out by Mahfouf and Noilhan (1991), this issue is only important for simplified parameterizations, where the surface humidity is expressed as a function of the surface water content (average over several centimetres). However, in many detailed models, where high vertical resolution can be achieved near the surface, the Kelvin law appears to be the most appropriate way to relate the surface relative humidity to the soil variables, i.e. the matric potential and the temperature, as successfully used by Sasamori (1970),

Camillo et al. (1983), Passerat de Silans et al. (1989) or Witono and Bruckler (1989). Under dry conditions, the relevant issue is the validity of the dependence of the suction curve on temperature as proposed by Milly (1984) (see also Table 1). This derivation is based on the Laplace law and only valid for the capillary domain. This issue was also discussed by Scanlon and Milly (1994), who showed that their model was very sensitive to the value of the parameter quantifying this dependence (see also the sensitivity studies reported in 5.3).

4. Modelling methodology

The model, in its complete version, describes unidimensional heat and mass transfer in the soil–plant–atmosphere continuum, and is fully described in Braud et al. (1995). In this study, a bare-soil version of the SiSPAT model has been developed. In the soil, the simplified coupled heat and mass transfer equations used in the original model have been improved to take into account all the transfer terms, as proposed by Milly (1982). The objective was to use the most complete formalism for these processes, in order to be able to determine the dominant mechanisms without any preliminary assumptions about the negligible terms. The model can be divided into three modules:

i) The atmospheric module: the one-layer atmospheric compartment lies between the surface and a reference level (generally 2 m) where atmospheric forcing (air temperature and humidity, wind speed, incoming solar and long wave radiation and rainfall) is imposed. Turbulent transfer in the atmosphere is expressed in terms of aerodynamic resistances using the similarity theory of Monin and Obukhov (1954). The thermal stratification of the atmosphere is taken into account using the Paulson (1970) stability functions. It is assumed that rough lengths for heat and vapour are equal, as well as the corresponding stability functions.

ii) The soil compartment: the soil is described in terms of two state variables: the temperature T and the matric potential h of water, which are continuous at the interface of soil horizons with different hydrodynamic properties, unlike the volumetric water content (Vauclin et al., 1979). Following Milly (1984), the coupled heat and mass transfer equations including the vapour phase can be written as:

$$\begin{cases} C_{\mathrm{mh}}\dfrac{\partial h}{\partial t}+C_{\mathrm{mT}}\dfrac{\partial T}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{\mathrm{mh}}\dfrac{\partial h}{\partial z}+D_{\mathrm{mT}}\dfrac{\partial T}{\partial z}-K\right) \\ C_{\mathrm{ch}}\dfrac{\partial h}{\partial t}+C_{\mathrm{cT}}\dfrac{\partial T}{\partial t}=\dfrac{\partial}{\partial z}\left(D_{\mathrm{ch}}\dfrac{\partial h}{\partial z}+D_{\mathrm{cT}}\dfrac{\partial T}{\partial z}-c_l(T-T_{\mathrm{o}})q_{\mathrm{m}}\right) \end{cases} \tag{1a,b}$$

The left hand side terms $C_{\mathrm{mh}}(\partial h/\partial t)+C_{\mathrm{mT}}(\partial T/\partial t)$ and $C_{\mathrm{ch}}(\partial h/\partial t)+C_{\mathrm{cT}}(\partial T/\partial t)$ represent the change in water and heat storage with time respectively. The fluxes are $q_{\mathrm{m}}=-D_{\mathrm{mh}}(\partial h/\partial z)-D_{\mathrm{mT}}(\partial T/\partial z)+K$ for the mass and $q_{\mathrm{h}}=-D_{\mathrm{ch}}(\partial h/\partial z)-D_{\mathrm{cT}}(\partial T/\partial z)+c_l(T-T_{\mathrm{o}})q_{\mathrm{m}}$ for heat. The detailed expressions of all coefficients appearing in Eqs. (1a) and (1b) are reported in Table 2, and their dependence on both water content (or matric potential) and temperature is given in Table 1.

This complete description improves the model without introducing new parameters (the

Table 2
Mathematical expressions of conservation equations and coefficients describing coupled heat and mass transfer equations used in the soil module

	Mass	Heat
Transient flow equations	$C_{\mathrm{mh}}\frac{\partial h}{\partial t}+C_{\mathrm{mT}}\frac{\partial T}{\partial t}=\nabla(D_{\mathrm{mh}}\nabla h+D_{\mathrm{mT}}\nabla T-K)$	$C_{\mathrm{ch}}\frac{\partial h}{\partial t}+C_{\mathrm{cT}}\frac{\partial T}{\partial t}=\nabla(D_{\mathrm{ch}}\nabla h+D_{\mathrm{cT}}\nabla T-c_l(T-T_{\mathrm{o}})q_{\mathrm{m}})$
Total amount of water and heat	Vapour $\rho_{\mathrm{v}}\theta_{\mathrm{a}}$ Liquid $\rho_{\mathrm{l}}\theta$ Total $m=\rho_{\mathrm{l}}\theta+\rho_{\mathrm{v}}\theta_{\mathrm{a}}$	Vapour $c_p\rho_{\mathrm{l}}\theta_{\mathrm{a}}(T-T_{\mathrm{o}})+L_{\mathrm{o}}\rho_{\mathrm{l}}\theta_{\mathrm{a}}$ Liquid $c_l\rho_{\mathrm{l}}\theta(T-T_{\mathrm{o}})$ Solid $C_{\mathrm{d}}(T-T_{\mathrm{o}})$ Total $Q=L_{\mathrm{o}}\rho_{\mathrm{l}}\theta_{\mathrm{a}}+(T-T_{\mathrm{o}})(C_{\mathrm{d}}+c_l\rho_{\mathrm{l}}\theta+c_p\rho_l\theta_{\mathrm{a}})$
Expression of fluxes	Vapour $-D_{\mathrm{va}}\nabla\rho_{\mathrm{v}}$ Liquid $-\rho_{\mathrm{l}}K(\nabla h-1)$ Total $q_{\mathrm{m}}=-\rho_{\mathrm{l}}(D_{\mathrm{mh}}\nabla h+D_{\mathrm{mT}}\nabla T-K)$	Conduction $\lambda\nabla T$ Vapour $L_{\mathrm{v}}D_{\mathrm{va}}\nabla\rho_{\mathrm{v}}$ Convection $c_l(T-T_{\mathrm{o}})q_{\mathrm{m}}$ Total $q_{\mathrm{h}}=-D_{\mathrm{cT}}\nabla T-D_{\mathrm{ch}}\nabla h+c_l(T-T_{\mathrm{o}})q_{\mathrm{m}}$
Generalized storage coefficients	$C_{mh}=\left(1-\frac{\rho_{\mathrm{v}}}{\rho_{\mathrm{l}}}\right)\frac{\partial\theta}{\partial h}\Big\vert_T+\frac{\theta_{\mathrm{a}}}{\rho_{\mathrm{l}}}\frac{\partial\rho_{\mathrm{v}}}{\partial h}\Big\vert_T$ $C_{\mathrm{mT}}=\left(1-\frac{\rho_{\mathrm{v}}}{\rho_{\mathrm{l}}}\right)\frac{\partial\theta}{\partial T}\Big\vert_h+\frac{\theta_{\mathrm{a}}}{\rho_{\mathrm{l}}}\frac{\partial\rho_{\mathrm{v}}}{\partial T}\Big\vert_h$	$C_{\mathrm{ch}}=H_1\frac{\partial\rho_{\mathrm{v}}}{\partial h}\vert_T+H_2\frac{\partial\theta}{\partial h}\vert_T$ $C_{\mathrm{cT}}=C+H_1\frac{\partial\rho_{\mathrm{v}}}{\partial T}\vert_h+H_2\frac{\partial\theta}{\partial T}\vert_h$ where: $C=C_{\mathrm{d}}+c_l\rho_{\mathrm{l}}\theta+c_p\rho_{\mathrm{v}}\theta_{\mathrm{a}}$ $H_1=(L_{\mathrm{o}}+c_p(T-T_{\mathrm{o}}))\theta_{\mathrm{a}}$ $H_2=(c_l\rho_{\mathrm{l}}-c_p\rho_{\mathrm{v}})(T-T_{\mathrm{o}})-\rho_{\mathrm{l}}W-\rho_{\mathrm{v}}\,\mathrm{L}_{\mathrm{o}}$
Transport coefficients	$D_{\mathrm{mh}}=K+D_{\mathrm{vh}}/\rho_{\mathrm{l}}$ $D_{\mathrm{mT}}=D_{\mathrm{vT}}/\rho_{\mathrm{l}}$	$D_{\mathrm{ch}}=L_{\mathrm{v}}D_{\mathrm{vh}}$ with $D_{\mathrm{vh}}=\gamma D_{\mathrm{v}}\ \partial\rho_{\mathrm{v}}/\partial h$ $D_{\mathrm{cT}}=\lambda+L_{\mathrm{v}}D_{\mathrm{vT}}$ with $D_{\mathrm{vT}}=\zeta D_{\mathrm{v}}\partial\rho_{\mathrm{v}}/\partial T$

$\nabla=\partial/\partial z$ and other notations are defined in the list in Section 1.

Table 3
Equations used at the soil–atmosphere interface

	Extensive formulation	resistance formulation
Energy balance	$R_n = H + G + L_v E$	
Net radiation R_n	$R_n = (1-\alpha)R_g + \varepsilon(R_a - \sigma T_{surf}^4)$	
Latent heat flux $L_v E$	$L_v E = L_v \rho_a (q_{surf} - q_a)/R_{aE}$	$R_{aE} = (\frac{1}{ku^*})\left(Ln\left(\frac{z_a}{z_{oH}}\right) - \psi_H\left(\frac{z_a}{L}\right)\right)$
Sensible heat flux H	$H = \rho_a c_p (T_{surf} - T_a)/R_{aH}$	$R_{aH} = R_{aE}$
Heat flux G	$G = [-D_{cT}\nabla T - D_{ch}\nabla h + c_l(T - T_0)q_m]_{z=0}$	
Continuity of mass fluxes at the surface	$E = \rho_l P - q_m$	

previous version of the model neglected the mass storage with a variation of temperature and the heat storage motivated by a change in matric potential). It has the great advantage, of not imposing any assumptions on the main processes or on the position of the evaporation front within the soil profile.

To run the model, initial profiles of h and T, and boundary conditions are needed. For the case study, temperature and matric potential were imposed at the bottom of the soil profile. The upper boundary condition of the soil module for both heat and mass is given by the resolution of the soil–atmosphere interface module. The latter provides the value of the matric potential and temperature at the soil surface, which is also the first node of the soil module (Dirichlet condition; see also below).

iii) the soil–atmosphere interface module: there is a direct coupling between the soil and the atmospheric compartments. In its complete version, the soil–plant–atmosphere interface of the SiSPAT model follows the Deardorff (1978) formalism and aerodynamic resistances are expressed according to Taconet et al. (1986). When restricted to a bare soil–atmosphere interface, the system is simplified into two equations: the surface energy budget (continuity of the heat flux at the surface); and the continuity of the water mass flux at the surface, with two unknowns: temperature and matric potential at the soil surface. Table 3 summarises the expressions used for the various fluxes and the equations mentioned above. The solution of the two non-linear equations appearing in this module is obtained by an iterative procedure using the Newton–Raphson method. Another iterative procedure is also used between the soil module and the soil–atmosphere interface module until convergence on the matric potential and temperature at the second node in the soil is reached. Further details on both procedures are provided in Braud et al. (1995).

5. Experimental site, data available, parameters used and results of the simulation

5.1. The data set and the determination of the main parameters

The experimental field (138×200 m^2) was situated in the area of Barrax (37.067 N; 20.50 W). It was surrounded by fallow dry land in the north, east and south, and by irrigated maize in the west. The top soil had been ploughed by the farmers before the beginning of the experiment. A SAMER micrometeorological station (Station Automatique de Mesure de l'Evapotranspiration Réelle), described by Goutorbe (1991) monitored

climatic data: air temperature and humidity at a height of 2 m, wind speed at 10 m, downward and upward short-wave and total radiation, from which the long-wave radiation can be calculated, and rainfall (however there was no rainfall during the simulation period). Fig. 2(a) presents a typical example of the diurnal cycle of this atmospheric forcing. Note the high value of the incoming solar radiation and the low value of air humidity around midday. The SAMER station was also equipped with a net radiometer and sensors allowing the computation of sensible heat flux using the aerodynamic method with two levels (Itier, 1982). The surface soil heat flux was measured using a Thornthwaite fluxmeter implemented at 5 cm depth and corrected to take into account the heat stored within the first 5 cm using a time series of the soil temperature at 1 cm and of soil temperature difference between the surface and 5 cm depth (Braud et al., 1993). Several authors have underlined the errors involved in the measurements of soil heat flux using heat flux plates (Philip, 1961; Fuchs and Tanner, 1968; Massman, 1992, 1993): difference between laboratory and in-situ calibration of the plates; errors owing to the position of the temperatures sensors, or on the knowledge of the soil thermal properties. In the case study, the constructor calibration factor was used to correct rough measurements and, for the correction of the heat stored within the first 5 cm, a constant heat capacity was assumed for the whole period (this seemed reasonable given the small moisture variations during the period). Uncertainties on the position of the sensors measuring the soil temperature at 1 cm and the temperature gradient between the surface and 5 cm have not been investigated. From these measurements, the latent heat flux was eventually calculated as the residual of the surface energy budget. Braud et al. (1993) showed that the latent heat flux is affected by errors on all the other components. They estimated a relative error of 40% during the day (for a mean value of 100 W m^{-2}), and of 400% at night (for a mean value of around 10 W m^{-2}). Given the very dry conditions, the SAMER system was probably used beyond its limits of potential accuracy (for example, it only uses two levels for the derivation of the sensible heat flux with the aerodynamic method). Furthermore, although the fetch was large, micrometeorological measurements may have been affected by advection effects from the surrounding irrigated fields. However, according to Braud et al. (1993), the largest uncertainty was probably associated with the soil-heat heat-flux, especially at night. Indeed, according to the method used for its computation, negative or positive values were obtained for the latent heat flux at night. This leads to uncertainty on the existence of dew deposition, which might evaporate in the morning. Therefore, the uncertainty on latent heat flux is large.

All data were averaged over 30 min time intervals, covering an 11-day period from 19 June at 12:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT, 1991. Fig. 2(b) provides an example of the surface energy budget for 22 June 1991 (DOY 173). The large contribution of the soil heat flux must be underlined. Soil moisture content at three locations was monitored daily up to 70 cm depth using a neutron probe. Tensiometer readings at 10, 20, 30, 50 and 70 cm were performed simultaneously with neutron soundings. Particle size distribution analysis of soil samples collected when the neutron access tubes were installed were also carried out at several depths. A dry bulk density profile was measured using a gamma density probe.

On the basis of the dry bulk density profile, the soil depth was divided into four horizons. For each horizon, the shape parameters q of the Van Genuchten (1980) model for the retention curve $h(\theta)$ and c of the Brooks and Corey (1964) model for the hydraulic

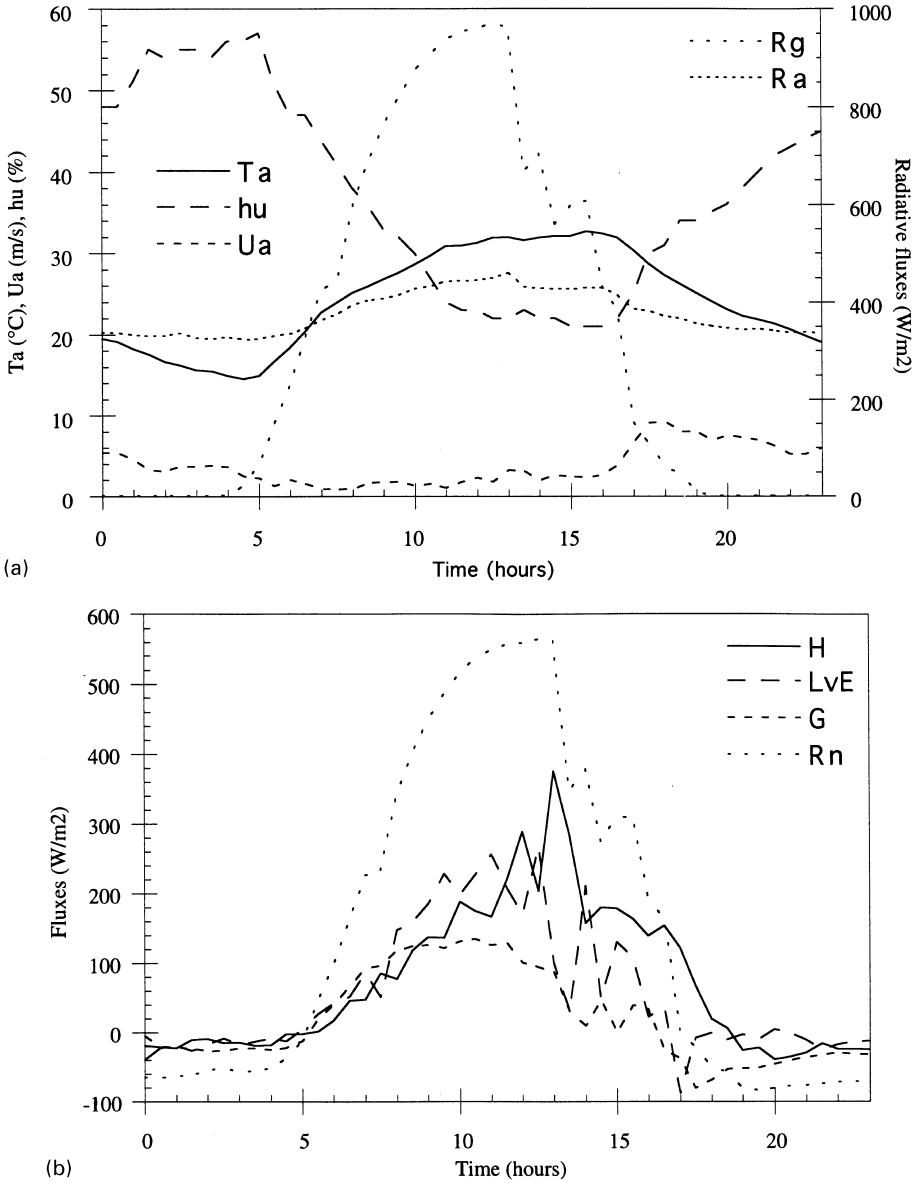


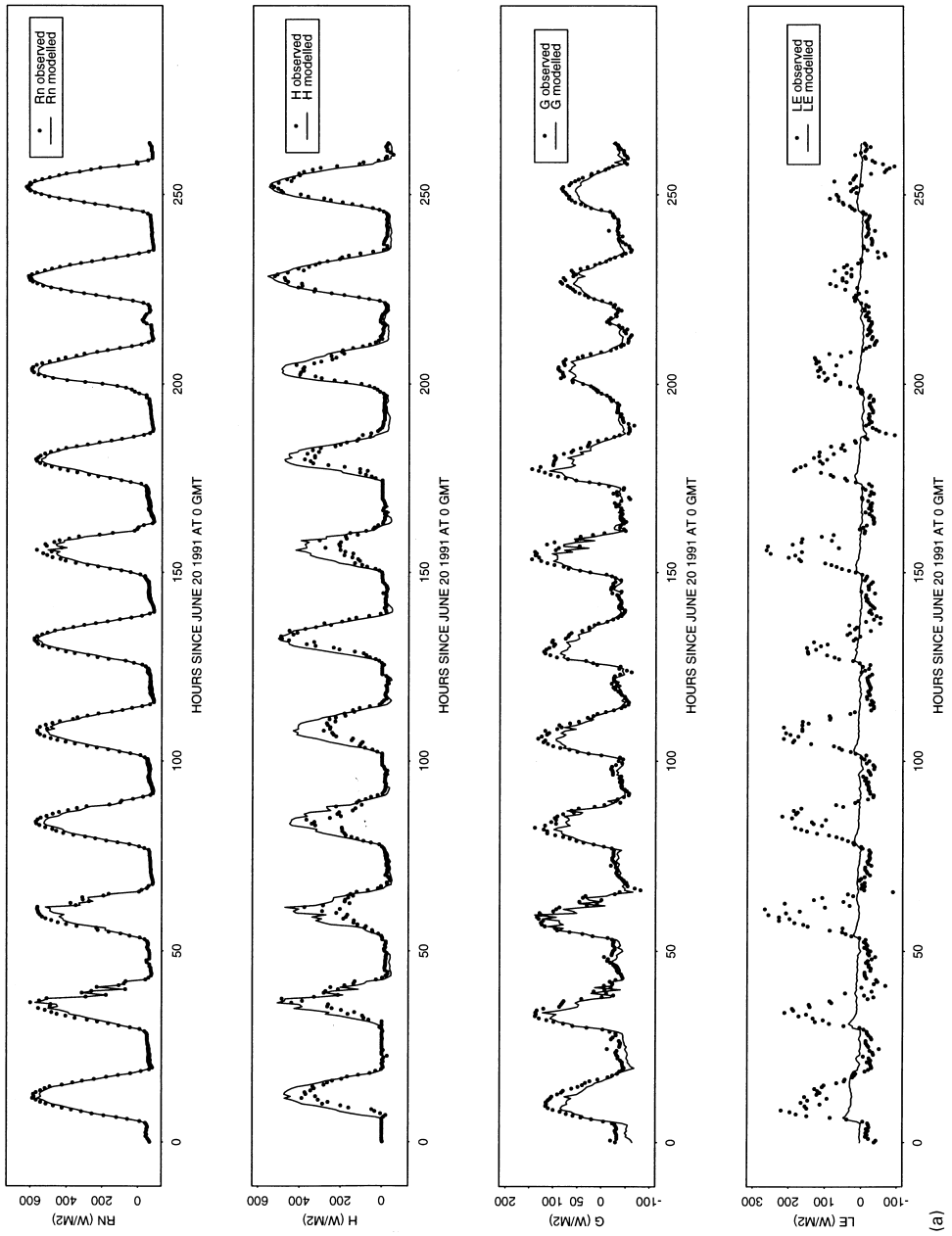
Fig. 2. (a) atmospheric forcing (air temperature, T_a (°C), relative humidity, *hu* (%), wind speed U_a (m s^{-1}), incoming solar R_g and long-wave R_a radiations (W m^{-2})) measured on 22 June 1991 (DOY 173); (b) surface energy budget (net radiation R_n, sensible heat flux H, latent heat flux L_vE and soil heat flux G (W m^{-2})) derived from measurements by the SAMER micrometeorological station on 22 June 1991 (DOY 173).

conductivity curve $K(\theta)$,were derived from the particle size distribution using the fractal approach proposed by Fuentes (1992) and Fuentes et al. (1996). The scale parameter h_g of the suction curve was adjusted to the (h,θ) values measured by tensiometers and neutron probe respectively. For the saturated hydraulic conductivity K_{sat}, the values derived from the fractal approach were used. The method does not provide reliable values of this parameter, but unfortunately no measurement was available at that location. The sensitivity of the model to these values is discussed below. The parameters of the various horizons are provided in Table 4 and the mathematical forms of the corresponding models are given in Table 1. A dependence on temperature for the suction curve and the hydraulic conductivity, as proposed by Milly (1984) was used. The volumetric heat capacity and the isothermal vapour diffusivities were deduced from the De Vries (1975) approach. The apparent thermal conductivity D_{vT} and the thermal gradient ratio ζ were obtained from the De Vries (1963) model. One measurement of the thermal conductivity using the line source method (Laurent, 1989) was available at 20 cm (ten replications) leading to $\lambda = 0.42$ W m^{-1} K^{-1} (coefficient of variation being 23%) for a volumetric water content of 0.15 ± 0.02 cm^3 cm^{-3}. The De Vries (1963) model (without any specific calibration) was matching this value and was used in the simulation. The SiSPAT model was initialized with the soil matric potential profile of 19 June. For the temperature an arbitrary linear profile was used since no measurements were available, except at 1 cm depth. For the lower boundary condition, the soil matric potential was set to a value of −5 m of water and a constant soil temperature of 20°C was imposed. The influence of this value on heat and mass budget will be discussed below. To run the model, surface parameters (albedo α, emissivity ε of the surface, rough lengths for momentum z_{om} and heat z_{oh}) must also be prescribed. Most of these are taken from Braud et al. (1993). They are given in Table 5.

5.2. Comparison of model results with observations

Fig. 3(a) presents the comparison between the evolution of measured atmospheric fluxes and values calculated by SiSPAT for the 10 day simulation period (21 June at 00:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT). 19 June was not taken into account in the comparison because results are still influenced by the initial conditions and the model equilibrium has not yet been reached. Table 6 presents some statistics comparing observed and calculated values for this period. Fig. 3(b) compares the time evolution of observed and simulated soil temperature at 1 cm depth. Fig. 4 shows calculated and observed soil moisture profile on 22 June 1991 at 12:00 GMT.

For the soil moisture, the agreement between model and observation is fairly good. However, the simulated time evolution of soil moisture θ (and of matric potential h) cannot be fully validated with the data set available. First, the temporal resolution of data collection (daily measurements of both water content and matric potential profiles) is too low to validate the diurnal cycle of these variables. Secondly, the soil moisture is in quasi-equilibrium and only slight changes in water content are observed (the beginning of the simulated period is 20 days after the last rainfall event). Only the first 5 cm are submitted to a progressive drying of the soil (Fig. 5). Since tensiometers near the surface were out of range most of the time, given the very dry conditions, no field verification was possible.


Rn observed
Rn modelled
RN (W/M2)
0 200 400 600
H observed
H modelled
H (W/M2)
0 200 400 600
G observed
G modelled
G (W/M2)
-100 0 50 100 200
LE observed
LE modelled
LE (W/M2)
-100 0 100 200 300
0 50 100 150 200 250
HOURS SINCE JUNE 20 1991 AT 0 GMT

(a)

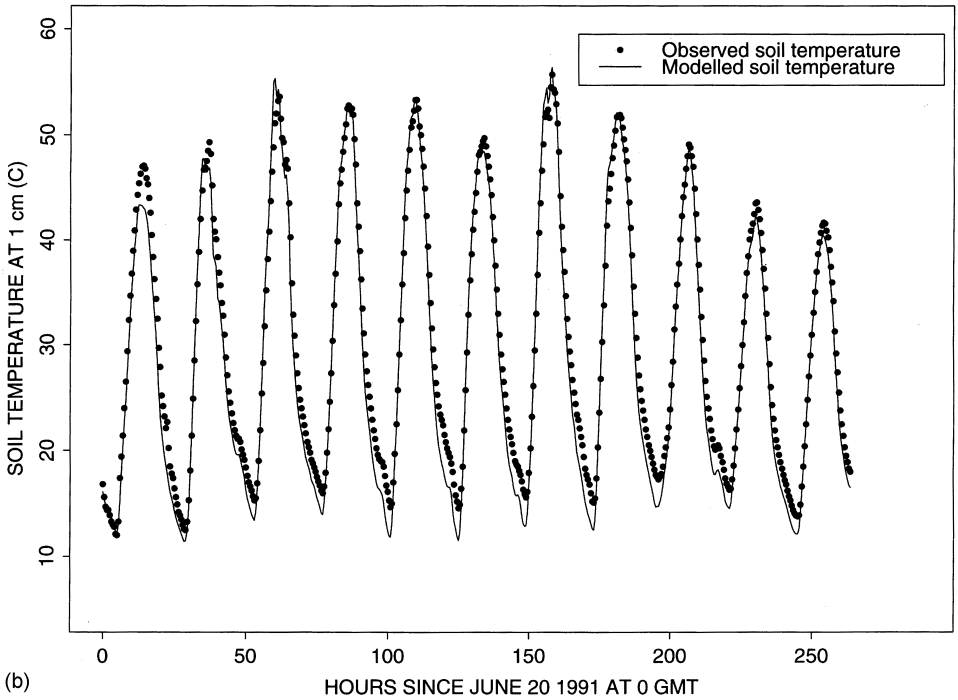


Fig. 3. (a) Comparison of measured (points) and simulated (solid line) net radiation, sensible heat flux, soil heat flux and latent heat flux; (b) Comparison of measured (points) and simulated (solid line) soil temperature at 1 cm depth.

For the surface fluxes, the main discrepancy between the model results and atmospheric measurements appears on latent heat flux where the model predicts four times less evaporation than atmospheric measurements (Table 6). Consequently, differences between observed and calculated values are expected on the other fluxes because the ''observed'' latent heat flux was derived from the surface energy budget. Net radiation is correctly simulated, although slightly underestimated. This is associated with a good prediction of soil temperature at 1 cm (Fig. 3(b)). Soil heat flux is underestimated (the simulated mean value is half the observed one). For this flux, the influence of nocturnal values is important and, according to the technique used to compute the values, the uncertainty on the sign of the ''observed'' value was found to be high at that time of the day (Braud et al., 1993). Sensible heat flux is overestimated by the model as compared with observations. This leads to differences between the simulated Bowen ratio (0.06) and the result derived from atmospheric measurements (0.28). On the other hand, the model agrees with the total evaporation obtained from the soil water balance (2.3 $\pm$ 1.2 mm from 20 June 00:00 GMT to 30 June 23:30 GMT (Vandervaere et al., 1994)) and predicts a total evaporation of 2.3 mm. The corresponding value as derived from atmospheric measurements is 11.7 mm for the same period. Therefore, the water balance between the atmosphere and the soil is not closed and this fact was already discussed in Braud et al. (1993). In Section 5.1, the large uncertainty on latent heat flux deduced from atmospheric measurements

Table 4
Values of the soil parameters used for the various horizons

Properties	Horizon 1	Horizon 2	Horizon 3	Horizon 4
Depth (cm)	0 – 15	15–25	25–35	35–70
Dry bulk density (g cm^{-3})	0.915	1.03	1.43	1.58
Porosity n (–)	0.66	0.61	0.46	0.39
Coefficients of the Van Genuchten (1980) formula h_g (m)	– .0018	– .0079	– .36	– 1.14
q	2.21	2.23	2.24	2.20
m	.0950	0.1031	.1071	.0909
Saturated water content θ_{sat} (cm^3/cm^3)	0.59	0.55	0.30	0.32
Saturated hydraulic conductivity K_{sat} (ms^{-1})	1.75×10^{-5}	1.65×10^{-5}	1.00×10^{-5}	5.19×10^{-6}
c factor of the Brooks and Corey (1964) formula	15.03	13.96	12.66	15.00
vch parameter for the $h(\theta,T)$ curve (K – 1)	6.8×10^{-3}			
Tortuosity factor γ (–)	0.66			
Vapour diffusivities D_{vh} and D_{vT}	De Vries (1975)			
Thermal conductivity λ and thermal gradient ratio ζ	De Vries (1963)			
Residual water content θ_r (cm^3 cm^{-3})	0.05			
Quartz content (%)	45.5			
Content of other minerals (%)	52.5			
Organic matter content (%)	2.0			
Dry volumetric thermal capacity (J m^{-3} K^{-1})	0.78×10^6	0.90×10^6	1.13×10^6	1.25×10^6

Table 5
Values of surface parameters used in the simulation

Roughness length for momentum z_{om} (cm)	1.0	Estimated from wind speed and temperature measured at two levels (0.8 m and 2.3 m) (Braud et al., 1993)
Roughness length for heat z_{oh} (cm)	0.1	Calibrated
Albedo α (–)	0.23	Measured
Emissivity ε (–)	0.97	(F. Nerry, personal communication, 1992)

Table 6
Determination coefficients R^2, slope and intercept of regressions $\mathrm{Var}_{mod} = \mathrm{Slope}^{*}\mathrm{Var}_{obs} + \mathrm{Intercept}$, where Var_{mod} is one model output and Var_{obs} is the corresponding observed variable; root mean square error is $rms = \sqrt{\frac{1}{n_{obs}} \sum_{i=1}^{n_{obs}} (\mathrm{var}^i_{mod} - \mathrm{var}^i_{obs})^2}$; mean values of observed and calculated fluxes (period 21 June at 00:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT)

	R^2 (–)	Slope (–)	Intercept (Wm^{-2})	rms (Wm^{-2})	Mean obs.[a] (Wm^{-2})	Mean obs.[b] (Wm^{-2})	Mean calc. (Wm^{-2})
R_n	0.99	0.92	1.7	15.0	15.4	–	14.3
H	0.96	1.21	0.6	53.6	111.0	–	134.0
L_vE	0.38	0.035	47.0	62.0	29.3	7.2	6.6
G	0.96	0.74	–7.2	10.9	27.7	–	13.5

[a] Deduced from atmospheric measurements (SAMER micrometeorological station).
[b] Deduced from the soil water balance.

has been pointed out. This is especially true at night where the sign of the latter can not be assessed precisely, leading to uncertainty on dew deposition. At sunrise, computational conditions for condensation are reached, and the model predicts a small dew deposit.

During the intercomparison of surface schemes performed by Linder et al. (1996), the questions raised by the discrepancy between atmospheric measurements and the soil water balance were not solved. Indeed, it was found that models using a detailed description of the soil were leading to total evaporation consistent with experimental values obtained from the soil water balance, whereas surface schemes with a cruder description of the soil (reservoirs) could be calibrated to better match latent heat flux estimated from atmospheric measurements. This shows how the accuracy needed to properly measure evaporation from this bare soil was not achieved in conditions encountered in the study. Given the uncertainty on the data, a sensitivity test will be described below, in order to see if, by changing some parameters of the model on which large uncertainty could be expected, it was possible to significantly modify the amount of evaporation predicted by SiSPAT.

5.3. Sensitivity analyses

Parameters likely to affect the predicted surface evaporation can be classified as follows.

1. the temperature imposed at the bottom of the soil profile
2. surface parameters, in our case mainly roughness lengths because albedo and emissivity were derived from reliable measurements
3. soil parameters or expressions used in the computation of the soil module coefficients.

The following sensitivity tests were performed. The simulation discussed above, corresponding to parameters given in Tables 4 and 5 was used as a reference (total evaporation of 2.3 mm from 20 June at 0:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT). Then, the tested parameter was varied and the corresponding total evaporation was calculated and compared to the reference value. The main results are summarized below.

1. It is found that the temperature imposed at the bottom of the profile ($z = 0.7$ m), by modifying the general gradient over the whole profile affects the evaporation process even if the latter takes place close to the surface level. For instance, subtracting (or adding) 5°C to the temperature imposed at the bottom increases (or decreases) the cumulative evaporation by 20%, to 2.85 mm (or 22%, to 1.85 mm).
2. The roughness length for momentum is shown to affect the prediction of the sensible heat flux. For instance Fig. 6 shows that, with the reference value $z_{om} = 0.01$ m, the sensible heat flux is well predicted for 25, 29 and 30 June. A lower value of $z_{om} = 0.001$ m fits better for the other days (rms = 32.6 instead of 53.6 (W m^{-2})), but the prediction of the net radiation is worse (rms = 21.5 instead of 15.0 (W m^{-2})).

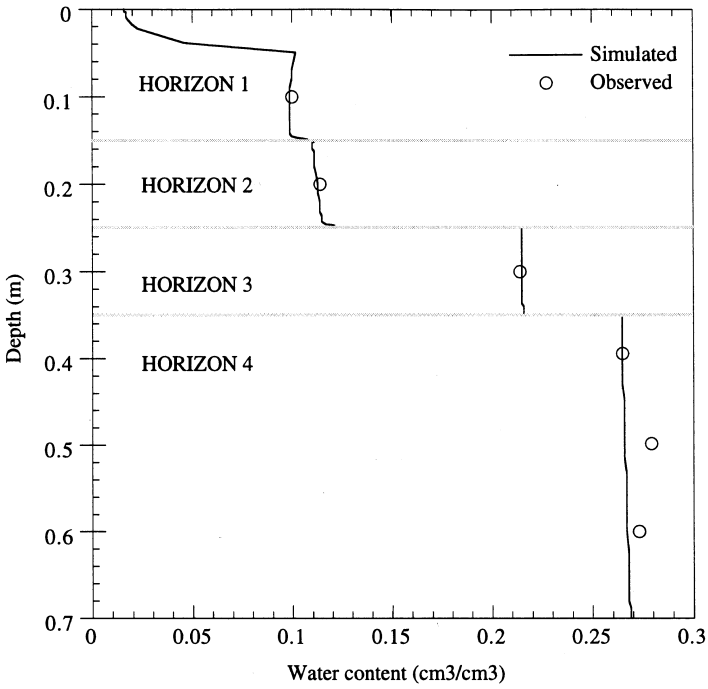


Fig. 4. Comparison of simulated (solid line) volumetric water content (cm^3 cm^{-3}) profiles with observations from neutron probe measurements (circles) on 22 June 1991 at 12:00 GMT.

3. for each horizon, the shape parameter q of the Van Genuchten (1980) model for the suction curve was derived from the fractal approach of Fuentes (1992). This parameter was changed by $\pm 2\%$ (h_g was modified accordingly so that the curve fits the observed (h,θ) values, and the corresponding change in evaporation was a decrease of less than 13%: 1.6 mm instead of 2.3 mm.

In Section 5.1, it was mentioned that, although not reliable, the saturated conductivities used in the model were taken from the fractal approach of Fuentes et al. (1996). However, multiplying or dividing the values by one or two orders does not change the total evaporation. This indirectly shows that, in such conditions, vapour phase transfer is dominant near the surface and that liquid flux does not play a key role in that particular process. Moreover, at the bottom of soil column, the amount of capillary upwards flow is little affected (0.4 mm of liquid water coming from beneath the soil profile, instead of 0.2 mm).

It was also pointed out in Section 5.1 that the De Vries (1963) model has been used for estimating the soil heat conductivity λ. The model's estimate for λ exceeds the value deduced from the measurement performed at 20 cm, but belongs to its confidence interval. Multiplying the De Vries estimate of λ by 0.8 (yielding the exact coincidence of measured and modelled λ for a volumetric water content of 0.15 $cm^3\,cm^{-3}$, i.e. the prevailing water content at 20 cm when the measurement was performed (see Section 5.1),

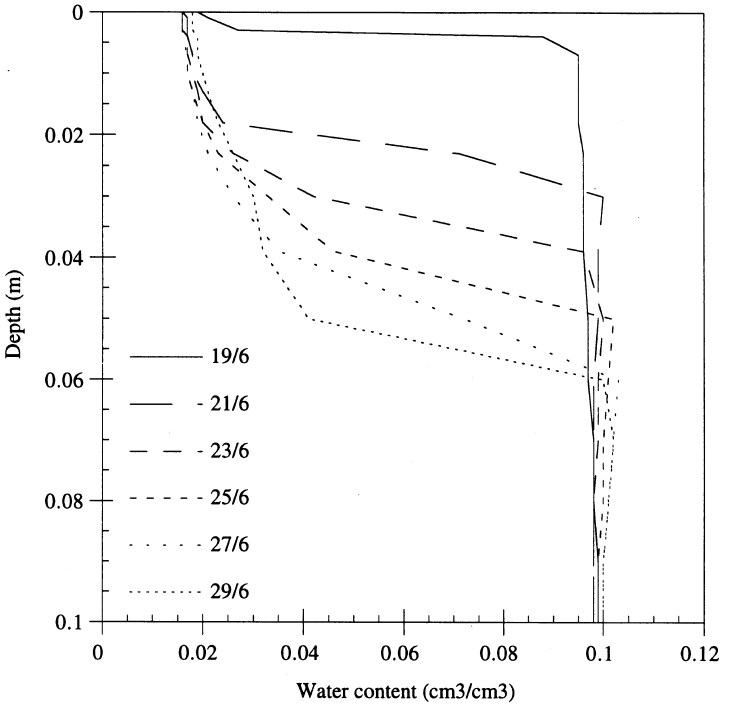


Fig. 5. Temporal evolution of the simulated volumetric water content ($cm^3\,cm^{-3}$) for the first 10 cm of soil at 12:00 GMT for 19, 21, 23, 25, 27 and 29 June 1991.

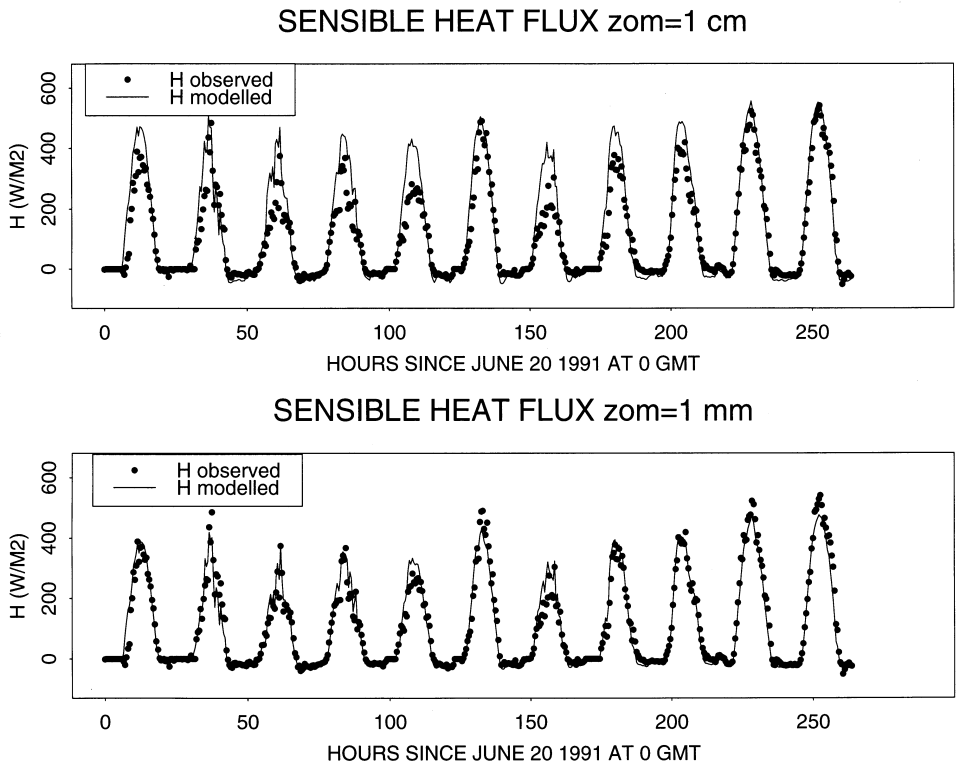


Fig. 6. Comparison of simulated (solid line) and observed (points) sensible heat flux for two values of the roughness length for momentum z_{om} = 0.01 m (top) and z_{om} = 0.001 m (bottom).

decreases the total evaporation by 17% (1.9 mm instead of 2.3). However, multiplying it by 1.5 gives rise to a better agreement between the observed and modelled soil heat flux than for the reference run (since the De Vries value used as a reference leads to an overall underestimation of G, (see Fig. 3(a)), and other fluxes (R_n and H) are not much affected.

Expressions of both isothermal (D_{vh}) and isopotential (D_{vT}) vapour diffusivities include empirical multiplicative functions. For D_{vh}, it is the tortuosity $\gamma F(\theta_a)$ (Table 1) for which various expressions can be found in the literature (Marschall, 1959; Currie, 1960; Millington and Quirck, 1961; Lai et al., 1976; Passerat de Silans, 1986). Since both γ and $F(\theta_a)$ values are less than unity, so is their product. For D_{vT}, this function is $\zeta F(\theta_a)$ (Table 1), where ζ represents the ratio of average temperature gradients in the soil air phase to the macroscopic temperature gradient, and is greater than unity. Given the uncertainty on these two functions, Table 7 shows crossed sensitivity tests on D_{vh} and D_{vT} when they are multiplied by a factor ranging from 0.1 to 1 and 0.1 to 2 respectively. Results show how evaporation is related to vapour transfer induced by both potential and temperature gradients. Provided that both gradients are of opposite sign, effects of D_{vh} changes on evaporation are in contrast with those of D_{vT} as well: an increase of D_{vh} (if D_{vT}

Table 7

Sensitivity study of cumulative evaporation (mm) (from 20 June 12:00 GMT to 30 June 12:00 GMT) to changes in the $\gamma F(\theta_a)$ and $\zeta F(\theta_a)$ factors appearing in the vapour diffusivities D_{vh} and D_{vT} respectively, i.e. when calculated values of D_{vh} are multiplied by a factor ranging from 0.1 to 1 and D_{vT} values by 0.1–2

	$D^*_{vh}0.1$	$D^*_{vh}0.5$	$D^*_{vh}1$
$D^*_{vT}0.1$	1.37	3.54	4.89
$D^*_{vT}0.5$	0.14	2.20	3.87
$D^*_{vT}1$	–1.07	0.53	2.33
$D^*_{vT}2$	–2.43	–1.43	–0.32

remains constant) induces an increase of the cumulative evaporation, whereas the latter decreases when D_{vT} increases (D_{vh} being unchanged). If the influence of temperature is high, total evaporation can even become negative, and the dew deposition exceeds the little evaporation observed during the day.

Finally, the value of the parameter *vch* used in the dependence of the retention curve with temperature (Table 1) must be discussed. Indeed, the value of this coefficient is derived using the Laplace law, which is only valid in the capillary domain (Milly, 1982, 1984). In the dry conditions encountered in this study, the relative humidity is below 0.5 and, especially near the soil surface, the assumption of capillary flow is not valid. The reference value used here was proposed by Milly (1984) $vch = 6.8 \times 10^{-3}\ K^{-1}$. Fig. 7 shows the results of the sensitivity study when this reference value is multiplied by a factor ranging from 0.1 to 5. If *vch* is decreased, almost no change on evaporation is observed (less than 2%). Multiplying *vch* by 5 decreases the cumulative evaporation by 17% (1.9 mm instead of 2.3). Scanlon and Milly (1994) found a field-inferred value of $vch = 15 \times 10^{-3}\ K^{-1}$. With such a value for *vch*, the total evaporation would only decrease a little in our case.

Eventually, in order to assess the maximum amount of evaporation which could be obtained with SiSPAT, a simulation was performed with the combination of the parameters. This maximum is 5.5 mm.

The sensitivity study conducted here indicated that some parameters can change significantly the total evaporation (mainly the vapour diffusivity and the temperature imposed at the bottom of the profile). However, none of the changes on these parameters allow the model to compute more than half (5.5 mm for instance) of the total evaporation derived from atmospheric measurements. On the other hand, the SiSPAT estimates of total evaporation remain in the range given by the standard deviation interval as calculated from the soil water balance.

5.4. Conclusions

Despite the experimental effort performed on site at Barrax, the micrometeorological data collected proved to be inadequate for properly validating the model. Furthermore, the short duration of the series and the absence of significant change in observed soil water content greatly reduced the generality of the results. Nevertheless, the consistency between total evaporation deduced from the soil water balance and that predicted by

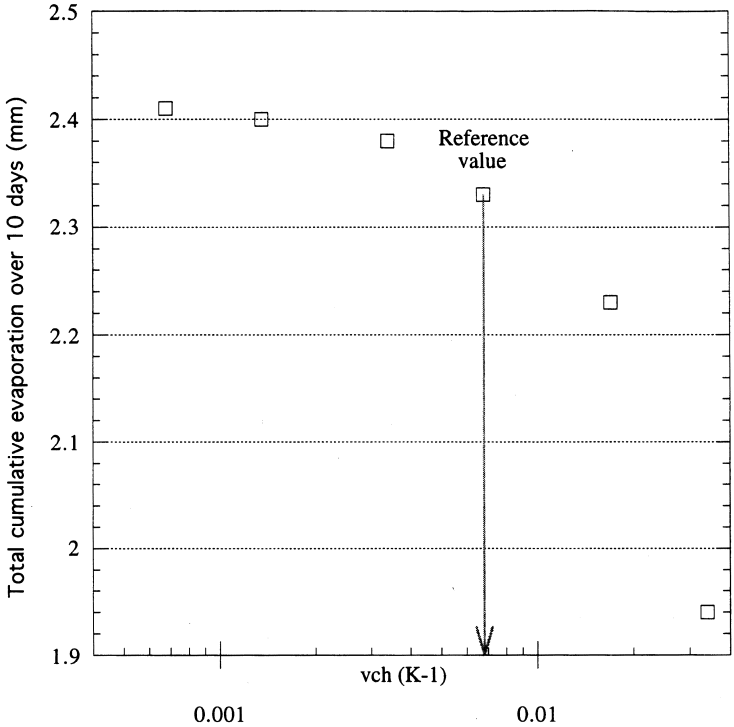


Fig. 7. Sensitivity study of cumulative evaporation (from 20 June at 00:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT 1991) to changes in the vch factor appearing in the dependence of the retention curve on temperature. Reference value for vch is $6.8 \times 10^{-3}\ K^{-1}$.

the model, gave some confidence in the ability of the model to reproduce the main processes involved in heat and mass transfer in this dry soil. Furthermore, Scanlon and Milly (1994), using the same modelling approach, obtained good results in the simulation of the water and heat balance of a desert. Thus, it was decided to use the model as a tool to investigate which conditions, processes and variables were responsible for evaporation, and the underlying mechanisms.

6. Mechanisms governing evaporation

This analysis is based on estimates of the orders of magnitude of the various terms appearing in the mass and energy balance equations. These terms can be classified after expressing the mass and energy balance (Eqs. (2a) and (2b) respectively) in storage terms (derivatives with respect to time (t) and transfer terms (derivatives with respect to depth (z). Both storage terms and transfer terms are divided into terms involving liquid and vapour phases respectively, which can themselves be split into parts related to gradients or

evolution of temperature and potential gradients. The generic equations of mass and heat transfer are:

$$\frac{\partial \mathrm{M}}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\mathrm{m}}}{\partial z} \tag{2a}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -\frac{\partial q_{\mathrm{h}}}{\partial z} \tag{2b}$$

where M is total mass (vapour and liquid), Q the total heat storage (solid, liquid and vapour), q_{m} is the mass flux and q_{h} the heat flux. These equations can thus be written as:

$$C_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial h}{\partial t} + C_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial h}{\partial t} + C_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial T}{\partial t} + C_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial h}{\partial z} + D_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial T}{\partial z} + D_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial h}{\partial z} + D_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial T}{\partial z} - K\right) \tag{3a}$$

for the mass transfer, and

$$\begin{aligned} &C_{\mathrm{ch}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial h}{\partial t} + C_{\mathrm{ch}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial h}{\partial t} + C_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{sol}}\frac{\partial T}{\partial t} + C_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial T}{\partial t} + C_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial T}{\partial t} \\ &\quad = \frac{\partial}{\partial z}\left(D_{\mathrm{ch}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial h}{\partial z} + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{sol}}\frac{\partial T}{\partial z} + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{liq}}\frac{\partial T}{\partial z} + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{vap}}\frac{\partial T}{\partial z} - \text{convection}\right) \end{aligned} \tag{3b}$$

for the heat transfer: where superscripts liq, vap and sol are used for the water liquid, water vapour and solid phases, respectively.

Table 8 summarizes the estimated dominant storage and transfer terms for both equations at noon on 22 June 1991. Fig. 8 shows, along with the soil profile, the contribution of liquid and vapour to the total mass flux. Fig. 9 shows the partition, along with the soil profile, of vapour flux between potential and temperature induced fluxes. From the

Table 8
Summary of dominant storage and transfer terms for the three zones discussed in the text

	Depth	Dominant storage term	Dominant transfer term
Mass	(0–3 cm)	Liquid linked to both potential and temperature variations: $C_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{liq}}(\partial h/\partial t)$ and $C_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial t)$. Liquid uptake increases with depth.	Vapour linked to both potential and temperature gradients: $D_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{vap}}(\partial h/\partial z)$ and $D_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{vap}}(\partial T/\partial z)$. Upward net flux.
	(3–25 cm)	Liquid linked to both potential and temperature variations: $C_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{liq}}(\partial h/\partial t)$ and $C_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial t)$. Liquid storage decreases with depth.	Vapour linked to temperature gradient: $D_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{vap}}(\partial T/\partial z)$. Downward net flux.
	(25–70 cm)y	Liquid linked to both potential and temperature gradients: $C_{\mathrm{mh}}^{\mathrm{liq}}(\partial h/\partial t)$ and $C_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial t)$. Liquid uptake increases with depth.	Liquid linked to temperature gradient: $D_{\mathrm{mT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial z)$. Upward net flux.
Heat		Solid and liquid linked to temperature gradients: $C_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{sol}}(\partial T/\partial t) + C_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial t)$.	Transfer linked to both potential and temperature gradients: $D_{\mathrm{ch}}^{\mathrm{vap}}(\partial h/\partial z) + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{sol}}(\partial T/\partial z) + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{liq}}(\partial T/\partial z) + D_{\mathrm{cT}}^{\mathrm{vap}}(\partial T/\partial z)$.

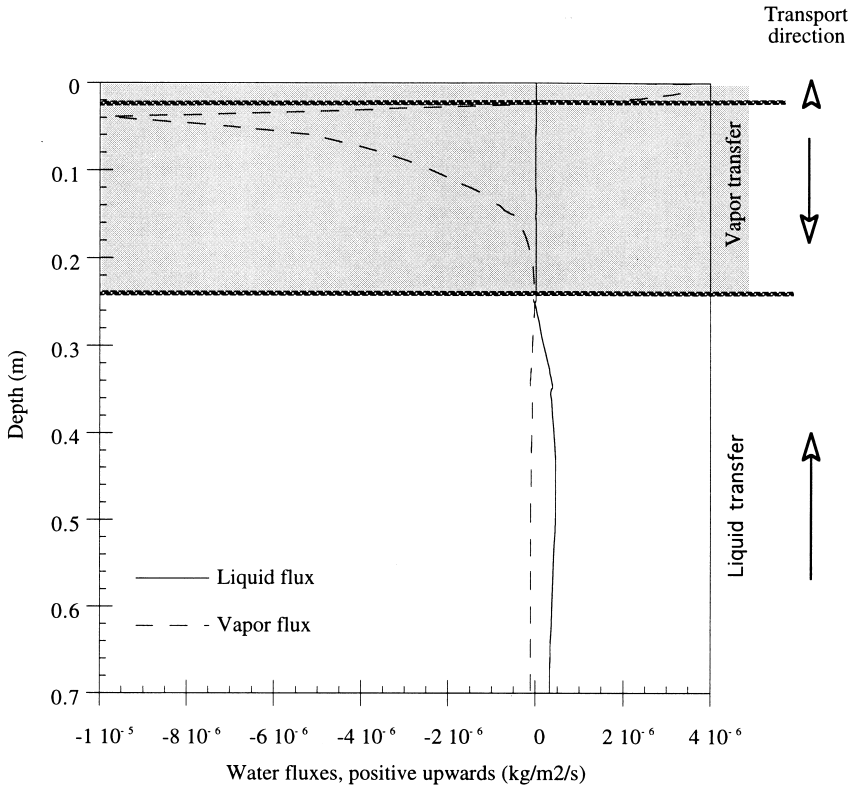


Fig. 8. Variations of liquid and vapor fluxes along the soil profile on 22 June 1991 at 12:00 GMT. Arrows indicate the direction of the fluxes (positive upwards). In the shaded area, vapor flux is dominant.

analysis of these results, three zones can be distinguished in the soil profile (Fig. 8). For each zone, the physics involved can be described as follows.

i) Zone 1: (0–3 cm). Water content increases sharply from the surface down to 3 cm (Fig. 4). Vapour fluxes are dominant and directed upward (Fig. 8). The effect of the positive potential gradient hardly balances the effect of the negative temperature gradients (Fig. 9). The divergence of fluxes for each discretized layer is balanced by a decrease in mass storage (especially under the liquid phase: see Table 8). This liquid mass is converted into vapour and then transported upwards. The model simulates evaporation into this zone. The evaporation rate decreases from the surface to 3 cm depth. Below 3 cm, fluxes are directed downward. Therefore, this depth can be viewed as a drying front.

ii) Zone 2: (3–25 cm). In this zone, vapour flux remains dominant, but the net flux is now directed downwards (Fig. 8), because the downward flux induced by temperature gradients is higher than the upward flux induced by potential gradients (Fig. 9). The divergence of fluxes is balanced by an increase in mass storage. This mass storage is dominated by the liquid phase (Table 8), thus the transported vapour is converted to liquid. The model simulates condensation. Below 25 cm, only the liquid phase is involved into

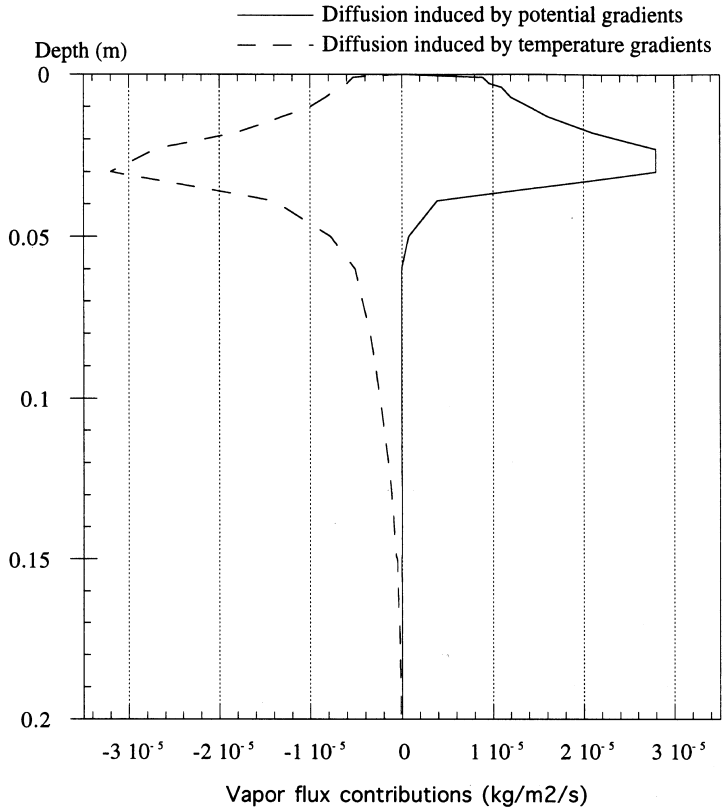


Fig. 9. Variations of vapor flux produced by potential and temperature gradients along the soil profile. Positive fluxes are directed upwards.

storage and transfer terms. Thus 25 cm corresponds to the depth of ''change of phase'' where liquid is converted into vapour.

iii) Zone 3: (25–70 cm). Net liquid transfer is dominant and oriented upward (Fig. 8). This is associated with a small increase of the liquid water storage, which implies a total capillary transfer of less than 1 mm in 11 days at $z = 70$ cm.

Despite the fact that this detailed study was carried out on 22 June only, the dynamics of surface evaporation have been reproduced well enough during the simulation period to allow a generalisation of the conclusions and deductions presented above for the whole period. The depth of the ''change of phase'' front has not increased substantially during this drying period, and ranges from 25 cm at night to 30 cm around 10:00 GMT. For the whole simulation period, the drying front has increased in depth by 3 or 4 cm in the eleven days of simulation (Fig. 5). During the night, gradients of matric potential (for zone 1) and temperature are in opposite directions to those of the day; and evaporation is reduced but increases with depth, which means that upwards flux is still high at 3 cm: a small inner soil dew is simulated.

The first result deduced from this description is that evaporation only takes place in a thin upper part of the soil profile, which easily explains the low evaporation rate simulated

by SiSPAT. In this layer, the upward flux induced by potential gradient is not completely counterbalanced by a downward effect of temperature on the water movement, and induces a weak but not negligible upward flux of vapour (Fig. 8).

Non-isothermal effects on mass transfer cannot be neglected, even in the storage term of the equation, because even a small change in T can have a strong effect on the quantity of vapour set to the atmosphere when thermal and matric potential gradients effects are almost balanced. By suppressing the coupling between the two equations, which leads to the neglect of the effects of temperature on mass transfer and soil matric potential on heat transfer, the total evaporation is 133% higher (6 mm) than for the reference simulation discussed above. This result can partly explain why with the ISBA surface scheme (Braud et al., 1993), where only vapour transfer induced by potential gradients had been parameterized, the calculated total evaporation (10 mm) was much higher than in SiSPAT.

We do not claim generality for our findings (obtained on the bare soil in Barrax) which show that the surface layer (roughly the first 5 cm) is almost isolated from the rest of the soil profile and is the sole contributor to the total evaporation flux, and that temperature gradients greatly influence the mass transfer mentioned above. Indeed, as it can be seen from the example in Table 5, the surface layer, ploughed by farmers, has a very low porosity and is much closer to dust than to soil. This contrast in density between the surface and the deeper soil might have enhanced the processes described in Section 5: predominance of vapour phase transfer, importance of temperature gradient-induced mass flux. However, given the generalization of such agricultural practices, it can be expected that these conclusions can be extended to the bare soil areas of the EFEDA area.

7. Conclusion

In this paper, we sought to model evaporation of a bare soil under arid conditions. The experimental effort, required to measure directly low evaporation rates under such extreme conditions is very large (Scanlon, 1994). It was also undertaken in the framework of the HEIFE (Wang and Mitsuta, 1992) experiment in the Gobi desert, but did not achieve sufficient accuracy in the case study. For future experiments, given the low values of the latent heat flux, a direct measurement of the latter component using, for instance, an eddy correlation system or lysimeters seems advisable. A modified version of the SiSPAT model to be used for bare soils, which appears to give consistent results with some of the observations available, especially in the soil, was used to understand the mechanisms of evaporation under such dry conditions as those encountered during the EFEDA 1991 experiment. A complete description of heat and mass transfer in the soil, as proposed by Milly (1982) allowed a comprehensive evaluation of each term or process involved. Vapour phase transfer was found dominant down to 25 cm, where the ‘‘change of phase’’ front (change of mobile phase from liquid to vapour) can be localized. Temperature gradients were shown to contribute to a downward vapour flux, which greatly reduces the total evaporation compared with considering only matric potential gradients. The sensitivity study conducted on some parameters showed that these results remain valid for a relatively large range of the parameters. At larger scales, vapour fluxes and the influence of temperature gradients should be parameterized into simplified land-surface

schemes as well as hydrological models, if an accurate estimation of the long-term cumulative evaporation is to be obtained. This remains valid for an important range of semi-arid conditions, where most of the soil evaporation occurs shortly after rainfall. Finally, the work reported in this paper shows how detailed models can provide some guidelines for the improvement of simplified parameterizations by assessing the dominant processes at the land surface, under a given climatic regime.

Acknowledgements

The atmospheric data used in this study were collected by the CNRM/4M team, which is greatly acknowledged for providing them. This study was conducted under the EFEDA II project, funded by the Commission of the European Community (Contract EV5V-CT93-0272). Luke Connell is greatly thanked for his detailed review of the paper.

References

Bastiaanssen, W.G.M., Kabat, P. and Menenti, M., 1989. A New Simulation Model of Bare Soil Evaporation in Arid Regions (EVADES), Note 1938. Instituut von Cultuurtechnik en Waterhuishounding, Wageningen, The Netherlands, 79 pp.

Bolle, H.J., Andre, J.C., Arrue, J.L., Barth, H.K., Bessemoulin, P., Brasa, A., De Bruin, H.A.,R., Cruces, J., Dugdale, G., Engman, E.T., Evans, D.L., Fantechi, R., Fiedler, F., van de Griend, A., Imeson, A.C., Jochum, A., Kabat, P, Kratzsh, T., Lagouarde, J.P., Langer, I., Llamas R., Lopez Baeza, E., Melia Miralles, J., Muniosguren, L.S., Nerry, F., Noilhan, J., Oliver, H.R., Roth, R., Saatchi, S.S., Sanchez Diaz, J., de Santa Olalla, M., Shuttleworth, W.J., Sögaard, H.,Stricker, H., Thornes, J., Vauclin, M., and Wickland, A., 1993. EFEDA: European Field Experiment in a Desertification Threatened Area. Ann. Geophys., 11: 173–189.

Boulet, G., Kalma, J.D. and Hacker, J.M., 1995a. Short-term modelling of regional-scale energy and mass exchange at the land-surface and comparison with aircraft measurements. Proceedings of MODSIM95, International Congress on Modelling and Simulation, 27–30 November 1995, The University of Newcastle, Vol. 3, pp. 202–207.

Boulet G., Kalma, J.D., and Guerra, L., 1995b. Estimation of the catchment-scale water-balance: comparison of a soil–vegetation–atmosphere transfer (SVAT) model and two hydrological models. Proceedings of MODSIM95, International Congress on Modelling and Simulation, 27–30 November 1995, The University of Newcastle, Vol., 3, pp. 208–213.

Braud, I., Bessemoulin, P., Monteny, B., Sicot, M., Vandervaere, J.P. and Vauclin, M., 1997. Unidimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model. J. Hydrol., in press.

Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L. and Ruelle, P., 1995. A simple soil–plant–atmosphere transfer model (SiSPAT): development and field verification. J. Hydrol., 166: 213–250.

Braud, I., Noilhan, J., Bessemoulin, P., Haverkamp, R., and Vauclin, M., 1993. Bare-ground surface heat and water exchanges under dry conditions: observations and parameterization. Boundary Layer Meteorol., 66: 173–200.

Brooks J.S. and Corey A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media, Hydrology paper, 3. Colorado State University, Fort Collins.

Burdine, N.T, 1953. Relative permeability calculation from size distribution data. Trans. AIME, 198: 71–78.

Camillo, P.J., Gurney, R.J. and Schmugge, T.J., 1983. A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies. Water Resour. Res., 19: 371–380.

Chanzy, A., 1991. Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection, Thèse de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon, Paris, France, 221 pp.

Chanzy, A. and Bruckler, L., 1993. Significance of soil moisture with respect to daily bare soil evaporation. Water Resour. Res., 29(4): 1113–1125.

Choudhury, B.J., and Monteith, J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surface. Q. J. R. Meteorol. Soc., 114: 373–398.

Currie, J.A., 1960. Gaseous diffusion in porous media, Part 3. Wet granular materials. Br. J. Appl. Phys., 12: 275–281.

Deardorff, J.W., 1978. A parameterization of ground temperature and moisture content with inclusion of layer of vegetation. J. Geophys. Res., 20: 1889–1903.

De Vries, D.A., 1963. Thermal properties of soils. Physics of Plant Environment. W. R. Van Wijik (Editor), North Holland Publishers, Amsterdam, pp. 210–235.

De Vries, D. A., 1975. Heat transfers in soil. In: D.A. De Vries and N.H. Afgan (Editors), Heat and Mass Transfer in the Biosphere. Scripta Book Company, Washington, DC, pp. 5–28.

Fuchs, M. and Tanner, G.B., 1968. Calibration and field test of soil heat flux plates. Soil Sci. Am. Proc., 32: 326–328.

Fuentes, C., 1992. Approche fractale des transferts hydriques dans les sols non-saturés, Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier Grenoble I, Grenoble, France, 267 pp.

Fuentes, C., Vauclin, M., Parlange, J.Y. and Haverkamp, R., 1996. A note on the soil-water conductivity of a fractal soil. Trans. Porous Media, 23(1): 31–36.

Goutorbe, J.P., 1991. A critical assessment of the SAMER network accuracy. In: T.J. Schmugge and J.C. André (Editors), Land Surface Evaporation, Measurement and Parameterization. Springler Verlag, pp. 171–182.

Itier, B., 1982. Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. J. Rech. Atmos., 14(1): 17–34.

Jackson, R.D., Reginato, R.J., Kimball, B.A. and Nakayama, F.S., 1974. Diurnal soil water evaporation: comparison of measured and calculated soil water fluxes. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 38(6): 861–866.

Kalma, J.D. and Calder, I.R., 1994. Land surface processes in large-scale hydrology. Operational Hydrology Report N°40. World Meteorological Organization, 55 pp.

Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1990. A parameterization of evaporation for bare soil surfaces, J. Appl. Meteor., 29: 385–389.

Kondo, J., Saigusa, N. and Sato, T., 1992. A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces. J. Appl. Meteorol., 31: 304–312.

Lai, S.H., Tiedge, J.M. and Erikson, A.E., 1976. In-situ measurement of gas diffusion coefficient in soils. Sci. Soc. Am. J., 40: 3–6.

Laurent, J.P., 1989. Evaluation des paramètres thermiques d'un milieu poreux: optimisation d'outils de mesure ''in-situ''. Int. J. Heat Mass Transfer, 32(7): 1247–1259.

Linder, W., Noilhan, J., Berger, M., Bluemel, K., Blyth, E., Boulet, G., Braud, I., Dolman, A., Fiedler, F., Gruenwald, J., Harding, R., van der Hurk, B., Jaubert, G., Mueller, A. and Ogink, M., 1996. Intercomparison of surface schemes using EFEDA flux data. Note de Travail Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle N° 39. Météo France/CNRM, 106 pp.

Mahfouf, J.F. and Noilhan, J., 1991. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data, J. Appl. Meteor., 30(9): 1354–1365.

Marschall, T.J., 1959. The diffusion of gases through porous media. J. Soil Sci., 10: 79–84.

Massman, W.J., 1992. Correcting errors associated with soil heat flux measurements and estimating soil thermal properties from soil temperature and heat flux plate data. Agric. For. Meteorol., 59: 249–266.

Massman, W.J., 1993. Errors associated with the combination method for estimating soil heat flux. Soil Sci. Soc. Am. J., 57: 1198–1202.

Menenti, M., 1984. Physical Aspects and Determination of Evaporation in Deserts Applying Remote Sensing Techniques. Instituut von Cultuurtechnik en Waterhuishounding, Wageningen, The Netherlands, 202 pp.

Millington, R.J. and Quirck, J.M., 1961. Permeability of Porous Solids. Trans. Faraday Soc., 57: 1200–1207.

Milly, P.C.D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head based formulation in a numerical model. Water Resour. Res., 18: 489–498.

Milly, P.C.D., 1984. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. Water Resour. Res., 20(8): 1087–1098.

Monin, A.S. and Obukhov, A.M., 1954. Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. Tr. Geopfiz. Inst. Akad. Nauk., 24: 163–187.

Noilhan, J. and Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. Mon. Weather Rev., 117: 536–549.

Passerat de Silans, A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèles-expérience. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 205 pp.

Passerat de Silans, A., Bruckler, L., Thony, J.L. and Vauclin, M., 1989. Numerical modelling of coupled heat and water flows during drying in a stratified bare soil. Comparison with field observations. J. Hydrol., 105: 109–138.

Philip, J.R., 1961. The theory of heat flux meters. J. Geophys. Res., 66: 571–579.

Philip, J.R. and De Vries, D.A., 1957. Moisture movement in porous material under temperature gradients. EOS Trans., 38(2): 222–232.

Paulson, C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol., 9: 857–861.

Sasamori, T., 1970. A numerical study of atmospheric and soil boundary layers. J. Atmos. Sci., 27: 1122–1137.

Scanlon, B.R., 1994. Water and heat fluxes in desert soils 1. Field studies. Water Resour. Res., 30(3): 709–719.

Scanlon, B.R. and Milly, P.C.D., 1994. Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations. Water Resour. Res., 30(3): 721–733.

Shuttleworth, W.J. and Wallace, J.S., 1985. Evaporation from a sparse crop: an energy combination theory. Q. J. R. Meteorol. Soc., 111: 839–855.

Taconet, O., Bernard, R. and Vidal-Madjar, D., 1986. Evaporation over agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. J. Climate Appl. Meteorol., 25: 248–307.

Van de Griend, A.A. and Owe, M., 1994. Bare soil surface resistance to evaporation by vapour diffusion under semi-arid conditions, Water Resour. Res., 30(2): 181–188.

Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Haverkamp, R. and Cuenca, R., 1994. Error analysis in estimating soil-water balance of irrigated fields during EFEDA experiment: 2, spatial standpoint. J. Hydrol., 156: 351–370.

Vauclin, M., Haverkamp, R. and Vachaud, G., 1979. Résolution Numérique d'une Équation de Diffusion Non Linéaire. Application à l'Infiltration de l'Eau dans les Sols Non Saturés. Presses Universitaires de Grenoble, Grenoble, 183 pp.

Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 14: 892–898.

Wang, J. and Mitsuta, Y., 1992. Evaporation from the desert: some preliminary results of HEIFE. Boundary Layer Meteorol., 59: 413–418.

Witono, H. and Bruckler, L., 1989. Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil–atmosphere water transport modelling. 1. Field validation of water flow model. Water Resour. Res., 25(12): 2423–2435.