

TH-HC51

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER- GRENOBLE I  
SCIENCES & GEOGRAPHIE

**THESE**

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE GRENOBLE I**

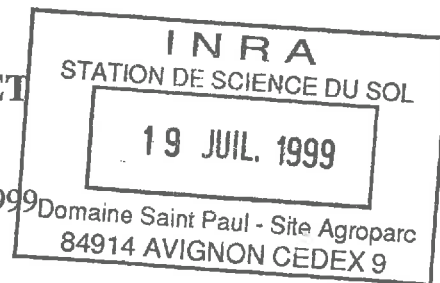
Discipline : Géophysique, Géochimie, Géomécanique

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,	examinateur
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)

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

$r_{av}$	résistance aérodynamique entre la végétation et le niveau $z_{av}$	$\text{sm}^{-1}$
$r_{as}$	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 $z_{av}$ (modèle à un compartiment)	$\text{sm}^{-1}$
$r_{asv}$	résistance aérodynamique entre le sol sous la végétation et le niveau $z_{av}$	$\text{sm}^{-1}$
$r_e$	résistance de surface effective pour le modèle à un compartiment	$\text{sm}^{-1}$
$r_E$	résistance de surface effective pour le modèle à deux compartiments	$\text{sm}^{-1}$
$r_{rac}$	rayon moyen des racines	m
$r_{rad}$	résistance radiative	$\text{sm}^{-1}$
$r_s$	résistance de surface	$\text{sm}^{-1}$
$r_{stm}$	résistance stomatique minimale extrapolée (Monteith, 1995)	$\text{sm}^{-1}$
$r_{stmin}$	résistance stomatique minimale	$\text{sm}^{-1}$
$r_{stmax}$	résistance stomatique maximale	$\text{sm}^{-1}$
$r_{sto}$	résistance stomatique	$\text{sm}^{-1}$
$r_r$	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	$\text{sm}^{-1}$
$r_v$	ruissellement sur le feuillage	$\text{ms}^{-1}$
$R$	ruissellement cumulé	m
$R_v$	constante des gaz parfaits	$461 \text{ Jkg}^{-1}$
$R_a$	rayonnement atmosphérique incident	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{a_s}$	rayonnement tellurique net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{a_{sv}}$	rayonnement tellurique net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{a_v}$	rayonnement tellurique net de la végétation	$\text{Wm}^{-2}$
$R_g$	rayonnement global, i.e. solaire incident	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{g_r}$	rayonnement solaire réfléchi	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{g_s}$	rayonnement solaire net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{g_{sv}}$	rayonnement solaire net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{g_v}$	rayonnement solaire net de la végétation	$\text{Wm}^{-2}$
$R_i$	nombre de Richardson	-
$R_n$	rayonnement net	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{n_s}$	rayonnement net du sol (modèle à un compartiment) ou du sol nu (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{n_{sv}}$	rayonnement net du sol sous la végétation (modèle à deux compartiments)	$\text{Wm}^{-2}$
$R_{n_v}$	rayonnement net de la végétation	$\text{Wm}^{-2}$



$R_s$	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 $v$	-
$V_r$	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
$z_{ors}$	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 :

$\alpha$	facteur d'échelle de Miller et Miller	-
$\alpha$	aire saturée relative du bassin	-
$\alpha$	albédo	-
$\alpha_0$	facteur empirique dans $r_{av}$	-
$\alpha_s$	albédo du sol	-
$\alpha_v$	albédo de la végétation	-
$\beta$	rapport entre les évaporations réelle et potentielle	-
$\beta_x$	paramètre de forme de la relation de Xinanjiang	-
$\beta_i$	pente au point i	-
$\Phi_a$	forçage radiatif	$Wm^{-2}$
$\chi$	rapport entre les différences $T_0-T_a$ et $T_s-T_a$	-
$\Delta$	pente de la pression de vapeur saturante par rapport à la température	$PaK^{-1}$
$\Delta z_i$	distance entre deux nœuds successifs du sol	m
$\varepsilon$	porosité	-
$\varepsilon_a$	émissivité de l'air	-
$\varepsilon_s$	émissivité du sol	-
$\varepsilon_v$	émissivité de la végétation	-
$\gamma$	constante psychrométrique	$PaK^{-1}$
$\eta$	paramètre de forme de la correction de stabilité	-
$\kappa$	constante de Von Karman	0,4
$\lambda$	indice de rugosité	-
$\mu$	facteur empirique	$Pa^{-1}$
$\nu$	facteur empirique	-
$\theta$	teneur en eau volumique du sol	$cm^3cm^{-3}$
$\theta_0$	teneur en eau volumique initiale du réservoir	$cm^3cm^{-3}$
$\theta_{fc}$	capacité au champ	$cm^3cm^{-3}$
$\theta_i$	teneur en eau volumique du sol au niveau i	$cm^3cm^{-3}$
$\theta_{res}$	teneur en eau volumique résiduelle	$cm^3cm^{-3}$

$\theta_{sat}$	teneur en eau volumique à saturation	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
$\theta_{wilt}$	point de flétrissement	$\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$
$\rho$	densité de l'air	$\text{kgm}^{-3}$
$\rho_d$	densité sèche du sol	$\text{kgm}^{-3}$
$\rho_l$	densité de l'eau liquide	$\text{kgm}^{-3}$
$\sigma$	constante de Stefan-Boltzmann	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4}$
$\sigma_a$	facteur d'écran pour les échanges turbulents	-
$\sigma_v$	facteur d'écran	-
$\tau$	quantité de mouvement	$\text{kgm}^{-1} \text{s}^{-2}$
$\xi$	rapport entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net	-
$\psi$	fonction de stabilité	-
$\psi_f$	potentiel foliaire	m
$\psi_i$	potentiel matriciel au niveau i	m
$\psi_s$	potentiel matriciel à la surface	m
$\psi_{BC}$	paramètre d'échelle de la courbe de rétention de Brooks & Corey	m
$\psi_{VG}$	paramètre d'échelle de la courbe de rétention de Van Genuchten	m
$\zeta$	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 Xinanjiang	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 centrée-réduite $s$ observée et la courbe de Xianjiang ajustée ( $\beta_x=4$ ) 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 des 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 sol-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 inter-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 ( $R_n$ , $G$ , $H$ , $Le$ ) 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	162-163
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	
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 $\sigma$ ) des propriétés de l'horizon sablo-limoneux (a) mesurées à Lockyersleigh et (b) dérivées des données de Geeves <i>et al.</i> (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 décrire la $f_{dp}$ 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 $G=120 \text{ W/m}^2$	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 de 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: efficacité 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 bio-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:

$$p + e + r + i + \Delta s = 0 \quad (1.1.1)$$

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

Et pour le bilan d'énergie :

$$R_g + R_a + R_{gr} + R_s + H + L_e + G = 0 \quad (1.1.2)$$

Où  $R_g$  et  $R_a$  représentent les rayonnements solaire et atmosphérique incidents,  $R_{gr}$  le rayonnement solaire réfléchi,  $R_s$  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 :

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

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.

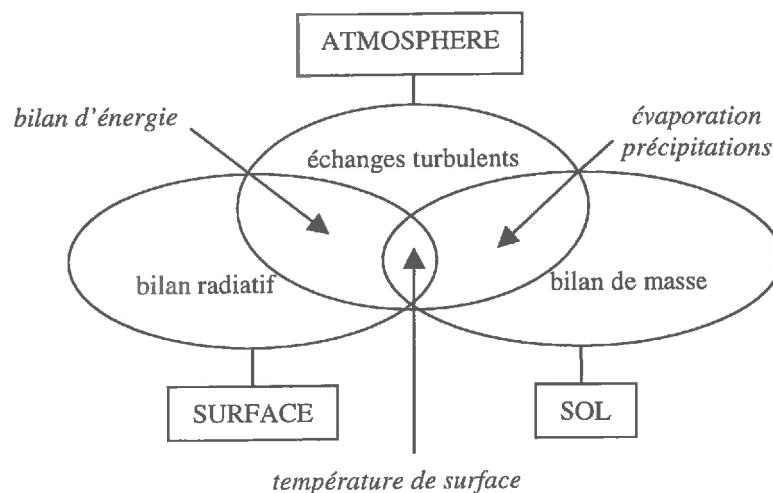


Figure 1.1.1 : interactions entre bilans de masse et d'énergie à la surface des continents

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 « boîtes 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 nombre 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 multi-

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 satellitaires, 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 Sol-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<sup>2</sup>. 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<sup>2</sup>.



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 Nemeč, 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.

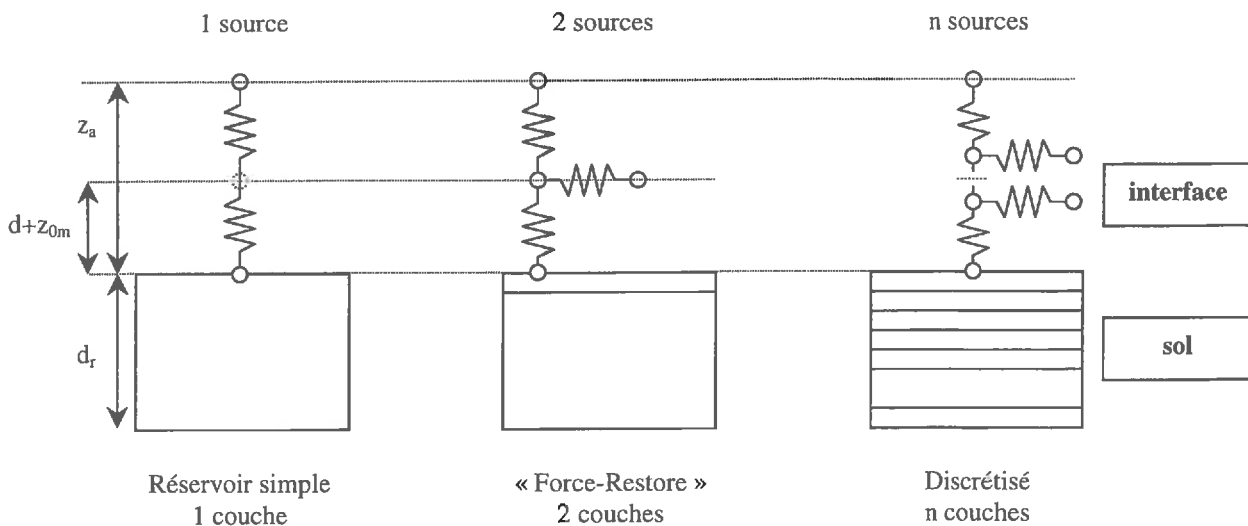


Figure 1.2.1 : niveaux de complexité des modules sol et interface SVA

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, Baldocchi, 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 » :

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

où  $\rho$  est la densité de l'air,  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air,  $\gamma$  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  $\psi_s$ :

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

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 a 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 :

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

- ii. une relation de proportionnalité entre une relation empirique de la teneur en eau  $\theta$  et l'évaporation potentielle:  $e = \beta e_p$  soit  $Le = \beta Le_p$ , où  $\beta$  est une fonction de l'humidité volumique du sol  $\theta$  (approche « fonction- $\beta$  »). 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 :

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

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 :

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

où  $a$  et  $b$  sont des constantes à déterminer,  $\theta$  la teneur en eau et  $\theta_{sat}$  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- $\beta$  » où  $\beta$  est simplement le rapport entre les teneurs en eau réelle et à saturation:

$$\beta = \frac{\theta}{\theta_{sat}} \quad (1.2.6)$$

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

$$\beta_t = \frac{\theta - \theta_{wilt}}{a\theta_{sat} - \theta_{wilt}} \quad (1.2.7)$$

où  $\theta_{wilt}$  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  $e$ :

$$e \approx \frac{S_d}{2\sqrt{t}} \quad (1.2.8)$$

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

$$e \approx \frac{S_d}{2\sqrt{t}} - \frac{K_0}{2} \quad (1.2.9)$$

où  $S_d$  est la désorptivité du milieu,  $t$  le temps et  $K_0$  la conductivité hydraulique à la teneur en eau initiale  $\theta_0$ .

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  $\beta$  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  $\beta$  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 :

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

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 :

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

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

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

Cette valeur varie de 32 jours ( $Le_p=100 \text{ W/m}^2$ , ordre de grandeur pour les milieux arides) à 128 jours ( $Le_p=25 \text{ W/m}^2$ , valeur typique pour un milieu tempéré humide), si  $d_r=40 \text{ cm}$  et  $\theta_{sat}=0,4$ . 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:

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

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 le cas dans le schéma ISBA (Intéactions 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 :

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

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

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

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,  $\delta$  la fraction humide de végétation, et  $e_a$  et  $e_{sat}$  les tensions de vapeur de l'air et à saturation.

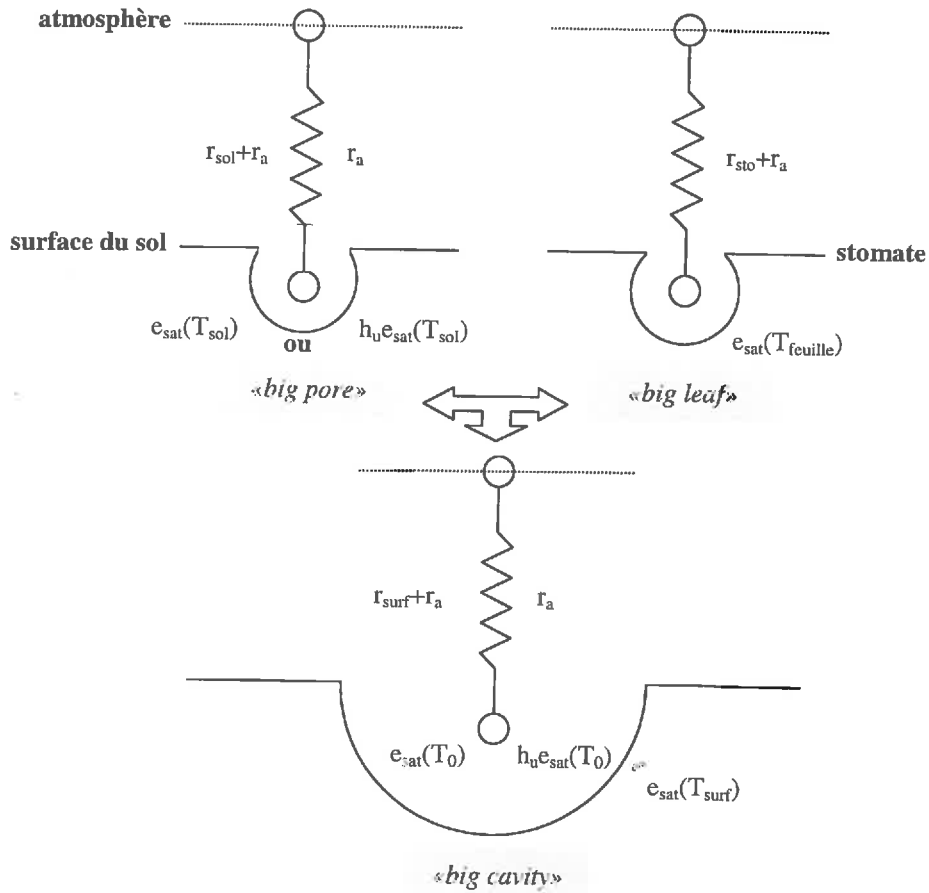


Figure 1.2.2 : le concept de « big cavity »

( $r_{sol}$  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. Les 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  $R_a$  et  $R_g$  (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  $e_{av}$ ,  $e_1$ ,  $\psi_2$ ,  $T_{av}$ ,  $T_1$ ,  $T_2$  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.

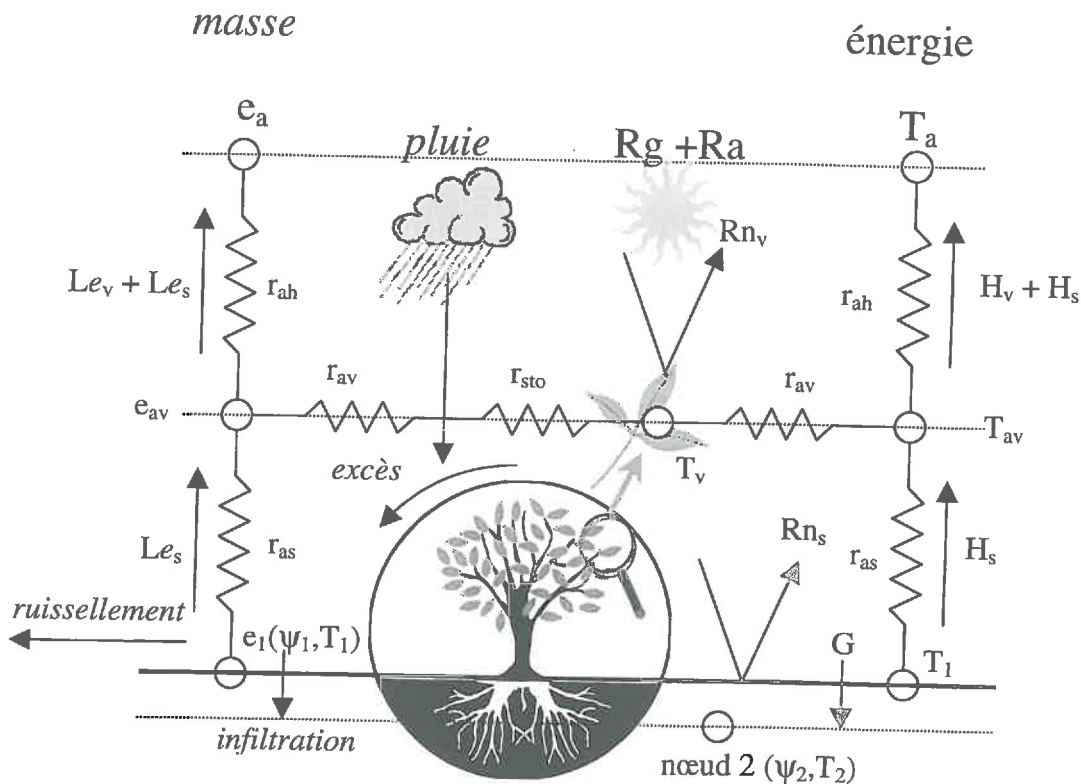


Figure 1.2.3 : le schéma à deux sources

Les modèles à deux couches tiennent compte explicitement, pour un même point de l'espace, des interactions 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'intermédiaire 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  $\alpha_s$  et sur la végétation d'albédo  $\alpha_v$ ) et la transmission (de facteur  $1-\sigma_v$ , où  $\sigma_v$  est le « shielding factor » ou « facteur d'écran ») sont décrites.

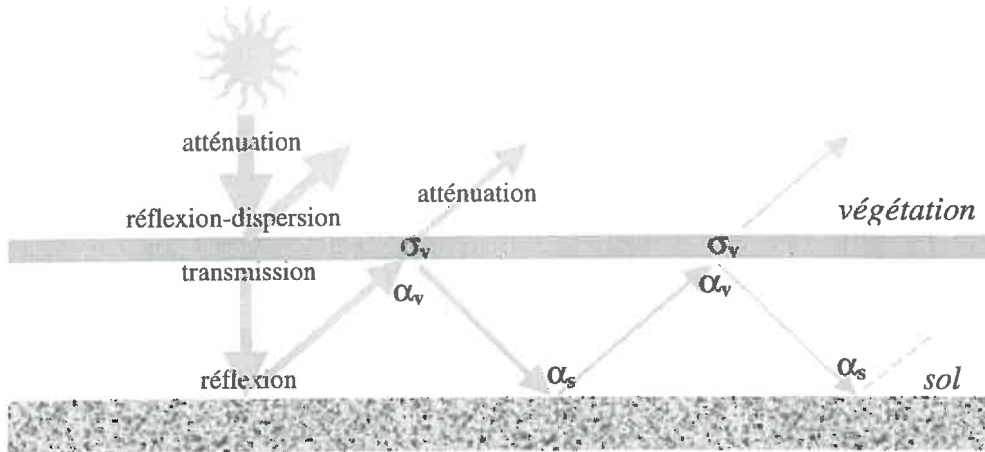


Figure 1.2.4 : transfert radiatif dans un schéma bi-couche, cas du spectre solaire (la végétation a une transmissivité de  $1-\sigma_v$  et une réflectivité de  $\sigma_v\alpha_v$ )

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)
$r_{ah}$	$r_{ah} = \frac{\left( \text{Ln} \left( \frac{z_a - d}{z_{om}} \right) \right)^2}{\kappa^2 U_a \left( 1 + 5g \frac{(z_a - d)(T_{av} - T_a)}{T_a u_a^2} \right)^\eta}$	$r_{ah} = \frac{\left( \text{Ln} \left( \frac{z_a - d}{z_{oh}} \right) - \Psi \left( \frac{z_a - d}{L_{MO}} \right) \right)}{\kappa u^*}$
$r_{av}$	$r_{av} = \sqrt{\frac{w'_f}{u_v}} \frac{n_{SW}}{4\alpha_o LAI \left( 1 - e^{\left( \frac{-n_{SW}}{2} \right)} \right)}$	$r_{av} = \frac{2}{u^*} \sqrt{\frac{9p_d}{\sigma_a n_{TT} LAI}}$
$r_{as}$	$r_{as} = z_v e^{n_{SW}} \frac{e^{\left( \frac{-n_{SW} z_{oms}}{z_v} \right)} - e^{\left( \frac{-n_{SW}(d+z_{om})}{z_v} \right)}}{n_{SW} \kappa^2 u_a \frac{z_v - d}{\text{Ln} \left( \frac{z_a - d}{z_{om}} \right)}}$	$r_{as} = \frac{\sqrt{\frac{\sigma_a 9p_d}{n_{TT} LAI}}}{(1 - \sigma_a) u^*}$

Où  $u_v = u(z_v) = u_a \frac{\text{Ln} \left( \frac{z_v - d}{z_{om}} \right)}{\text{Ln} \left( \frac{z_a - d}{z_{om}} \right)}$  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,  $\kappa$  la constante de Von Karman (0,4),  $T_a$  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  $z_{av}=d+z_{om}$ ,  $\eta$ ,  $\alpha_o$  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,  $\psi$  la fonction de stabilité,  $L_{MO} = \frac{u_*^3 (T_a + T_{av})}{2g\kappa(-H/\rho c_p)}$  la longueur de Monin-Obukhov,  $p_d=2$  si LAI<2 et LAI/2+1 sinon,  $n_{TT}=1,1$ , et enfin  $\sigma_a$  est le facteur de partition entre le sol et la végétation pour les échanges turbulents:

$$\sigma_a = 1 - \frac{0,5}{0,5 + LAI} e^{-LAI^2/8}$$

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).

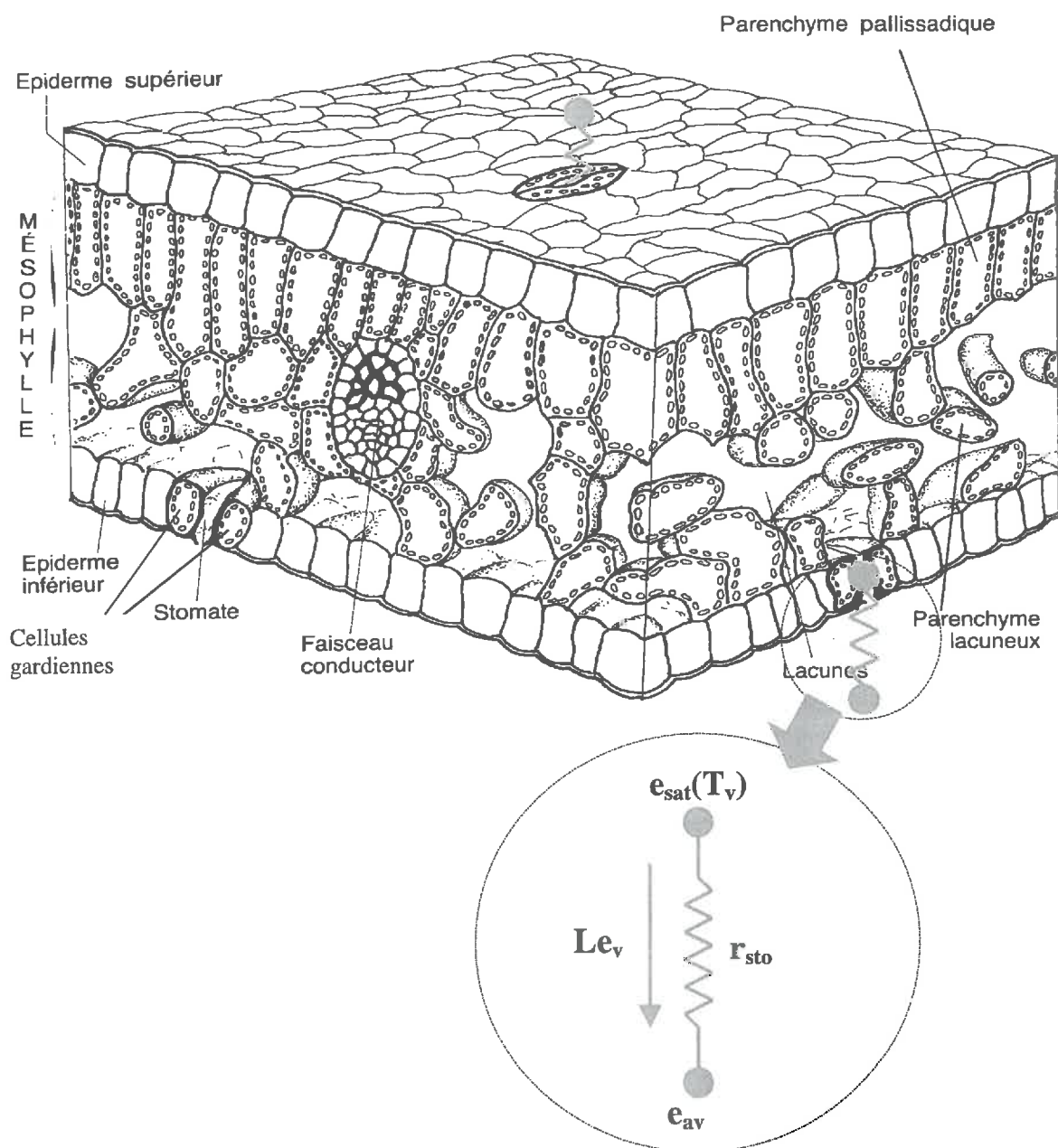


Figure 1.2.5: coupe de feuille d'Angiosperme et détail du stomate

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 ( $f_i \in [0,1]$ ):

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

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

Parmi ces contrôles citons le potentiel foliaire  $\psi_f$  et ses corollaires le potentiel du sol  $\psi$  et le contenu en eau du réservoir profond  $\theta_2$ , le déficit de pression de vapeur de l'atmosphère  $D_a$ , le rayonnement global  $R_g$ , 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	$r_{sto} = r_{st \min} \frac{f_{R_g}(R_g) f_{\psi_f}(\psi_f) f_D(D_a)}{LAI}$	$r_{sto} = r_{st \min} \frac{f_{R_g}(R_g) f_{\theta_2}(\theta_2) f_D(D_a)}{LAI}$
Facteurs environnementaux	$f_{R_g}(R_g) = \frac{1+a}{a + r_{st \min} / r_{st \max}}$ où $a = 0,55 \frac{R_g}{R_{g_L}} \frac{2}{LAI}$ $f_D(D) = 1 + \mu D_a$ où $D_a = e_{sat}(T_a) - e_a$ $f_{\psi_f}(\psi_f) = 1 + \left( \frac{\psi_f}{\psi_{fc}} \right)^{5,5}$	$f_{\theta_2} = \frac{\theta_{fc} - \theta_{wilt}}{\theta_2 - \theta_{wilt}}$ si $\theta_{wilt} < \theta_2 < \theta_{fc}$ , $f_{\theta_2} = 1$ sinon. Valeur infinie si $\theta_2 < \theta_{wilt}$ $f_D(D_a) = \frac{1}{1 - \mu' D_a}$

Tableau 1.2.2 : exemples de paramétrisation de la résistance stomatique

( $R_{g_L}$ ,  $r_{st \max}$ ,  $\mu$  et  $\mu'$  sont des paramètres empiriques,  $\theta_{fc}$  est la capacité au champs et  $\psi_{fc}$  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 :

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

où  $d_r$  est la profondeur du réservoir de teneur en eau  $\theta$ , et  $p$ ,  $e$ ,  $i$ , et  $r$  les valeurs cumulées sur  $\partial t$  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) :

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

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 formalisme de Deardorff (1978) ou son dérivé (Hansen et al., 1983).

Les équations pronostiques des variables d'état  $\theta_s$ ,  $T_s$ ,  $\theta_2$  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) :

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

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

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



$$\frac{\partial \theta_2}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_1 d_1} (P_s - e_w - e_v) - \frac{C_3}{d_2 \tau} \max(0, \theta_s - \theta_{fc}) \quad (1.2.24)$$

où  $d_1$  et  $d_2$  sont les profondeurs des réservoirs superficiel et profond respectivement,  $\tau$  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  $\theta_s$  et  $\theta_2$ ,  $C_3$  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 transfert 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  $\psi$  (ou la teneur en eau  $\theta$  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 :

$$\left\{ \begin{array}{l} C_{m\psi}^{liq} \frac{\partial \psi}{\partial t} + C_{m\psi}^{vap} \frac{\partial \psi}{\partial t} + C_{mT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{mT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial t} = \\ \quad \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{m\psi}^{liq} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{m\psi}^{vap} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{mT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{mT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \text{extraction} \\ \quad \text{racinaire} \\ C_{c\psi}^{liq} \frac{\partial \psi}{\partial t} + C_{c\psi}^{vap} \frac{\partial \psi}{\partial t} + C_{cT}^{sol} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial t} = \\ \quad \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{c\psi}^{vap} \frac{\partial \psi}{\partial z} + D_{cT}^{sol} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial z} - \text{convection} \right) \end{array} \right. \quad (1.2.25)$$

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  $\psi$ ) 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) :

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

où  $(\text{stock}_{\max})_i$  et  $(\text{stock}_{\max})_{\max}$  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  $\theta_{\text{sat}}$  et de la profondeur du réservoir  $d_r$ .

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

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

où  $a_i$  et  $\beta_i$  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 bathymétrie 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):

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

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

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 générée 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 :

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

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):

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

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 :

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

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

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

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

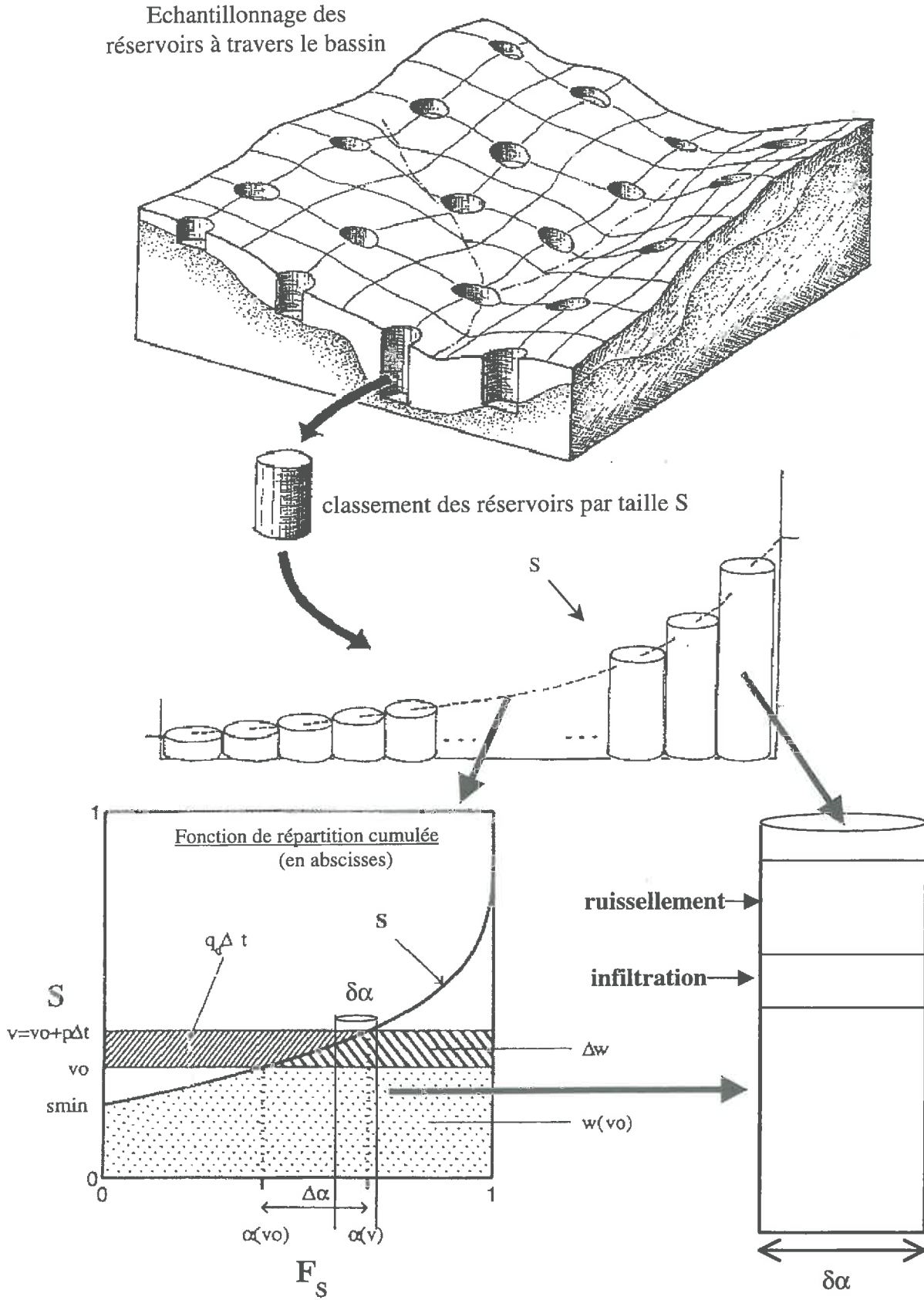


Figure 1.2.6 : schéma descriptif du modèle VIC

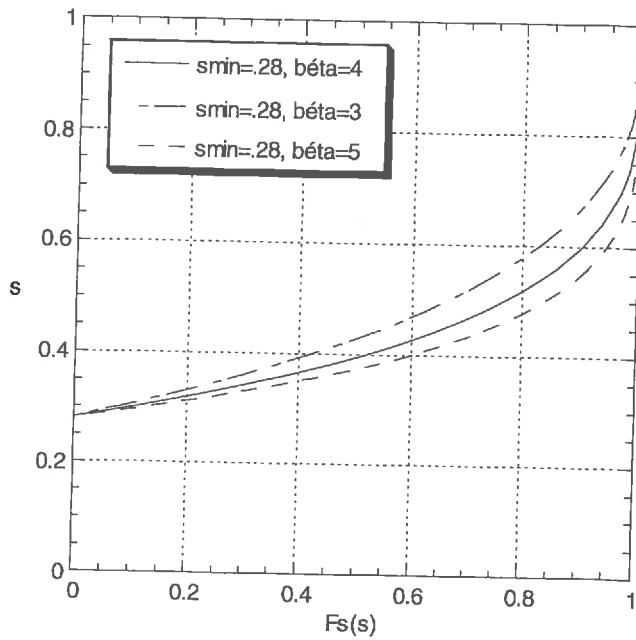


Figure 1.2.7 : Fonction de répartition de Xinanjang (en abscisses)

Or à chaque instant, le bassin comporte une fraction de sa surface totale saturée  $\alpha$  et une fraction non-saturée  $1-\alpha$  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 :

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

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

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

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

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

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:

$$w_c = s_{\min} + \frac{1 - s_{\min}}{1 + \beta_x} \quad (1.2.37)$$

et le taux de remplissage pour le bassin est  $w/w_c$ , 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 :

$$v = v_0 + (p - e)\Delta t \quad (1.2.38)$$

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 :

$$r\Delta t = p\Delta t - \Delta w \quad (1.2.39)$$

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 PILPS (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  $240 \text{ Wm}^{-2}$  et des précipitations annuelles de l'ordre de 800 mm, l'écart de température moyenne annuelle entre les différents modèles est de  $2 \text{ }^\circ\text{C}$  (avec un écart type de  $0,6 \text{ }^\circ\text{C}$ ), celle des chaleurs sensible ou latente de l'ordre de  $30 \text{ Wm}^{-2}$  (et un écart type de  $8 \text{ Wm}^{-2}$ ) 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'interaction 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).

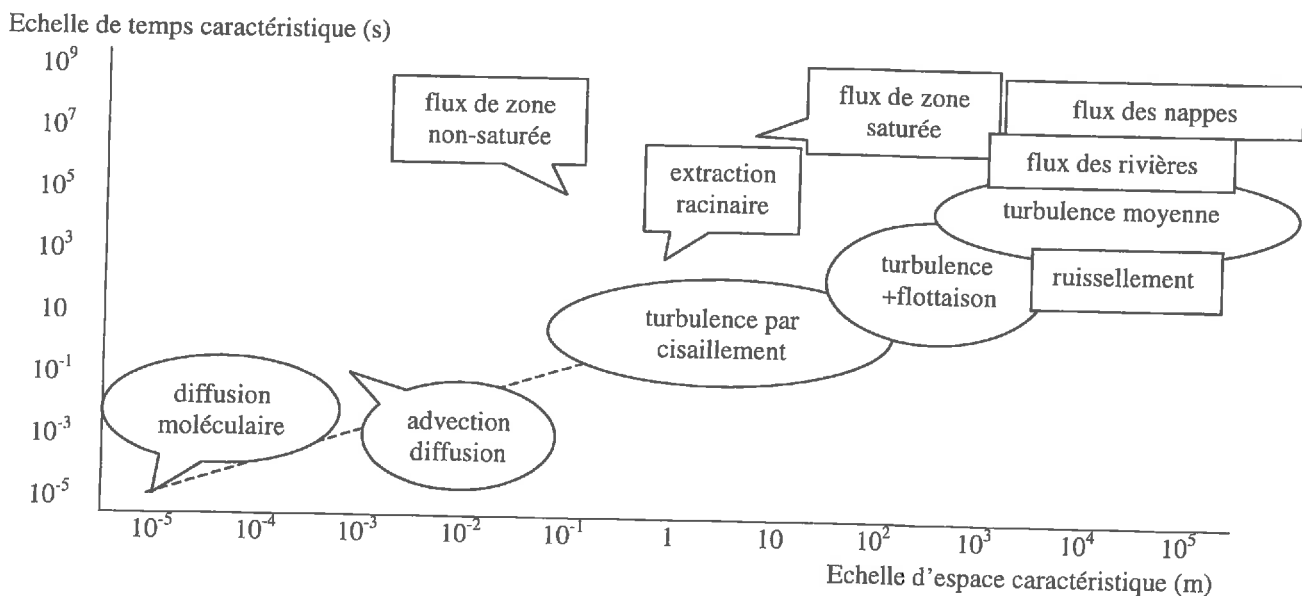


Figure 1.3.1 : diagramme espace-temps des échelles caractéristiques des principaux processus météorologiques (bulles arrondies) et hydrologiques (bulles rectangulaires)

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 « ruissellement » 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 réinfiltré 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 transfert 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<sup>2</sup>. 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 résumant 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 »).

Hétérogène	Discontinu	Organisé
Homogène	Périodique ou déterministe	
	Aléatoire	Désorganisé

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 assumptions can be used without knowledge of the patterns of parameter 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).

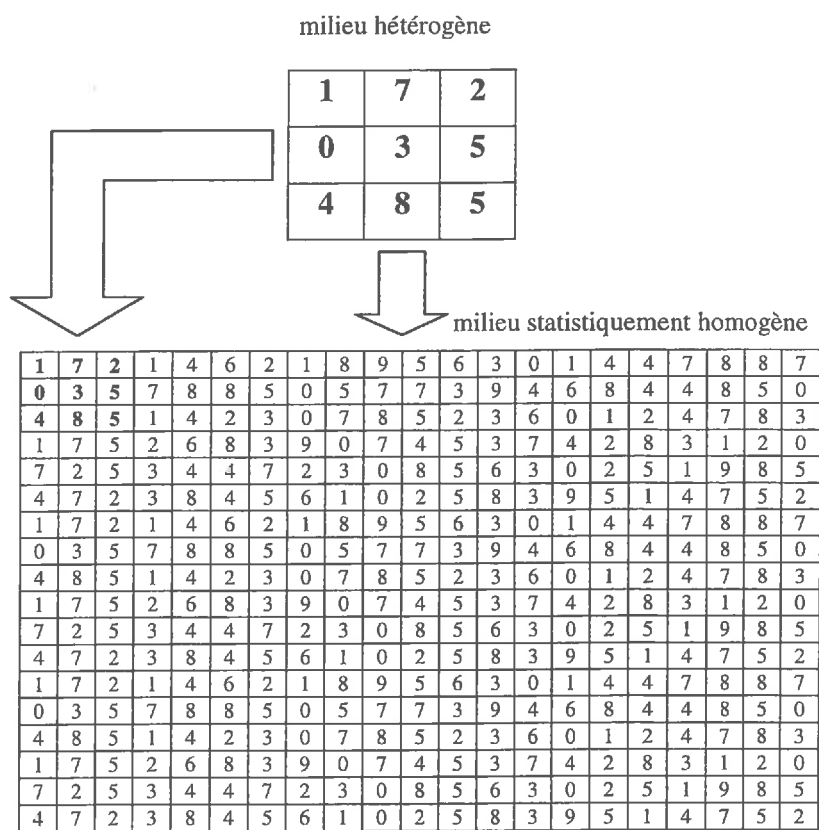


Figure 1.3.2 : mosaïque hétérogène et homogénéisation à plus grande échelle :

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 hyétoگرامme 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 :

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

$$E[p] = \int p \cdot fdp(p) \cdot dp \quad (1.3.2)$$

Où  $Q = E[(p - E[p])(p - E[p])^T]$  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 rétention (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.

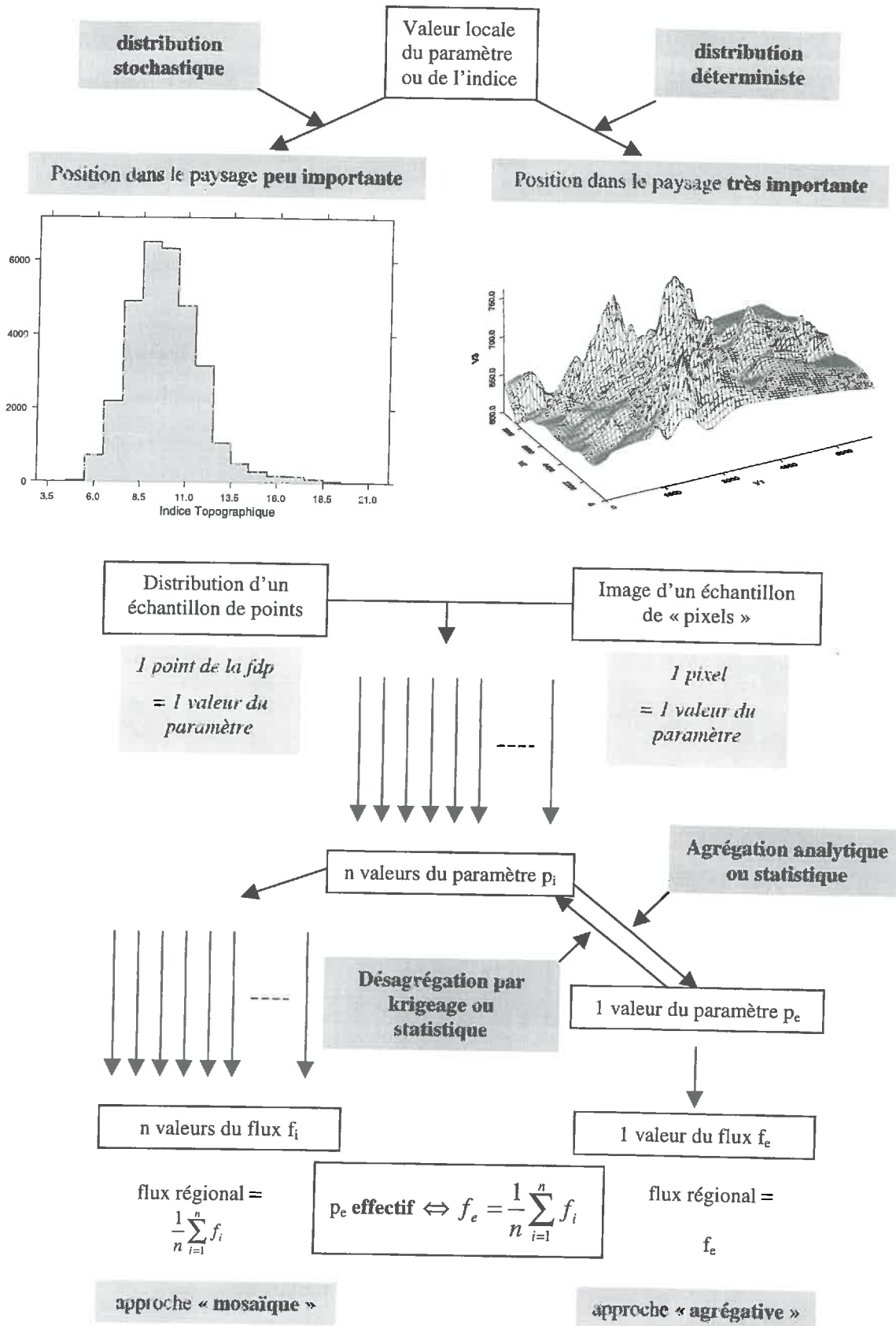


Figure 1.3.3 : Stratégies de distribution/agrégation de l'information

### 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 systèmes 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 régressionnelle 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:

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

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

Soit  $R$  un volume d'intégration compris entre deux surfaces,  $S_A$  surface atmosphérique formant une bulle autour 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) :

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

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

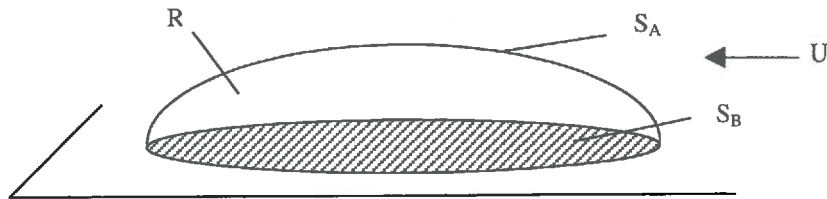


Figure 1.3.4 : définition du volume d'intégration de l'équation de conservation

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  $F_C$  :

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

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

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

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 :

$$F_c = f(p_{\text{régional}}) = \sum_{i=1}^n a_i f(p_{\text{local}}) \quad (1.3.7)$$



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  $a_i = 1 \quad \forall i \in \mathbb{N} \cap [1, n]$

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	$d_e = \sum_i a_i d_i$	Moyenne arithmétique
Albédo et émissivité	$\alpha_e = \sum_i a_i \alpha_i$ et $\varepsilon_e = \sum_i a_i \varepsilon_i$	
Indice de couverture foliaire	$LAI_e = \sum_i a_i LAI_i$	
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 $d_i \ll h_b$ $\ln^{-2} (z_{ome}^{-1}) = \sum_i a_i \ln^{-2} (z_{omi}^{-1})$	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 :

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

( $\alpha$  est l'albédo,  $Rg$  le rayonnement solaire incident,  $\epsilon_a$  l'émissivité de l'air,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzman,  $T_a$  la température de l'air,  $\epsilon_s$  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  $\rho$  est la densité de l'air,  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $\gamma$  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 différence 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
<p>Flux :</p> <p><math>\Phi_a</math> énergie « isotherme »</p> <p>LE flux de chaleur latente</p> <p>H flux de chaleur sensible</p>	$LE = \frac{M_a r_H \Phi_a + \lambda_a}{r_{tot}}$ $H = \frac{r_a r_E \Phi_a - \lambda_a}{r_H r_{tot}}$ <p>(local ou régional)</p>	<p>Bilan (local ou régional):</p> $\Phi_a = LE + \frac{r_a}{r_H} H$ <p>soit <math>\Phi_{ae} = \sum_i a_i \Phi_{ai}</math></p>
<p>Résistances :</p> <p><math>r_{tot}</math> résistance totale</p> <p><math>r_r</math> résistance « radiative »</p> <p><math>r_a</math> résistance aérodynamique</p> <p><math>r_s</math> résistance stomatique</p>	$r_{toti} = M_a r_{Hi} + r_{Ei}$ $r_{Ei} = r_{ai} + r_{si}$ $r_{Hi} = \left( \frac{1}{r_{ai}} + \frac{1}{r_{ri}} \right)^{-1}$ <p>(local seul : indices i)</p>	$\frac{1}{r_{tote}} = \sum_i \frac{a_i}{r_{toti}}$ $\frac{1}{r_{ae}} = \frac{r_{tote}}{\Phi_{ae}} \sum_i \frac{a_i \Phi_{ai} r_{ai}}{r_{toti}}$ $\frac{1}{r_{se}} = \frac{r_{tote}}{\Phi_{ae}} \sum_i \frac{a_i \Phi_{ai} r_{si}}{r_{toti}}$

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

$$\text{(où } \Phi_a = (1-\alpha)R_g - G + (\varepsilon_s - \varepsilon_a)\sigma T_a^4, \quad r_r = \frac{\rho c_p}{4\varepsilon_s \sigma T_a^3}, \quad \lambda_a = \frac{\rho c_p D_a}{\gamma}, \quad M_a = \frac{\rho c_p \Delta}{\gamma},$$

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

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

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

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

où  $Q$  est la matrice de variance-covariance.

Soit :

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

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. Elle 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'une étude à l'échelle de la saison voir infra-saisonnaire.

#### 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 télédéteçtées 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<sup>2</sup>) 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. Le 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).

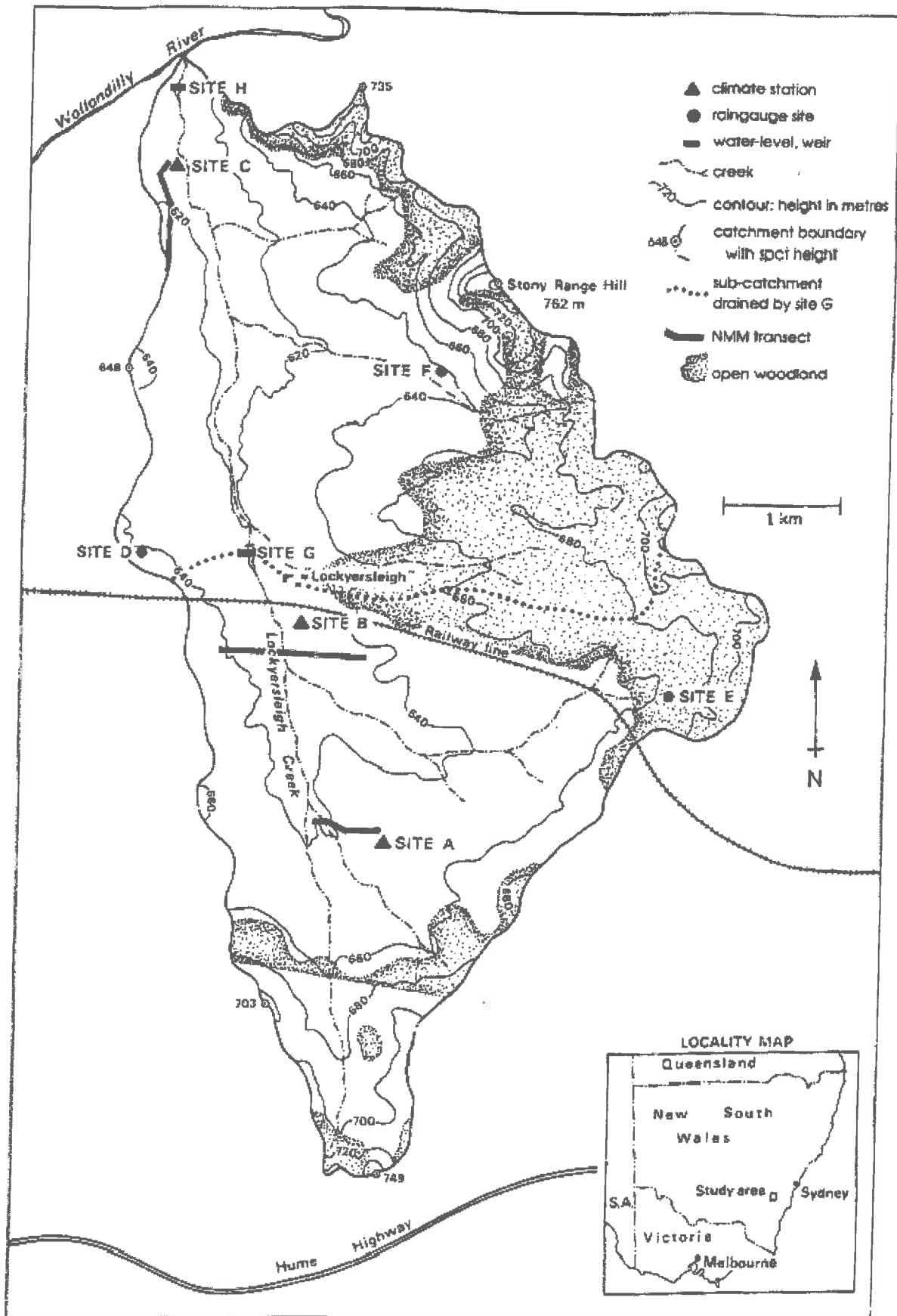


Figure 2.1.1 : localisation et description du bassin versant de Lockyersleigh



## 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 $T_a$	Thermistance Pt
	Radiation globale $R_g$	Solarimètre Kipp™ à 1,5 m
	Humidité de l'air $h_u$	Psychromètre à thermistance Pt à 1 et 2,5 m
	Vitesse et direction du vent $u_a$	Anémomètre mécanique Gill™ à 2 m
	Pluie P	Pluviomètre à augets
Autres mesures	Température radiative du couvert $T_s$	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 3 m
	Température du sol	Thermistances
	Humidité du sol	Humidimètre neutronique Campbell™
	Radiation nette $R_n$	Radiomètre Net Swissteco™ à 1,5 m
	Flux turbulents H et LE	Méthode du Rapport de Bowen
	Flux de chaleur dans le sol G	Plaques de Middleton™ à 2 cm
	Débit de la rivière	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.

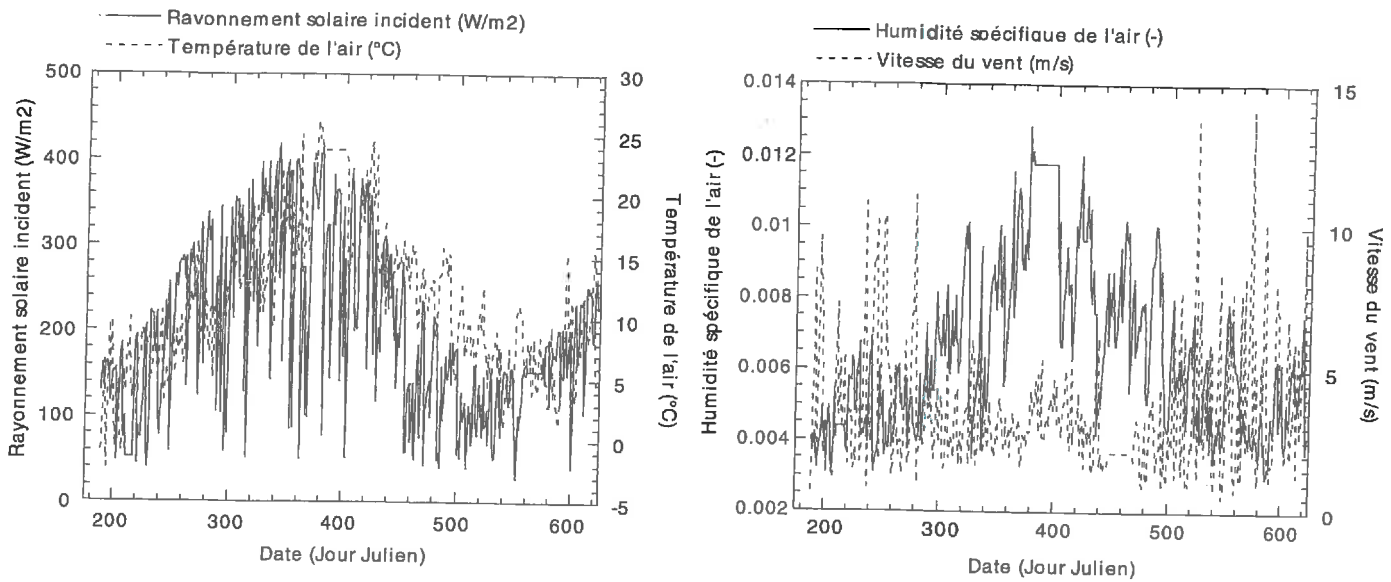


Figure 2.1.2 : évolution intersaisonnière du forçage atmosphérique

- 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) :

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

la courbe de Xinanjang ajustée aux observations a pour paramètres  $s_{min}=0,28$  et  $\beta_x=4$ .

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.

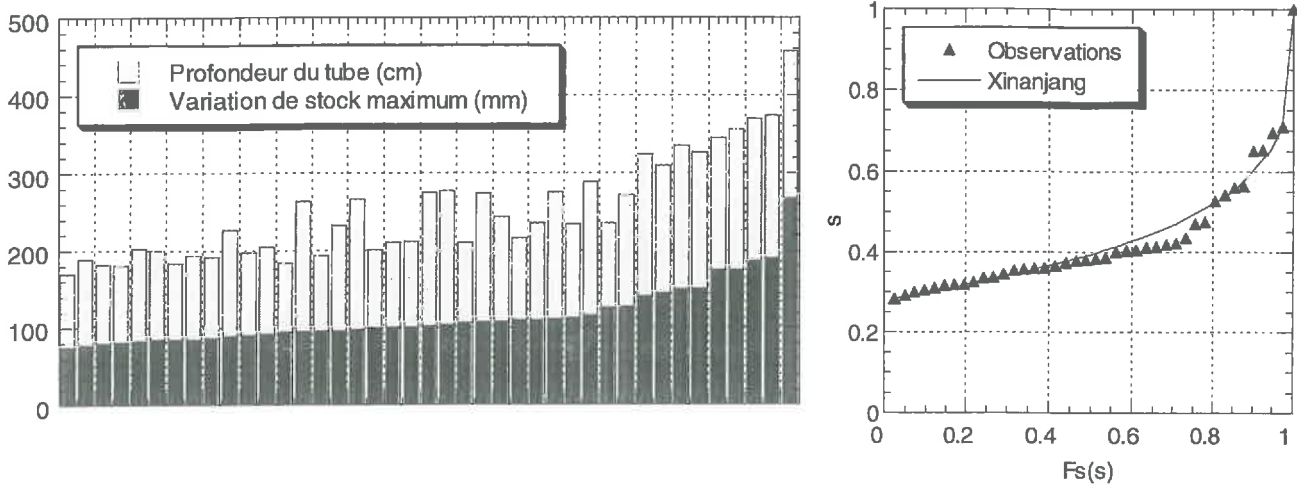


Figure 2.1.3a : histogrammes empilés de profondeur totale (en cm) et de variation maximale du stock (en mm) pour chacun des 41 tubes ayant fonctionné pendant les 4 ans de l'expérience, et

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

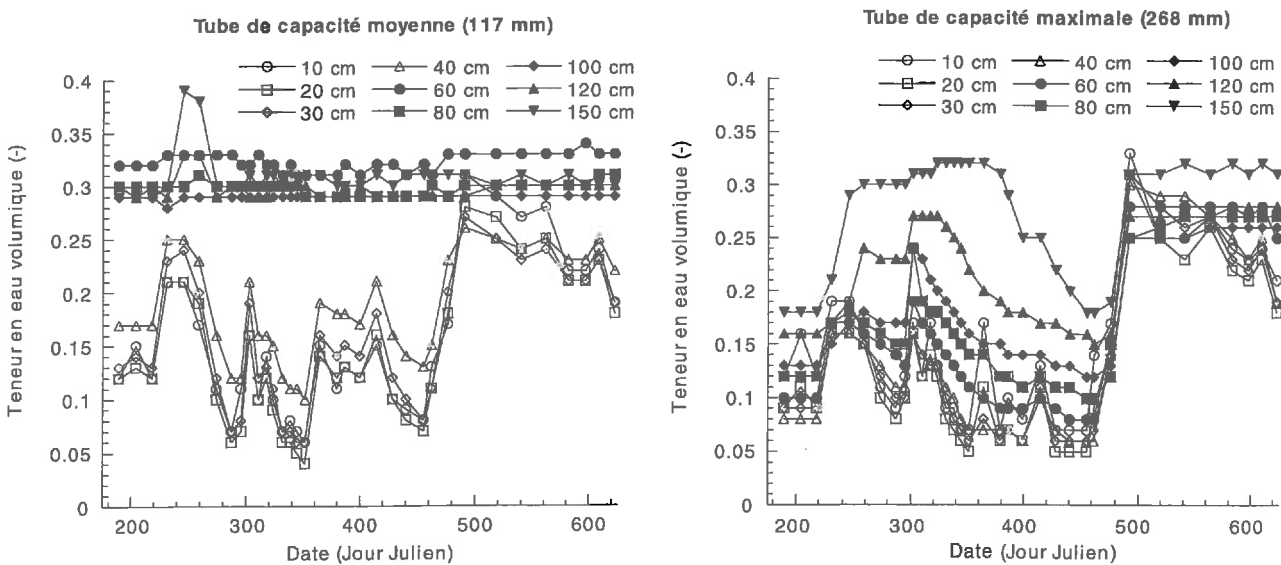


Figure 2.1.4 : évolution intersaisonnière de l'humidité volumique pour deux tubes d'accès

(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
$z_{\text{sable}}$ (cm)	33	20	130	45	40	24
$\theta_{\text{sat}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	36	0,32	0,48	0,39	0,38	0,04
$\theta_{\text{res}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	1		-	0,02		-
$K_{\text{sat}}$ (m/s)	1		-	$5 \times 10^{-6}$		-
$\psi_{\text{VG}}$ (m)	1		-	0,10		-
$m_{\text{vg}}$ (-)	1		-	0,23		-

(b) Geeves <i>et al.</i> (1995)	n	minimum	maximum	Moyenne	médiane	écart-type
$z_{\text{sable}}$ (cm)	49	10	50	33	30	-
$\theta_{\text{sat}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	72	0,30	0,56	0,39	0,38	0,04
$\theta_{\text{res}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	46	0,16	0,01	0,02	0,0	0,04
$K_{\text{sat}}$ (m/s)	46	$3 \times 10^{-6}$	$36.6 \times 10^{-5}$	$27 \times 10^{-5}$	$8.8 \times 10^{-5}$	$66.1 \times 10^{-5}$
$\psi_{\text{VG}}$ (m)	46	0,00	0,82	0,15	0,10	0,17
$m_{\text{vg}}$ (-)	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  $\sigma$ ) 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.

$\theta_{\text{sat}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$\theta_{\text{res}}$ (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	$K_{\text{sat}}$ (m/s)	$\psi_{\text{VG}}$ (m)	$m_{\text{vg}}$ (-)
0,40	0,07	$5 \times 10^{-8}$	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<sup>2</sup> par pied. L'accroissement de *LAI* dû aux arbres dans la zone de forêt ouverte est de l'ordre de 0,3.

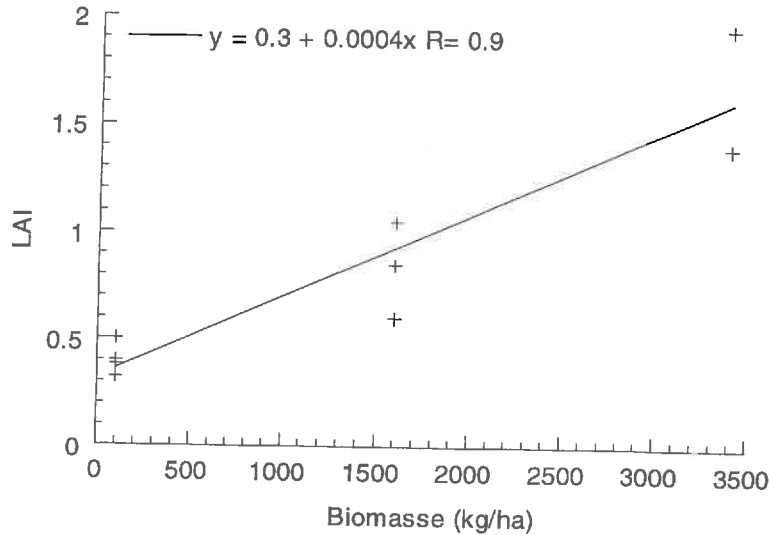


Figure 2.1.5 : relation entre le LAI et la biomasse

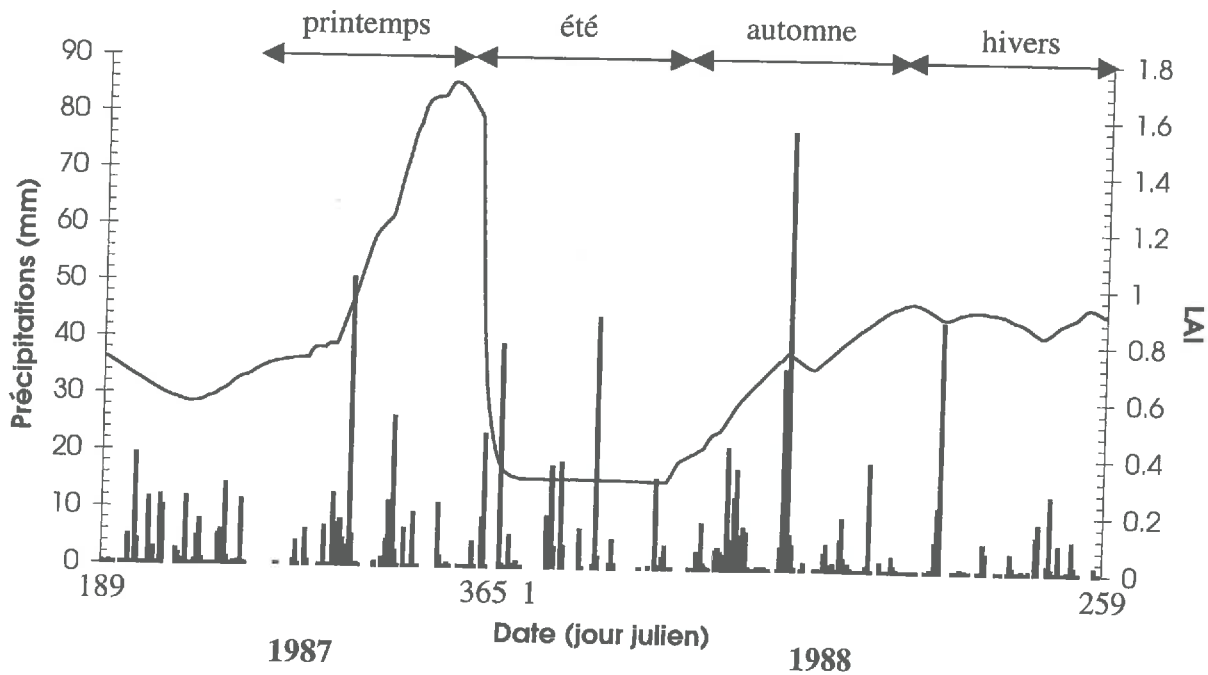


Figure 2.1.6 : évolution saisonnière du LAI en 1987 et 1988 et précipitations journalières

## 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  $\beta_i$  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  $\alpha$  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

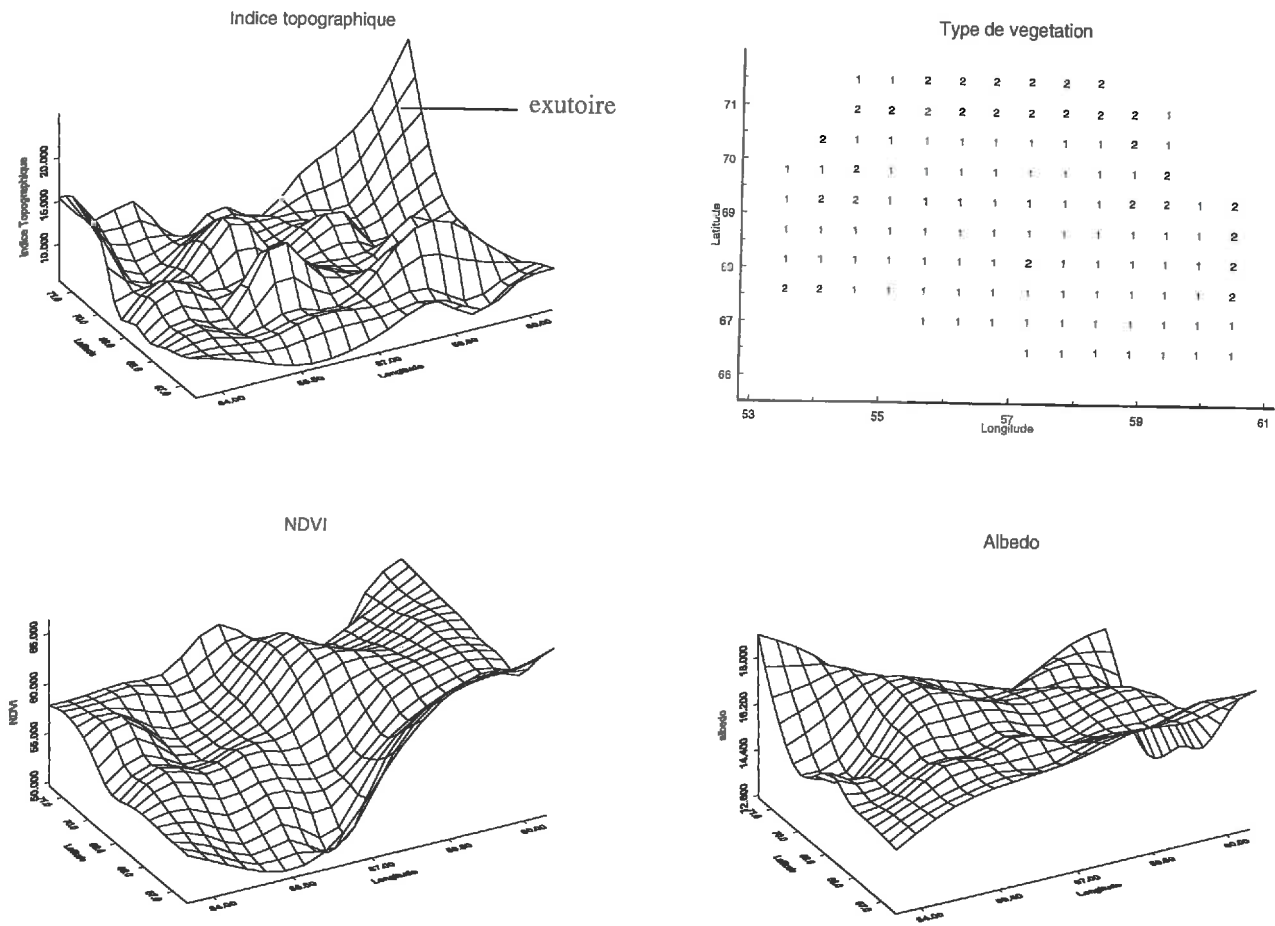


Figure 2.1.7 : données aéroportées et données distribuées (indice topographique, type de végétation, NDVI et albédo)



## 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<sup>2</sup> 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 télédéteectées 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<sup>2</sup>) 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.

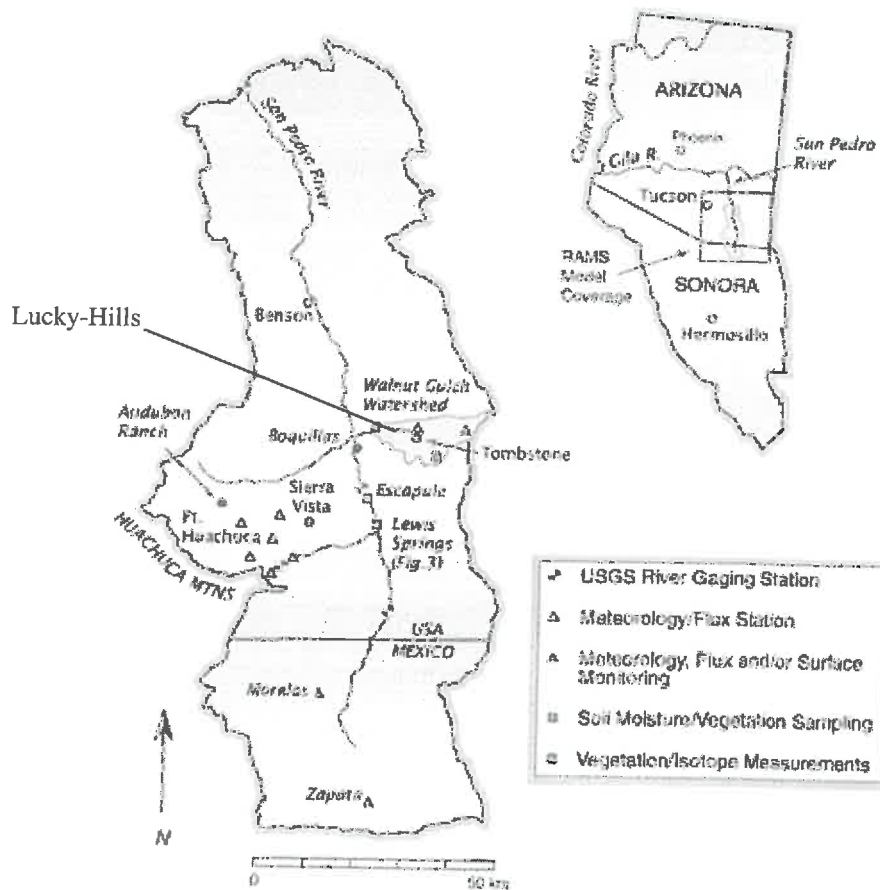


Figure 2.1.8 : localisation des différents sites des expériences SALSA et MONSOON'90

## 2.1.2.2. Dispositif expérimental

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 $T_a$	Thermocouple à réponse rapide, à 2 m
	Radiation globale $R_g$	Solarimètre Eppley™ à 1,5 m
	Humidité de l'air $h_u$	Hygromètre à krypton à 2m
	Vitesse et direction du vent $u_a$	Anémomètre sonic à 2 m
	Pluie $Pl$	Pluviomètre à augets
Autres mesures	Température radiative du couvert $T_s$	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 2 m, 3°
	Température du sol	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 2 m, 15°
	Humidité du sol	Mesures gravimétriques
	Radiation nette $R_n$	Radiomètre Net REBS™ Q6 à 1,7 m
	Flux turbulents $H$ et $LE$	ROVEC eddy correlation system (à 2m)
	Flux de chaleur dans le sol $G$	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 $T_{rad}$	Thermocouple à réponse rapide à 6,8 m
	Radiation globale $R_g$	Solarimètre Kipp™ à 1,5 m
	Humidité de l'air $h_u$	Analyseur Infra-rouge LI-COR™ à 6,8 m
	Vitesse et direction du vent $u_a$	Anémomètre sonic Gill™ à 2 m
	Pluie $Pl$	Pluviomètre à augets Campbell™
Autres mesures	Température radiative du couvert $T_{rad}$	Radiomètre infra-rouge Everest™ à 3 m
	Température du sol	Thermistances Campbell™
	Humidité du sol	Sonde TDR Campbell™ (jusqu'à 30cm)
	Humidité de surface intégrée	Sonde résistive ThetaProbe™ (0 à 6 cm)
	Radiation nette $R_n$	Radiomètre Net REBS™ Q6 et Q7 à 1,7 m
	Flux turbulents $H$ et $LE$	Station eddy correlation EDISOL™
	Flux de chaleur dans le sol $G$	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 <sup>2</sup> )	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

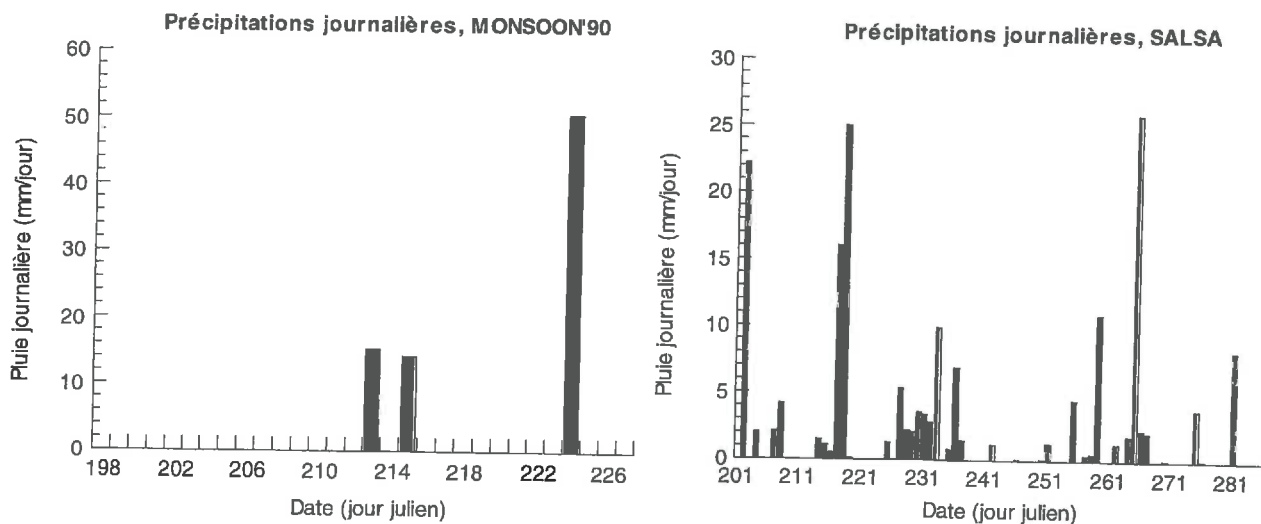


Figure 2.1.9 : précipitations journalières pour MONSOON'90 et SALSA

### 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	$4,5 \cdot 10^{-5}$
	Ecart-type	4,2	3,8	1,4	$2,7 \cdot 10^{-5}$
Zapata	Moyenne	67,2	24,4	8,4	$3,0 \cdot 10^{-6}$
	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 éparées. 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 transferts par exemple comporte un nombre important de formulations empiriques)

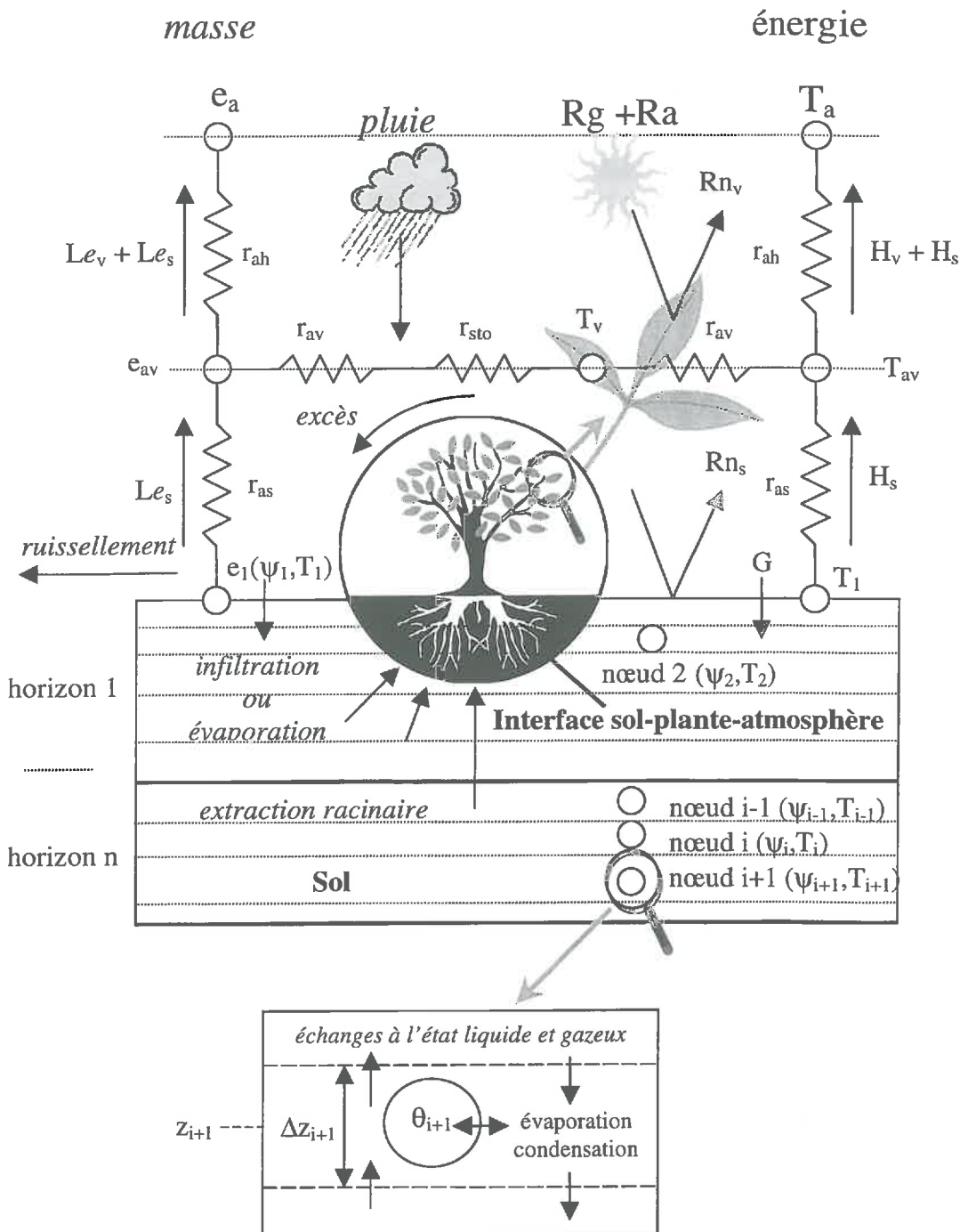


Figure 2.2.1 : schéma du modèle SiSPAT

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 in-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  $\psi$ . 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 :

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

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 membre 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) :

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

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

où  $\zeta$  est la tortuosité du milieu,  $D_{va}$  la diffusivité isotherme isobare de la vapeur,  $\varepsilon$  la porosité,  $p_{atm}$  la pression atmosphérique et  $\rho_l$  la densité du liquide.



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

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

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

$D_{cT}^{vap+liq+sol}$  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 capillaire en masse d'eau occupant le volume poral se fait grâce à la courbe de rétention, qui relie  $\theta$  à  $\psi$ , 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):

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

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

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

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

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

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

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

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  $\psi$ ) 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 ( $\psi_I$  et  $T_I$  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  $\psi_I=0$  est imposée comme condition limite du transfert de masse. L'équation de conservation de la masse implique :

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

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  $\sigma_v$  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 ( $e_1 = h_u e_{sat}(T_1) < e_{av}$ ) ou condensée ( $e_1 = h_u e_{sat}(T_1) > e_{av}$ ) par le sol, lorsque  $\psi_1 < 0$  :

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

- $q$  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 sol-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 :

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

- $r$  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 sol-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  $R_g$  et rayonnement tellurique incident  $R_a$ ) et des précipitations  $p$  entre le sol et la plante est assurée par le même facteur d'écran  $\sigma_v$ .

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 résumés 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:

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

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.

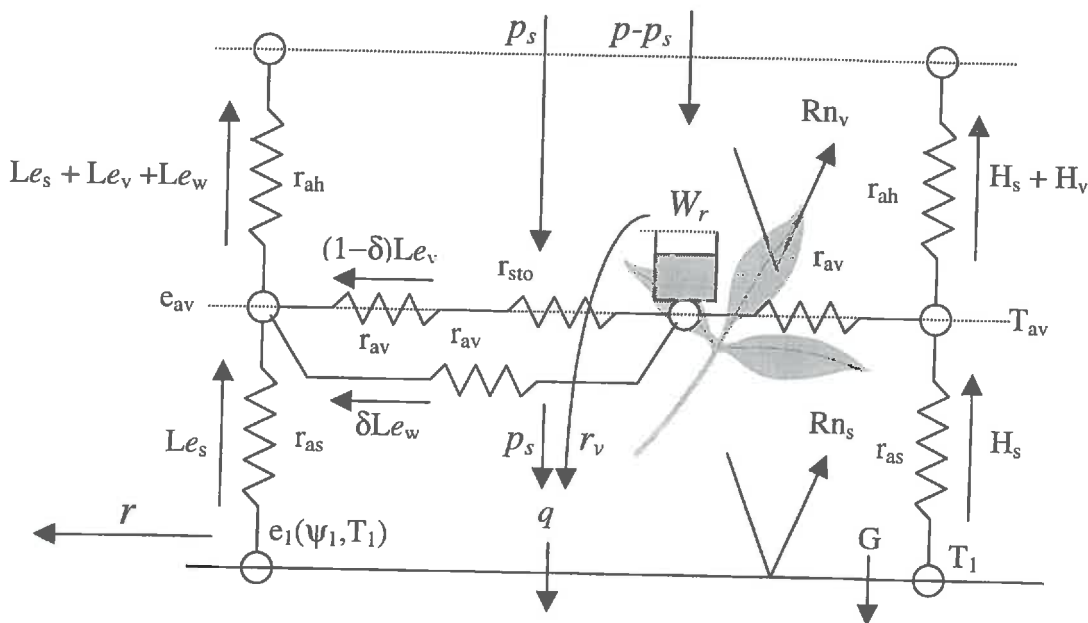
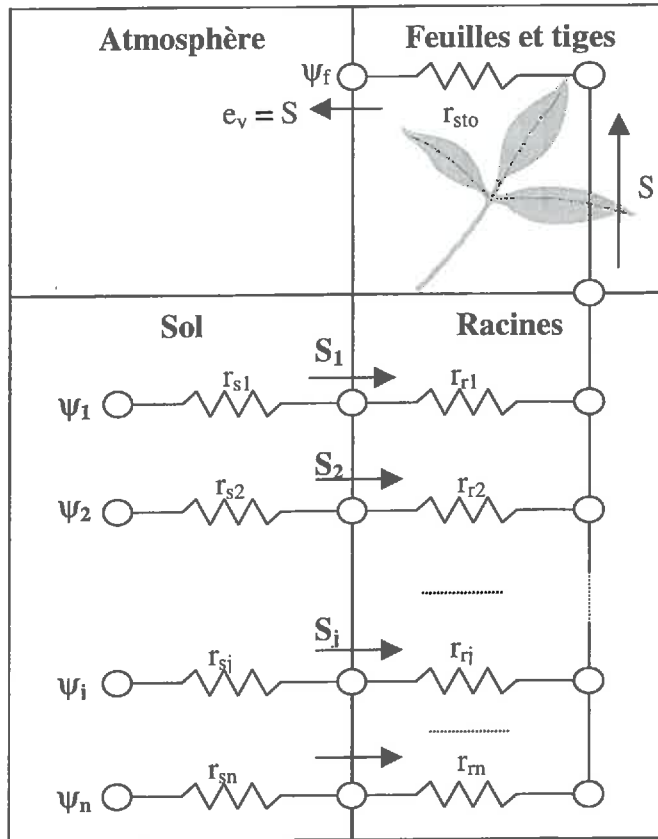


Figure 2.2.2 : schémas de l'interface sol-végétation-atmosphère (ci-dessus) et du système sol-plante (page suivante)



Nature de l'équation :	Expression des 5 équations :	Variables des nœuds utilisés: (à résoudre : $\psi_1, T_1, T_{av}, e_{av}, T_v$ )
Bilan d'énergie pour le sol	$Rn_s = G + H_s + Le_s$	$\psi_1, T_1, \psi_2^*, T_2^*, T_{av}, e_{av}$
Bilan d'énergie pour la végétation	$Rn_v = H_v + (1 - \delta)Le_v + \delta Le_w^{**}$	$T_v, T_{av}, e_{av}$
Bilan de masse	$p_s = e_s + q + r$	$\psi_1, T_1, \psi_2^*, T_2^*$
Continuité du flux de chaleur sensible	$H = H_s + H_v$	$T_a, T_1, T_v, T_{av}$
Continuité du flux de chaleur latente	$Le = Le_s + (1 - \delta)Le_v + \delta Le_w^{**}$	$e_a, T_1, T_v, e_{av}, \psi_1, T_1, \psi_2^*, T_2^*$

\* les valeurs de potentiel  $\psi_2$  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  $\psi_2$  et  $T_2$  à la sortie du module sol

\*\* la fraction de végétation humide  $\delta$  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 sol-plante-atmosphère

	Spectre solaire		Spectre tellurique	
	sol	végétation	sol	végétation
Facteur d'absorption	$(1 - \alpha_s)^*$	$\sigma_v (1 - \alpha_v)^{**}$	$\epsilon_s$	$\sigma_v \epsilon_v$
Facteur de réflexion	$\alpha_s$	$\sigma_v \alpha_v$	$(1 - \epsilon_s)$	$\sigma_v (1 - \epsilon_v)$
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	$Rn = Rn_s + Rn_v$
Rayonnement net sol	$Rn_s = Rg_s + Ra_s$
Rayonnement net végétation	$Rn_v = Rg_v + Ra_v$
Rayonnement solaire net sol	$Rg_s = \frac{Rg(1 - \alpha_s)(1 - \sigma_v)}{1 - \sigma_v \alpha_s \alpha_v}$
Idem végétation	$Rg_v = Rg(1 - \alpha_v) \sigma_v \left( 1 + \frac{\alpha_s (1 - \sigma_v)}{1 - \sigma_v \alpha_s \alpha_v} \right)$
Rayonnement tellurique net sol	$Ra_s = \frac{(1 - \sigma_v) \epsilon_s (Ra - \sigma T_1^4) - \epsilon_s \epsilon_v \sigma_v \sigma (T_1^4 - T_v^4)}{1 - \sigma_v (1 - \epsilon_v)(1 - \epsilon_s)}$
Idem végétation	$Ra_v = \sigma_v \left( \epsilon_v (Ra - \sigma T_v^4) + \frac{\epsilon_v \epsilon_s \sigma (T_1^4 - T_v^4) + (1 - \sigma_v)(1 - \epsilon_s) \epsilon_v (Ra - \sigma T_v^4)}{1 - \sigma_v (1 - \epsilon_v)(1 - \epsilon_s)} \right)$

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

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  $\psi_f$  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.

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

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

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

où  $FDR_j$  est la valeur de la fonction de densité racinaire (en m de racine par m<sup>3</sup> de sol) au nœud j,

$V_r = \frac{\pi r_{rac}^2 FDR_j}{\Delta z_j}$  est la densité racinaire (en m<sup>3</sup> de racines par m<sup>3</sup> de sol) et  $r_{rac}$  est le rayon moyen des racines.

$$r_{rj} = \frac{r_t}{FDR_j} \quad (2.2.9)$$

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



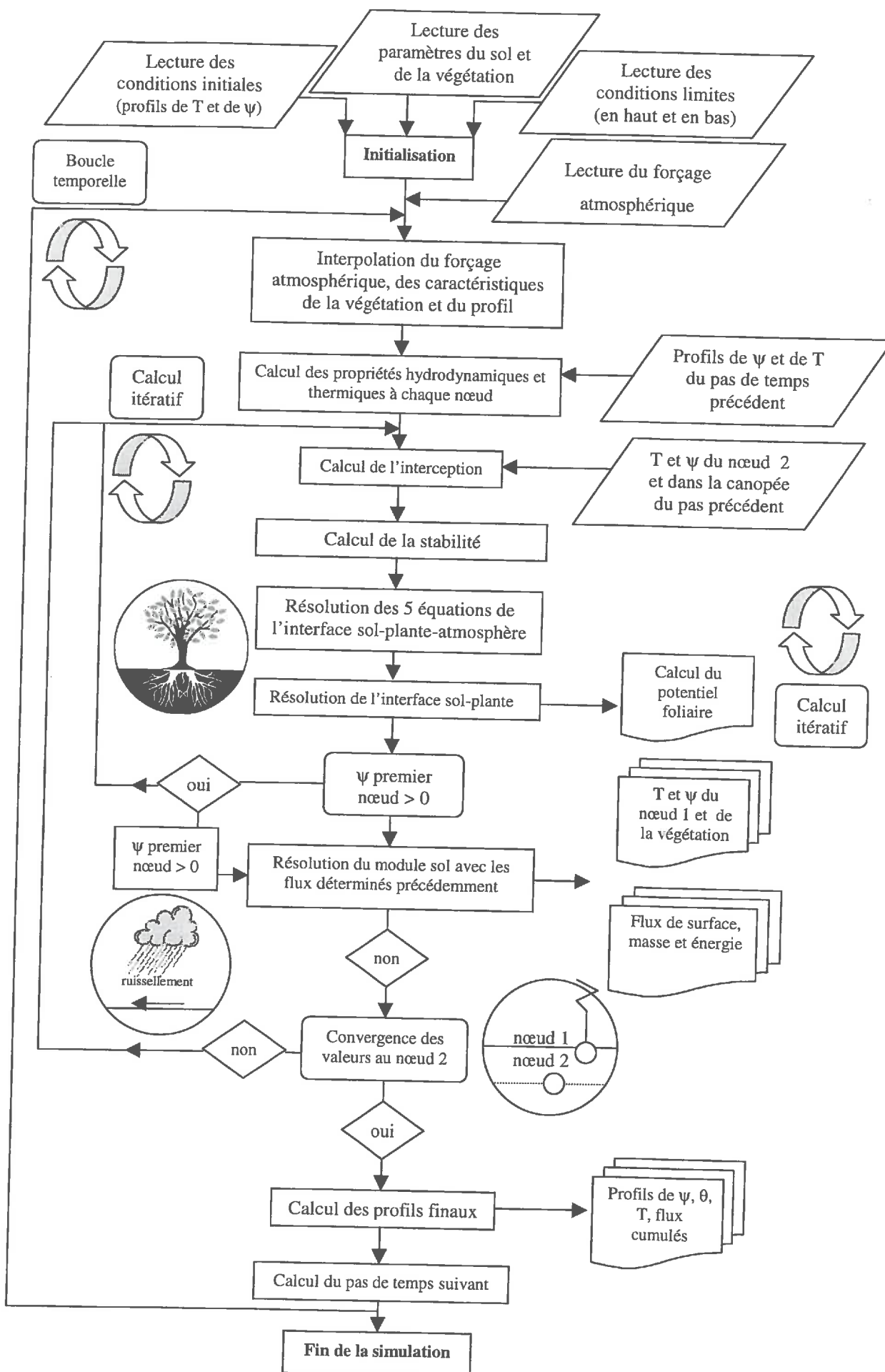
valeurs, puis le module sol et ainsi de suite jusqu'à convergence entre les valeurs utilisées par l'interface et celles produites par le module sol.

De la même manière, le module sol-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  $\psi_l$ , le modèle revient au pas de temps précédent, fixe une valeur nulle pour  $\psi_l$  et supprime  $\psi_l$  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



## 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.

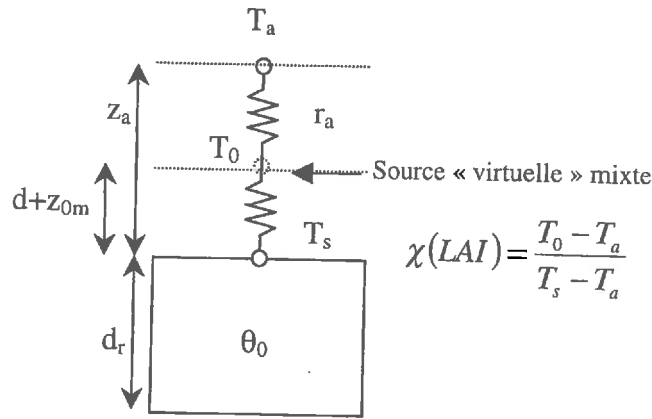


Figure 2.2.4 : schéma du modèle simple-source/simple réservoir

( $T_s$ ,  $T_a$  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 ;  $\theta_0$  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 ;  $\chi$  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.

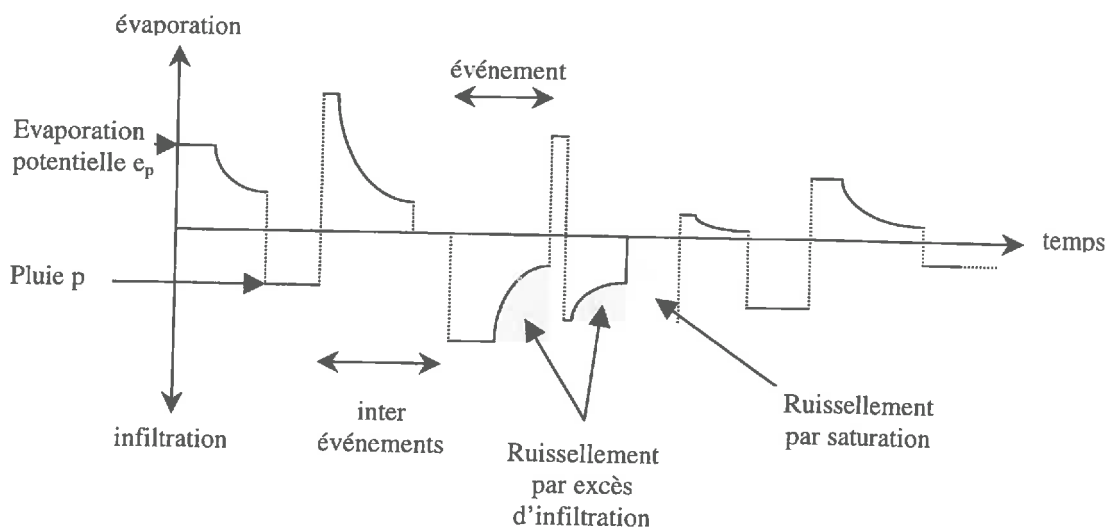


Figure 2.2.5 : découpage de la série temporelle en événements et inter-événements

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 constant 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 interactions 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.

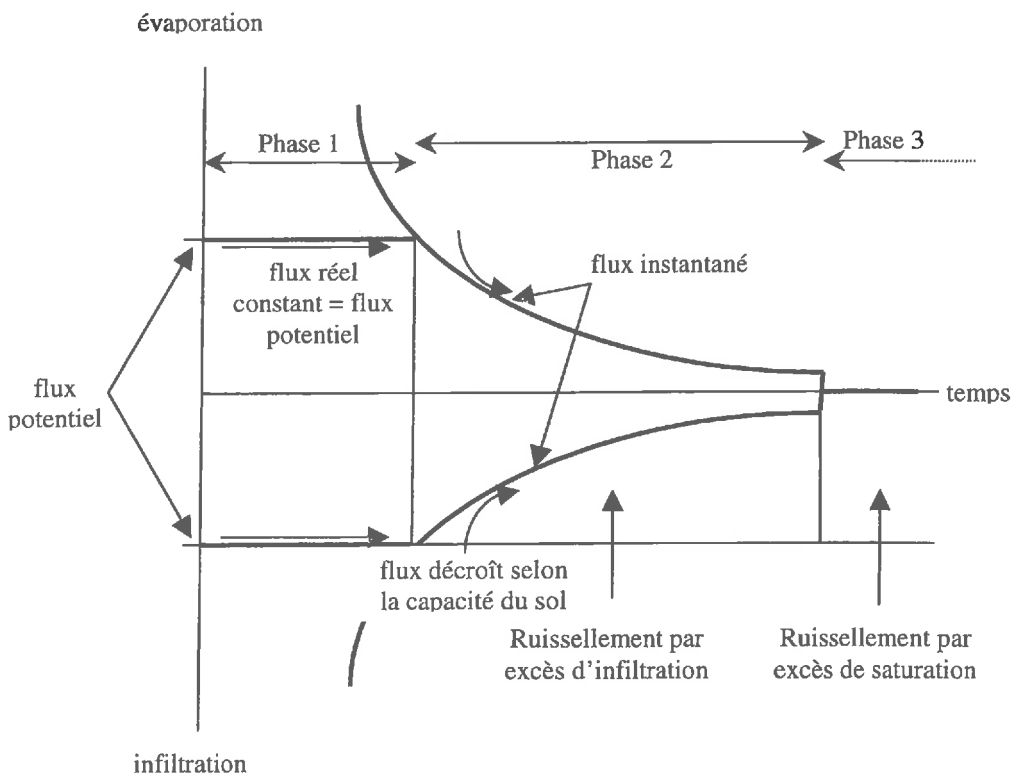


Figure 2.2.6 : répartition des 3 phases au cours de l'événement

(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  $\theta_0$  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.

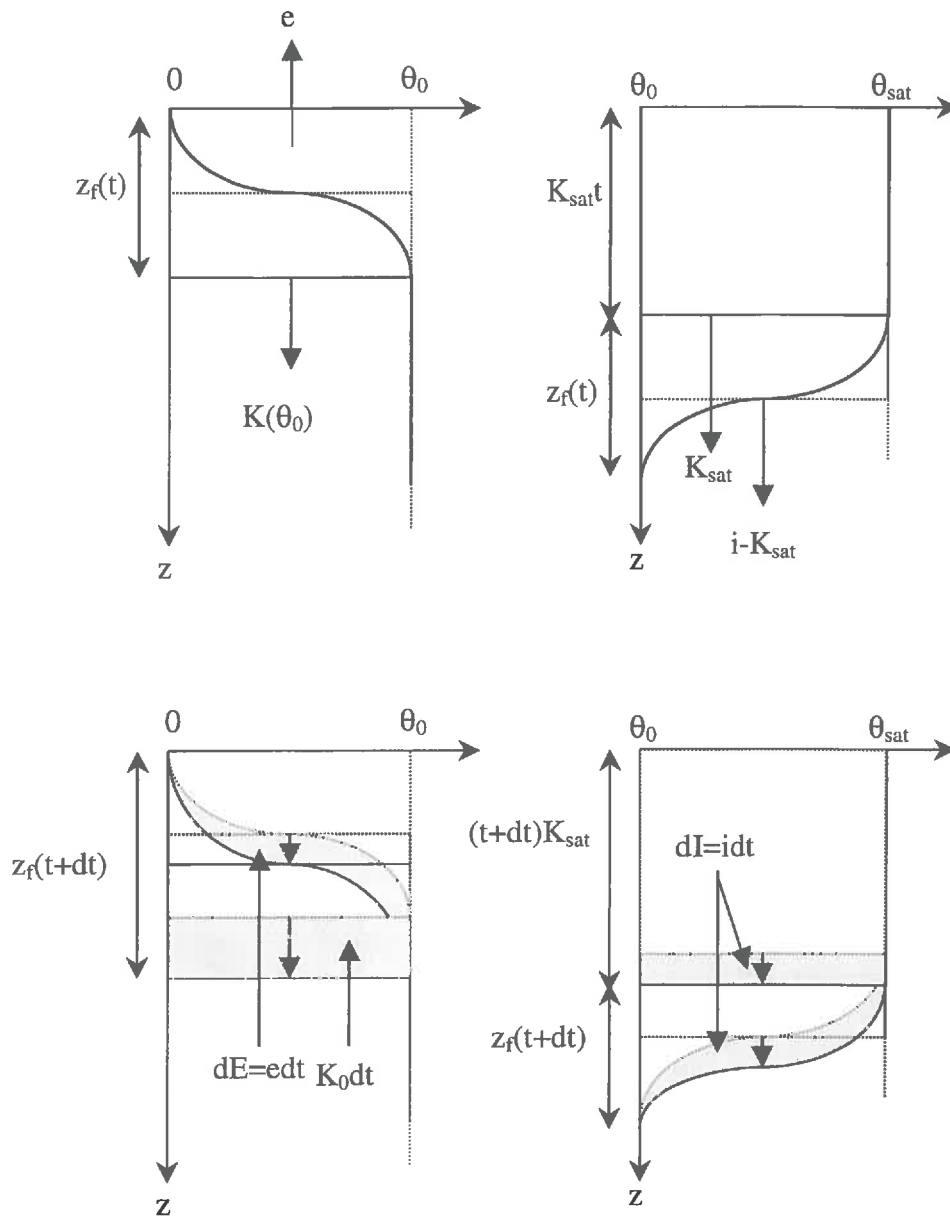


Figure 2.2.7 : description simplifiée des profils successifs de teneur en eau du sol

(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  $dI$ )



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

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

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

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 :

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

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

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) :

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

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

La conservation de la masse s'écrit :



$$cz_f(t) = E + K_0 t$$

(2.2.13a)

$$dz_f(t) = I$$

(2.2.13b)

Après élimination de  $z_f$  dans les deux équations précédentes :

$$e = \frac{ac}{E + K_0 t}$$

(2.2.14a)

$$i = K_{sat} + \frac{bd}{I}$$

(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 :

$$ac = \frac{S_d^2}{2}$$

(2.2.15a)

$$bd = \frac{S^2}{2}$$

(2.2.15b)

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

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

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):

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

(2.2.17a)

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

(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 « ~ ») :

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

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

$$\begin{array}{l|l} \tilde{E} = 2E \left( \frac{K_0}{S_d^2} \right) & \tilde{I} = 2I \left( \frac{K_{sat}}{S^2} \right) \\ \tilde{e} = e / K_0 & \tilde{i} = i / K_{sat} \end{array}$$

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

$$\begin{array}{l|l} \frac{1}{\tilde{e}} = \tilde{t} + \ln \left( 1 + \frac{1}{\tilde{e}} \right) & \frac{1}{\tilde{i}-1} = \tilde{t} + \ln \left( 1 + \frac{1}{\tilde{i}-1} \right) \\ \tilde{E} = \ln(1 + \tilde{E} + \tilde{t}) & \tilde{I} = \tilde{t} + \ln(1 + \tilde{I}) \\ (2.2.18a \text{ et } 2.2.19a) & (2.2.18b \text{ et } 2.2.19b) \end{array}$$

Avec :

$$\begin{array}{l|l} \tilde{E} = \frac{1}{\tilde{e}} - \tilde{t} & \tilde{I} = \frac{1}{\tilde{i}-1} \\ (2.2.20a) & (2.2.20b) \end{array}$$

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  $m$ ) :

$$\begin{array}{l|l} S_d^2 = \frac{8}{3} K_{sat} |\psi_{BC}| \theta_{sat} m \frac{(\theta_0 / \theta_{sat})^{4 + \frac{1}{m}}}{(1 + 3m)(1 + 4m)} & S^2 = \frac{K_{sat} |\psi_{BC}|}{(1 + 3m)(1 + 4m)} \left[ A - B \left( \frac{\theta_0}{\theta_{sat}} \right)^{3 + \frac{1}{m}} \right] \\ (2.2.21a) & \begin{aligned} A &= 2(\theta_{sat} - \theta_0)(1 + 4m) - m\theta_{sat} \\ B &= (\theta_{sat} - \theta_0)(1 + 3m) + m(\theta_{sat} - 2\theta_0) \end{aligned} \\ & (2.2.21b) \end{array}$$

## 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):

$$\begin{array}{l|l} e(t, \theta_0) = R[E(t, \theta_0)] \Leftrightarrow & i(t, \theta_0) = S[I(t, \theta_0)] \Leftrightarrow \\ e_{réel}(t, \theta_0) \equiv R[E_{réel}(t, \theta_0)] & i_{réel}(t, \theta_0) \equiv S[I_{réel}(t, \theta_0)] \\ (2.2.22a) & (2.2.22b) \end{array}$$

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):

$$\begin{array}{l|l} e(t_c) = e_p & i(t_c) = p \\ (2.2.23a) & (2.2.23b) \end{array}$$

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:

$$\begin{array}{l|l}
 e_{réel}(t_a) = e_p & i_{réel}(t_a) = p \\
 E_{réel}(t_a) = t_a e_p & I_{réel}(t_a) = t_a p \\
 (2.2.24a \text{ et } 2.2.25a) & (2.2.24b \text{ et } 2.2.25b)
 \end{array}$$

Alors, en vertu de l'ACT :

$$\begin{array}{l|l}
 E_{réel}(t_a) \cong E(t_c) & I_{réel}(t_a) \cong I(t_c) \\
 t_a \cong \frac{E(t_c)}{e_p} & t_a \cong \frac{I(t_c)}{p} \\
 (2.2.26a \text{ et } 2.2.27a) & (2.2.26b \text{ et } 2.2.27b)
 \end{array}$$

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:

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

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).

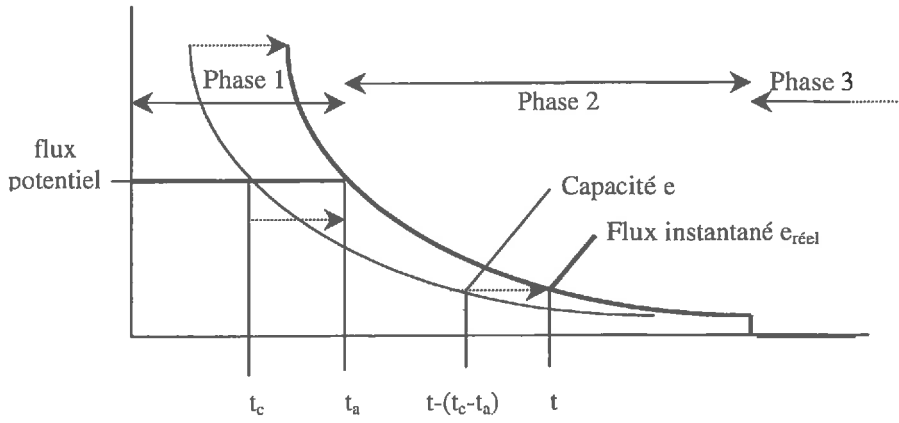


Figure 2.2.8 : Description des trois phases à l'aide de l'ACT

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

$$\begin{aligned} \tilde{t}_c &= \frac{1}{\tilde{e}_p} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{e}_p}\right) \\ \tilde{t}_a \tilde{e}_p &= \ln\left[1 + \tilde{t}_a \tilde{e}_p + \frac{1}{\tilde{e}_p} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{e}_p}\right)\right] \end{aligned} \quad (2.2.31a \text{ et } 2.2.32a)$$

$$\begin{aligned} \tilde{t}_c &= \frac{1}{\tilde{p}-1} - \ln\left(1 + \frac{1}{\tilde{p}-1}\right) \\ \tilde{t}_a \tilde{p} &= \frac{1}{\tilde{p}-1} + \ln\left[\left(1 + \tilde{t}_a \tilde{p}\right)\left(1 - \frac{1}{\tilde{p}}\right)\right] \end{aligned} \quad (2.2.31b \text{ et } 2.2.32b)$$

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

$$\begin{aligned} \forall \tilde{t} \in [\tilde{t}_a, \infty[ & \quad \tilde{E}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{E}(\tilde{t} - (\tilde{t}_c - \tilde{t}_a)) & \quad \forall \tilde{t} \in [\tilde{t}_a, \infty[ & \quad \tilde{I}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{I}(\tilde{t} - (\tilde{t}_c - \tilde{t}_a)) \\ \forall \tilde{t} \in [0, \tilde{t}_a[ & \quad \tilde{E}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{e}_p \tilde{t} & \quad \forall \tilde{t} \in [0, \tilde{t}_a[ & \quad \tilde{I}_{réel}(\tilde{t}) = \tilde{p} \tilde{t} \end{aligned} \quad (2.2.33a \text{ et } 2.2.34a) \quad (2.2.33b \text{ et } 2.2.34b)$$

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 :

$$\theta_{i+1} = \theta_i - \frac{E + Kt}{d_r} \quad (2.2.35a)$$

$$\theta_{i+1} = \theta_i + \frac{P - R}{d_r} \quad (2.2.35b)$$

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) :

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

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,  $\rho$  la densité de l'air,  $c_p$  la chaleur spécifique de l'air à pression constante,  $\gamma$  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):

$$Rn_p = H_p + Le_p + G_p \quad (2.2.37)$$

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  $Rn_p = (1 - \alpha)Rg + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_s \sigma T_{sp}^4$

où  $\alpha$  est l'albédo,  $Rg$  le rayonnement solaire incident,  $\epsilon_a$  l'émissivité de l'air,  $\sigma$  la constante de Stefan-Boltzman et  $\epsilon_s$  l'émissivité de la surface.

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

où  $\xi$  est un facteur de proportionnalité classiquement compris entre 0,2 et 0,5.

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

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

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  $v$  :

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

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

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

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

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

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

où le produit  $Ri(T_{0p} - T_a) = \frac{5g(z_a - d)}{u_a^2 T_a} (T_{0p} - T_a)$  est le Nombre de Richardson et  $\eta=0,75$  en conditions

instables ( $T_{0p} > T_a$ ) et  $\eta=2$  en conditions stables ( $T_{0p} < T_a$ ).  $Ri = \frac{5g(z_a - d)}{u_a^2 T_a}$

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 :

$$Le_p = \frac{\rho c_p}{\gamma_a(T_{0p})} (e_{sat}(T_{0p}) - e_a) \quad (2.2.41)$$

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

$$T_{0p} - T_a \cong \frac{[(1 - \alpha)Rg + (\epsilon_a - \epsilon_s)\sigma T_a^4](1 - \xi) - \frac{\rho c_p}{\gamma_{a0}} D_a}{\frac{\rho c_p}{\gamma_{a0}} [\gamma + \Delta + \eta Ri D_a] + (1 - \xi)4\epsilon_s \sigma T_a^3 \chi^{-1}} \quad (2.2.42)$$

soit, si l'on applique le développement limité :

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

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



$g_{rad} = 4\epsilon_s \sigma T_a^3 (1 - \xi) / \chi$  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 :

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

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 :

$$a_{jour} = \frac{L \sum_{1 \text{ jour}} e}{\sum_{1 \text{ jour}} Le_p} \quad (2.2.45)$$

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  $\chi$  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'atmosphère (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:

$$\frac{r_{sm}}{r_s} = 1 - \frac{Le_v}{Le_m} \quad (2.2.46)$$

où  $r_s$  est la résistance stomatique réelle et  $r_{sm}$  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 :

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

Des deux équations précédentes nous déduisons :

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

où  $k = \frac{\rho c_p (e_{sat}(T_0) - e_a)}{\gamma Le_m}$  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, Wetzell 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

$$Le_m = Le_p \quad (2.2.49)$$

Puisque  $Le_p = \frac{\rho c_p (e_{sat}(T_{0p}) - e_a)}{\gamma r_a}$ ,  $Le_m = \frac{\rho c_p (e_{sat}(T_{0vp}) - e_a)}{\gamma r_a}$  et  $T_{0p} \cong T_{0vp}$ , alors  $k \cong 1$  et par

$$\text{conséquent } Le_{vp} \cong \frac{Le_p}{2} \left( 2 + \frac{r_{stm}}{r_a} - \sqrt{\frac{r_{stm}}{r_a} \left( \frac{r_{stm}}{r_a} + 4 \right)} \right)$$

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

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

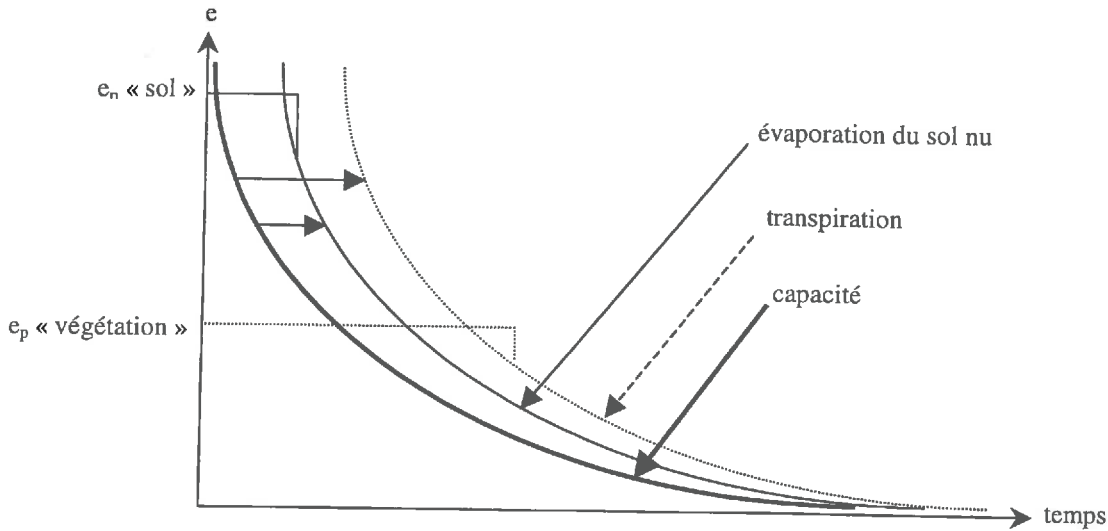


Figure 2.2.9 : les trois phases pour sol nu et végétation

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

$$\frac{1}{1 + r_{st\ min}/r_a} \text{ et } \frac{1}{2} \left( 2 + \frac{r_{stm}}{r_a} - \sqrt{\frac{r_{stm}}{r_a} \left( \frac{r_{stm}}{r_a} + 4 \right)} \right) \text{ respectivement) en fonction du rapport entre la}$$

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 :

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

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

$$Le_{vp} = R^* - \frac{(g_{rad} + \rho c_p g_{a0})(R^* - \rho c_p g_{surf} D_a / \gamma)}{\rho c_p g_{surf} (1 + r_{st \min} g_{a0} + \Delta / \gamma + D_a \eta R_{ir_{a0}} g_{surf} / \gamma) + g_{rad}} \quad (2.2.52)$$

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

où  $R_n$  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 :  $\xi = \xi_s e^{-0,4LAI}$

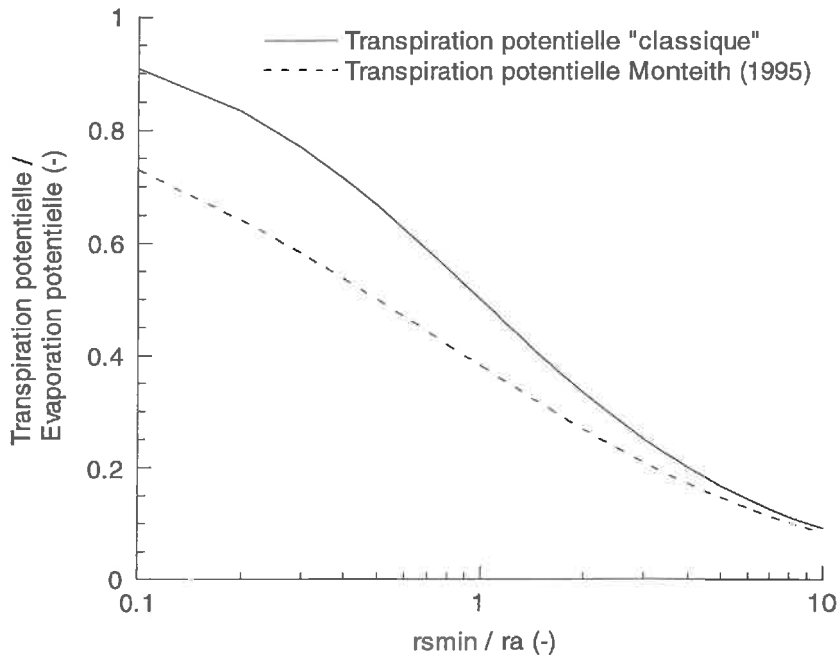


Figure 2.2.10 : évolution de l'évaporation potentielle en présence d'un couvert végétal en fonction du rapport entre les résistances stomatique minimale et aérodynamique

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)

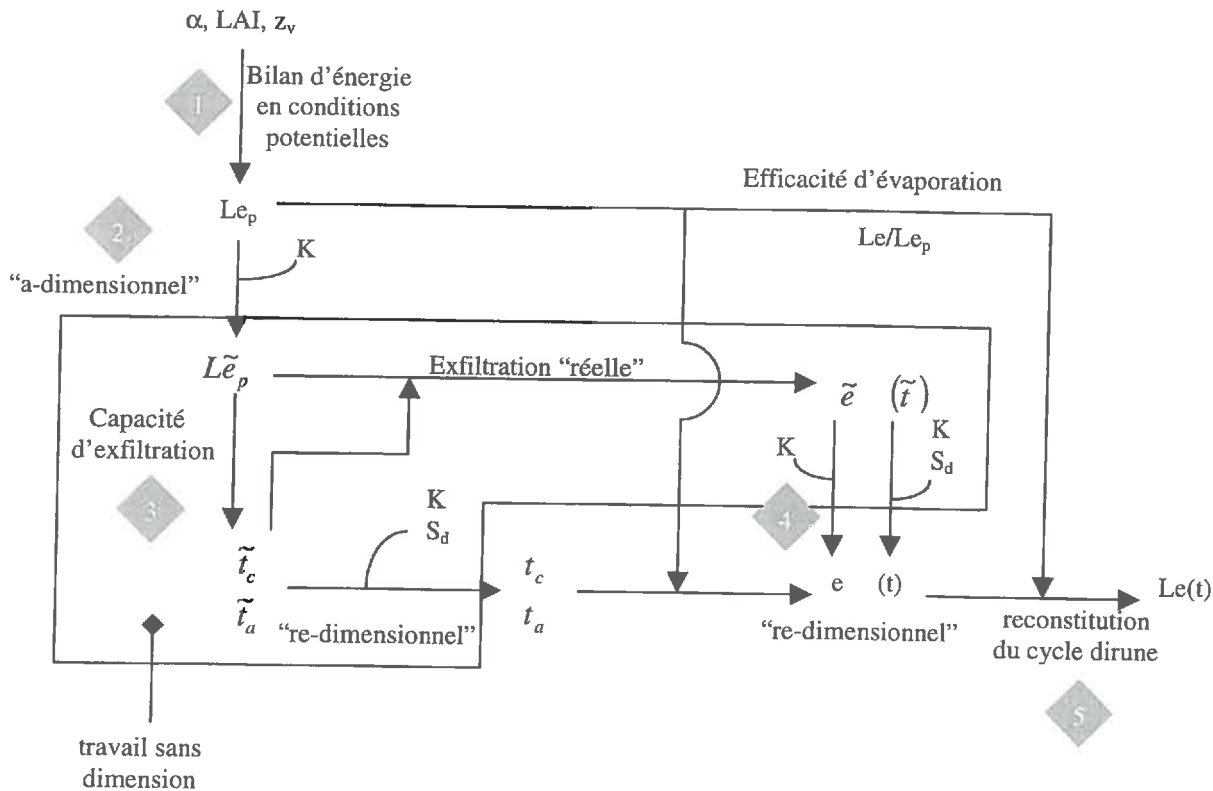


Figure 2.2.11: algorithme du modèle (évaporation)

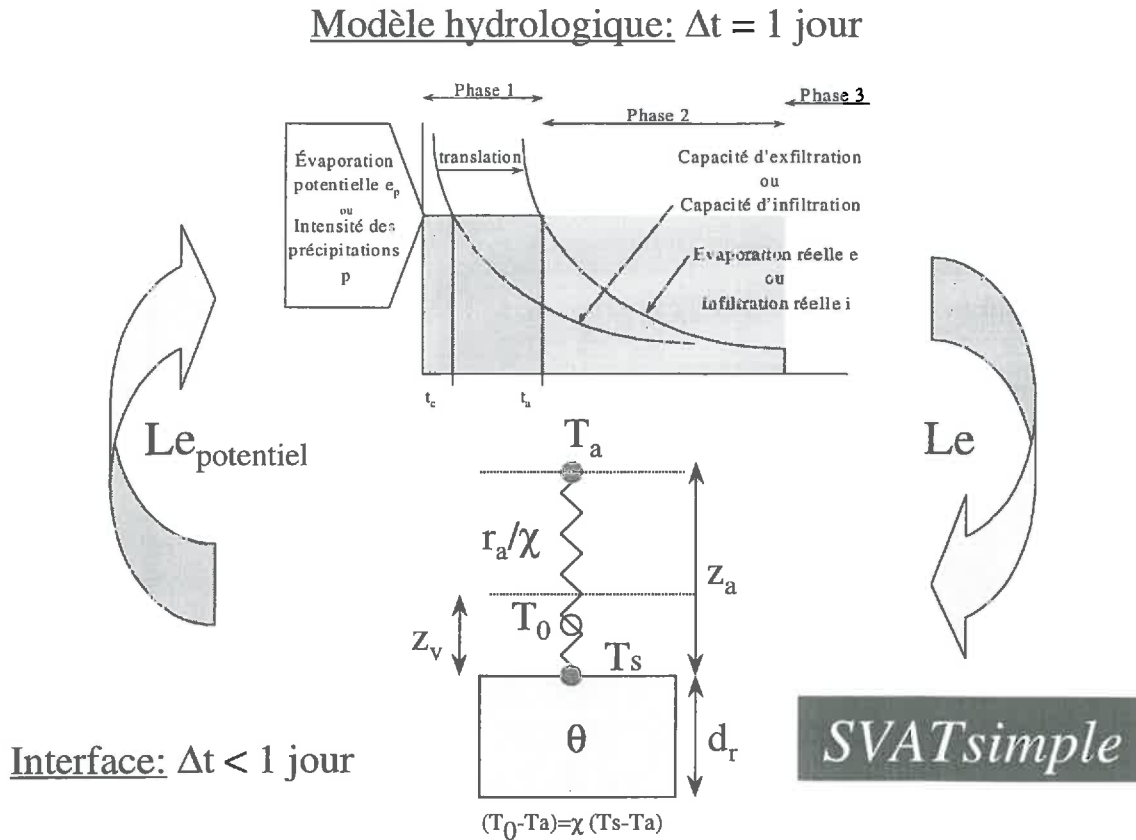


Figure 2.2.12 : schéma général récapitulatif du modèle TSVA « SVATsimple »

(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  $\chi$  dépendant de l'indice foliaire. Le niveau aérodynamique constitue une source « virtuelle » reliée à la température de l'air  $T_a$  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 double-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 « patches » 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 éparpillées 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.

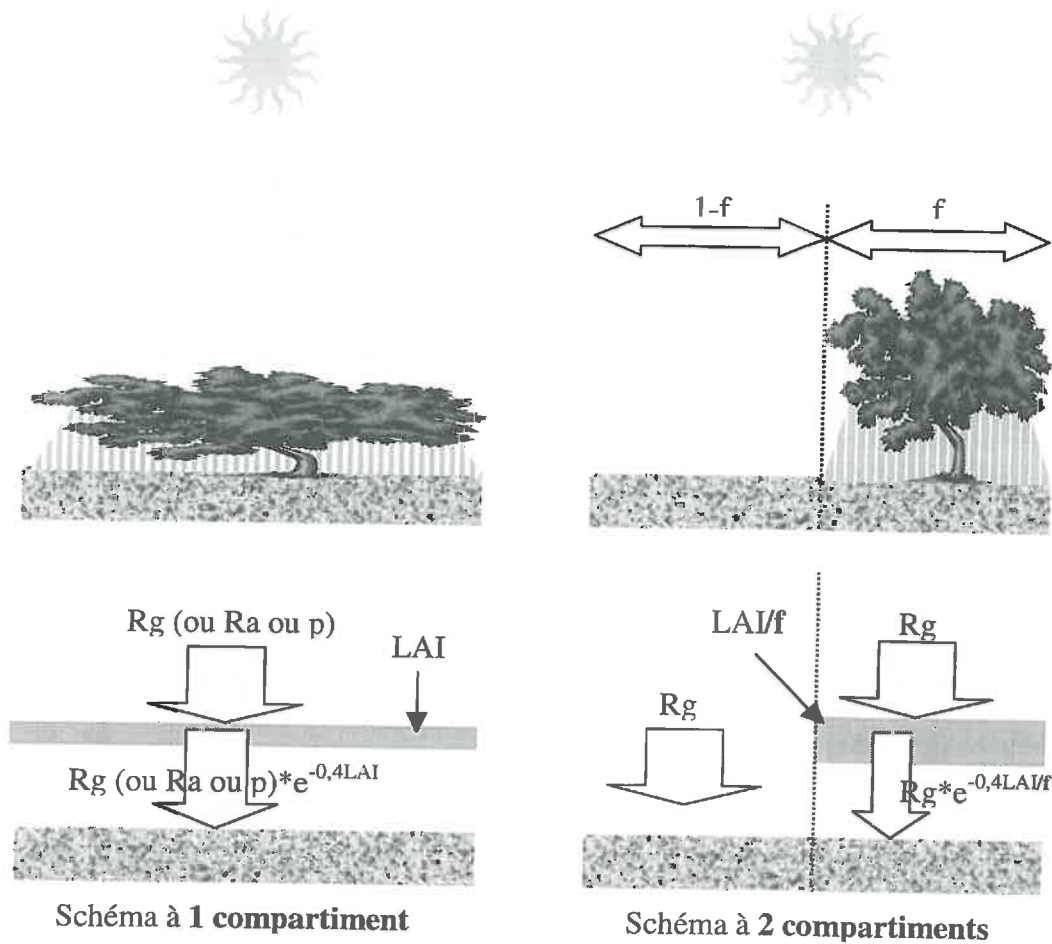


Figure 3.1.1 : problématique des modèles à un ou deux compartiments, cas du spectre solaire

(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  $R_g$ , le flux atmosphérique  $R_a$  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 éparées: 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.

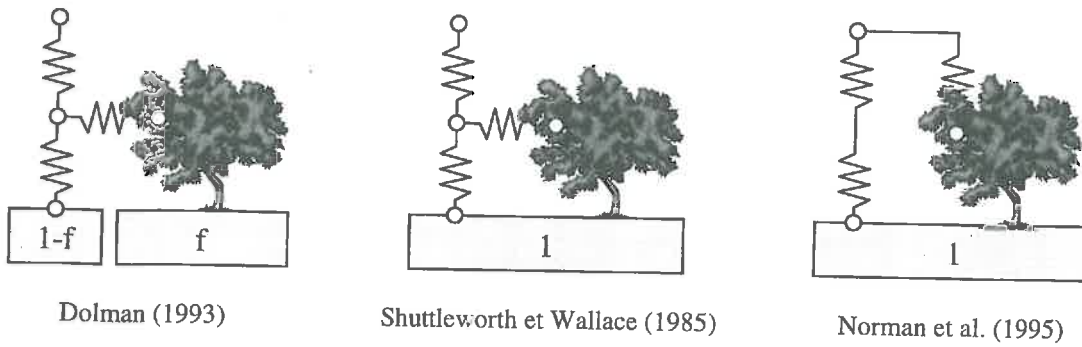


Figure 3.1.2 : comparaison entre trois schémas d'interface dédiés aux milieux hétérogènes

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 a 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.

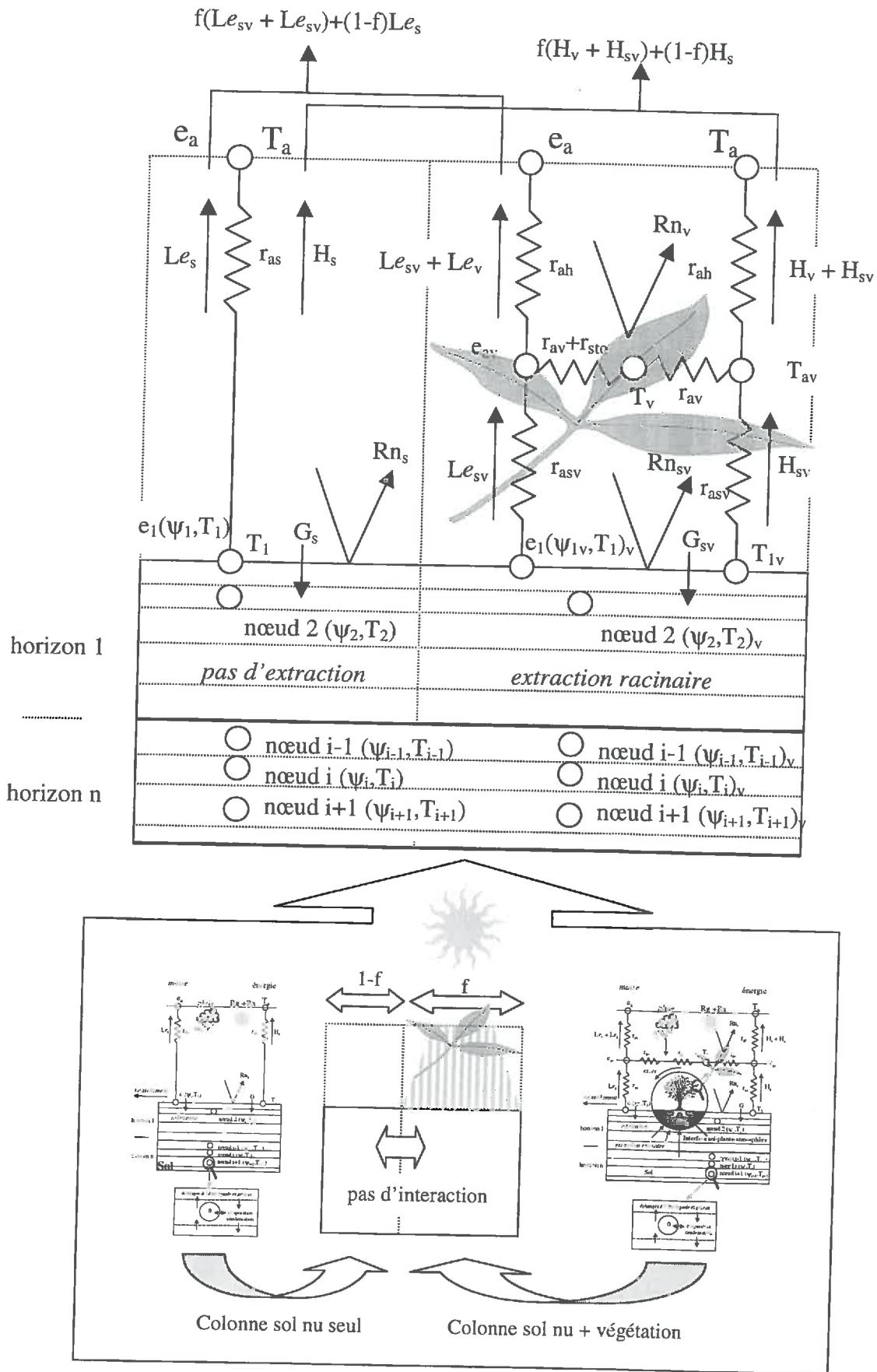


Figure 3.1.3 : schéma du modèle à deux compartiments ou « mosaïque »

## 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) :

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

ou les formules de Shaw et Pereira (1981) :

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

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

Lettau (1960) propose :

$$z_{om} = 0,5fz_v \quad (3.1.3)$$

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.  $\lambda$  vaut 0,15 pour MONSOON'90 et 0,72 pour SALSA.

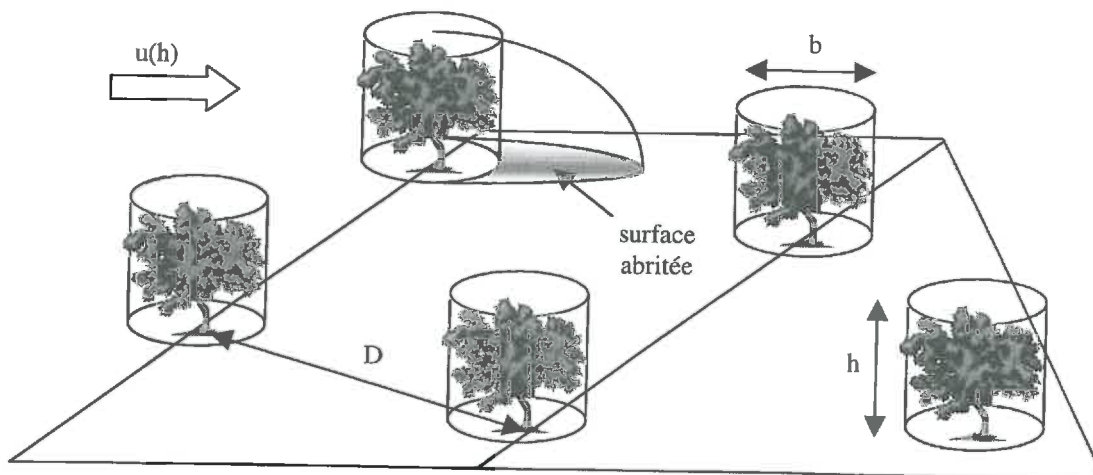


Figure 3.1.4 : schématisation de l'hétérogénéité de la rugosité de surface par Raupach (1992)

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  $\tau$  généré par une rugosité de surface dépend du coefficient de traînée  $C_d$ :



$$\tau(z) = \rho C_d(z) u^2(z) \quad (3.1.4)$$

Si l'on suppose que le flux  $\tau$  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,  $\tau$  ne dépend que d'une constante nommée  $u_*$  ayant pour dimension une vitesse et appelée « vitesse de frottement » :

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (3.1.5)$$

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 :

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

Où  $d$  est la hauteur de déplacement,  $z_{om}$  est la hauteur de rugosité,  $\kappa$  est la constante de Karman et  $\Psi$  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  $\tau_r$  et celle du substrat seul  $\tau_s$ , nous avons :

$$\tau = \tau_r + \tau_s \quad (3.1.7)$$

soit :

$$C_{de}^h = C_{ds2}^h + C_{dr2}^h \quad (3.1.8)$$

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 ;
- $s_1$  pour le substrat en l'absence des éléments rugueux ( $z_{oms1} = z_{om}^s$ );
- $s_2$  pour le substrat en présence des éléments rugueux, ;
- $r_1$  pour un élément rugueux isolé sur un substrat lisse ;
- $r_2$  pour un élément rugueux en présence des autres éléments rugueux ;

Raupach (1992) montre que :

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

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

soit :

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

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  $z_{ome}$  :

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

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

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 :

- hypothèse 1 : 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 :

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

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 :

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

- 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):

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

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 :

$$C_{ds2}^h = \frac{1}{1-f} [C_{de}^h - fC_{dr2}^h] \quad (3.1.17)$$

soit :

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

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.

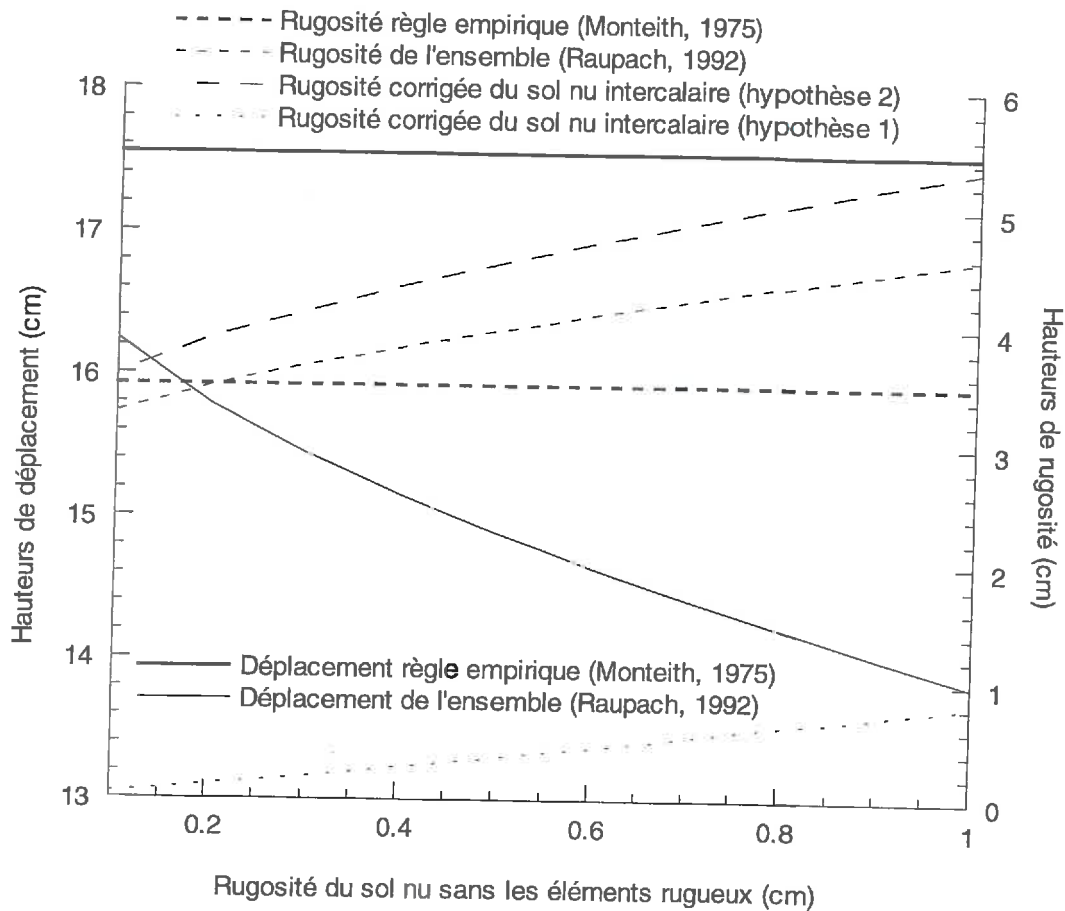


Figure 3.1.5 : Hauteurs de déplacement et rugosité globales selon les différentes méthodes, et correction de la rugosité du sol nu ( $h=27\text{cm}$ ,  $b=30\text{cm}$ ,  $D=74\text{cm}$ ,  $\psi=0,74$ )

### 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 «  $s_v$  » 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:

$$p = e_s + q + r \quad (3.1.19)$$

$$Rn_s = (1 - \alpha_s)Rg + \varepsilon_s(Ra - \sigma T_s^4) = Le_s + H_s + G_s \quad (3.1.20)$$

où :

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

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

$$H_s = \rho c_p \frac{T_s - T_a}{r_{as}} \quad (3.1.23)$$

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

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 :

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

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

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

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

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 propriétés « synthétiques » de l'ensemble du modèle sont identifiables : la température radiative d'une part (correspondant au rayonnement tellurique total) et l'albédo global (Tableau 3.1.2).

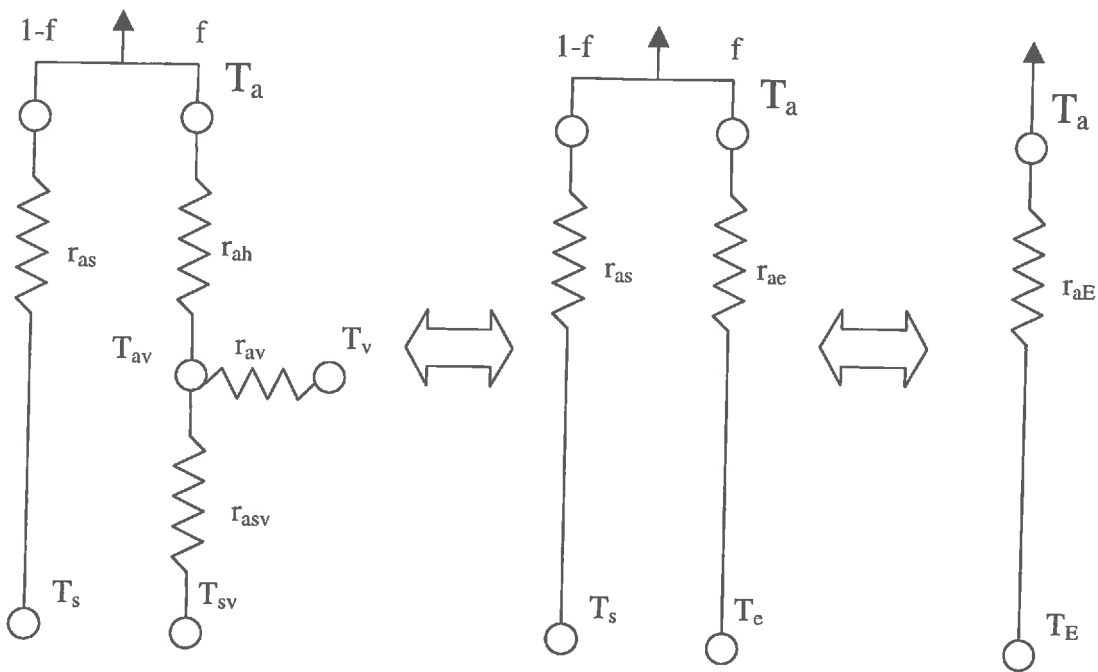


Figure 3.1.6 : description des résistances et températures effectives de l'analogie électrique

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

Tableau 3.1.1 : expression des résistances, températures et humidités effectives

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

Tableau 3.1.2 : albedos 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 micro-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 efficacité  $E$ , l'erreur quadratique moyenne RMSE et le biais  $B$ :

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

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 éparse. 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 ( $\lambda=0,15$ ) mais pas pour le site de SALSA ( $\lambda=0,72$ ). Cela laisse supposer que la densité de rugosité  $\lambda$  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.

3.1. Quel modèle pour l'hétérogénéité locale ?

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	<b>1,07 /-15</b> <b>0,99 19,5 -5,9</b>	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	<b>0,72 /-1</b> <b>0,89 19,5 -9,1</b>
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 <sub>rad</sub>	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 <sub>s</sub> ou T <sub>sv</sub>	0,89 /1,9 0,94 2,16 -1,31	<b>0,76 /4,2</b> <b>0,86 1,91 -2,68</b>	<b>0,75 /4,3</b> <b>0,86 1,83 -2,78</b>
Température de la végétation T <sub>v</sub>	1,05 /-0,4 0,76 2,46 0,7	1,12 /-1,2 0,72 2,26 1,43	<b>1,46 /-7</b> <b>0,23 2,62 2,93</b>								

\* 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	<b>1,17 /9</b> <b>0,72 40,3 18,2</b>	0,89 /7 0,89 27,1 0,9
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								

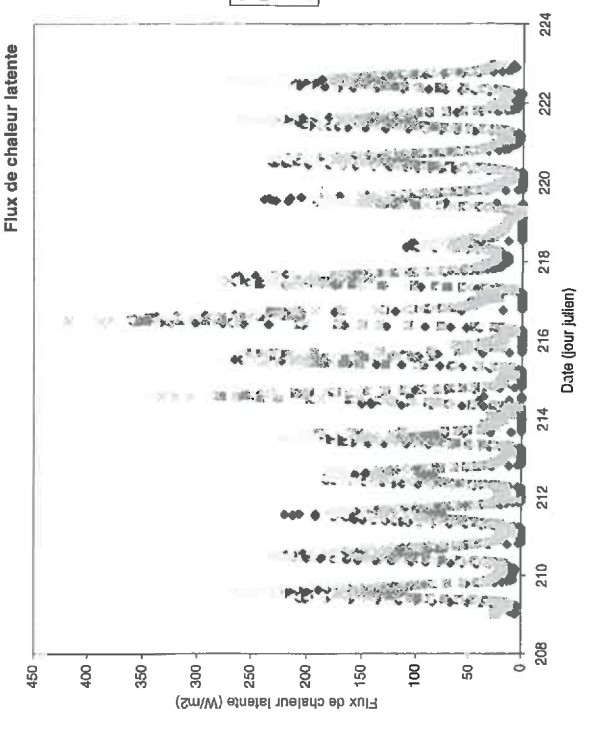
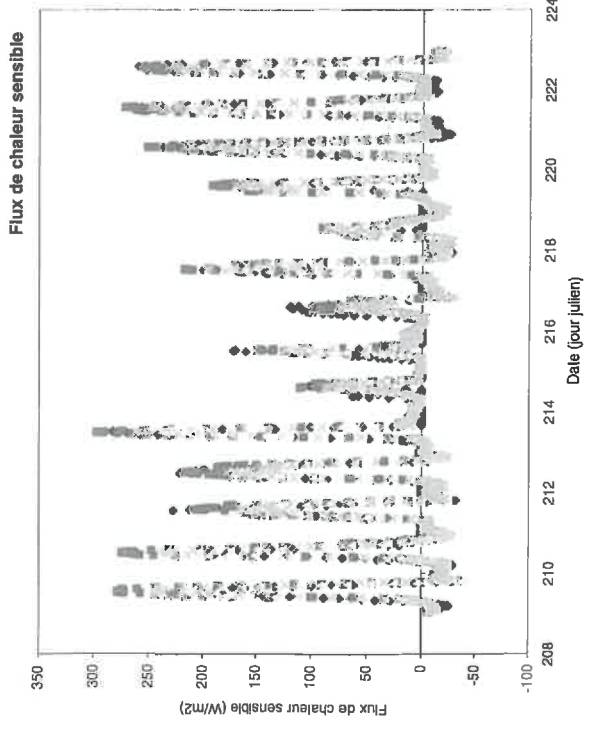
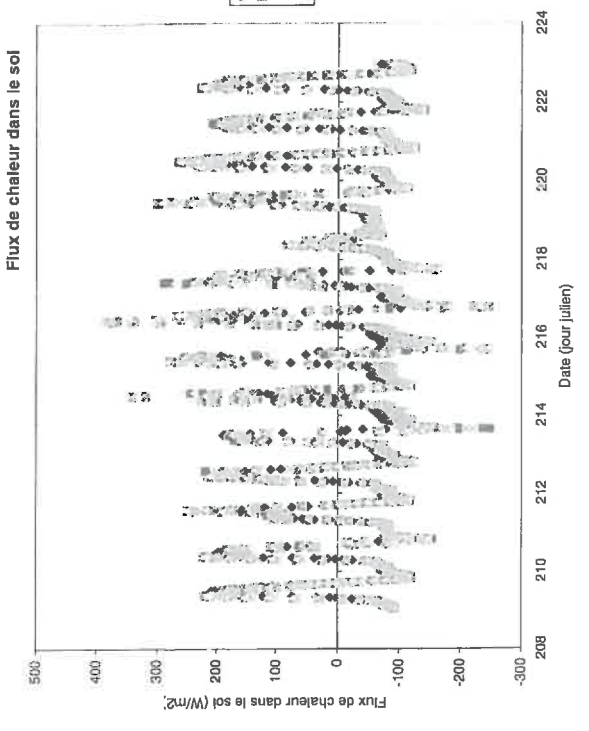
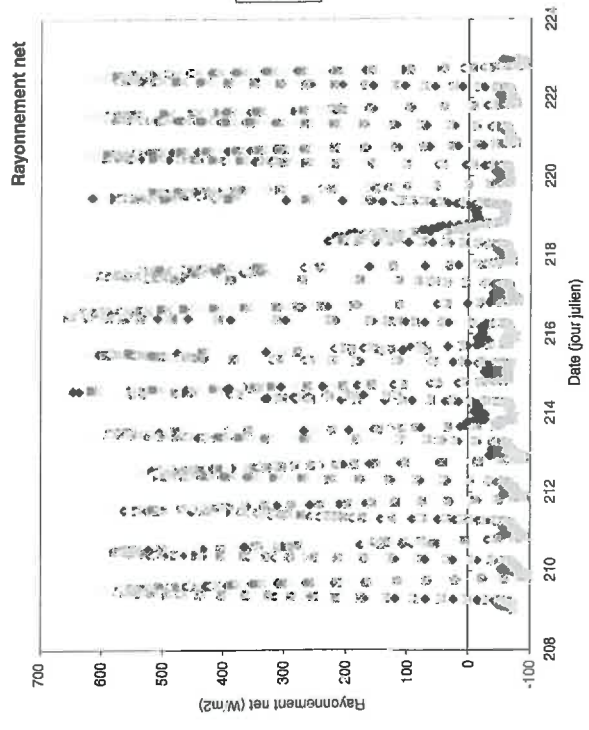
Tableau 3.1.4 : résultats pour SALSA, mousson 1997\*

\* 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'efficacité E, l'écart quadratique moyen RMSE et le biais B resp. (bas) ; RMSE, ordonnée et B sont données en W/m<sup>2</sup> pour les flux et en °C pour les températures.

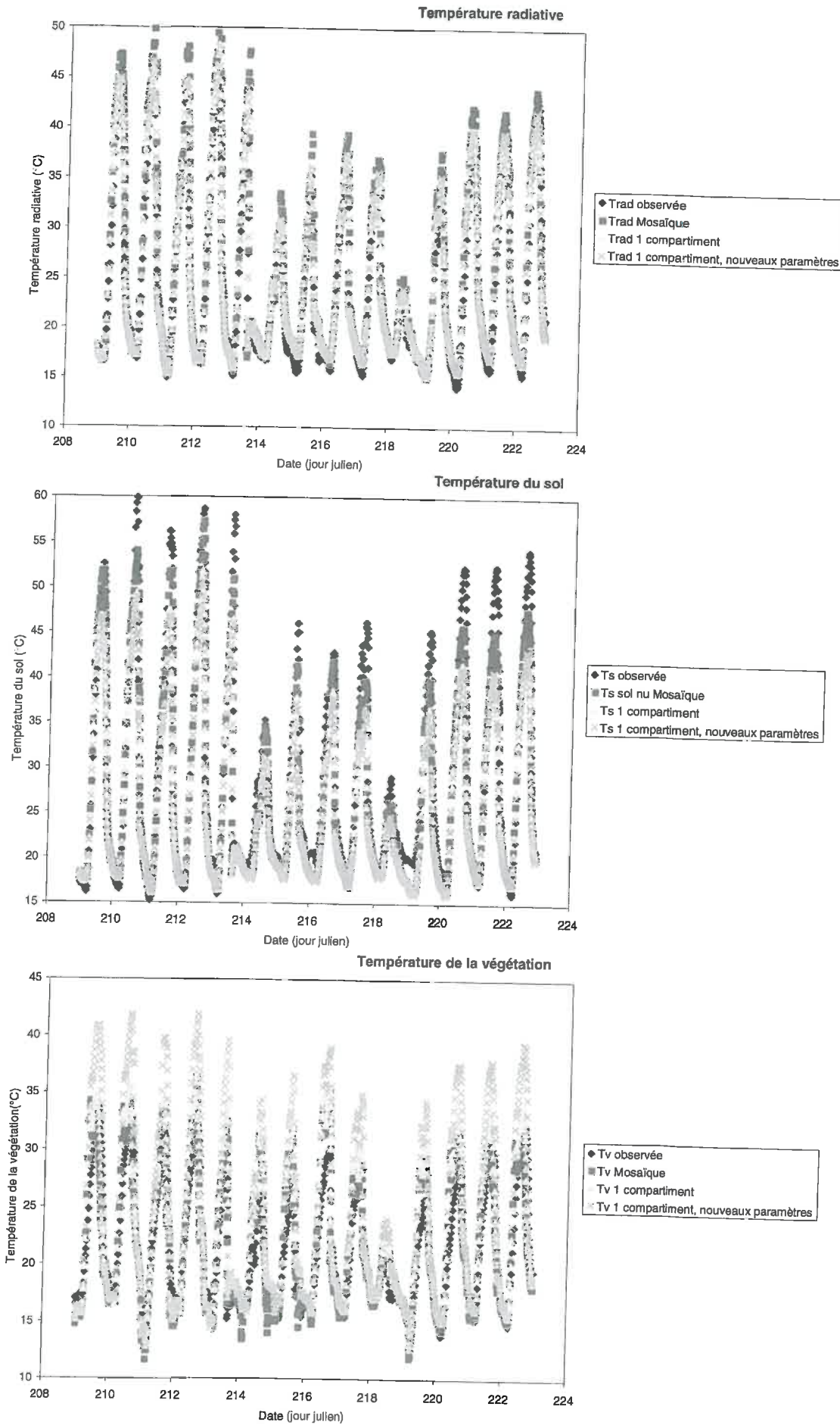
Pages suivantes :

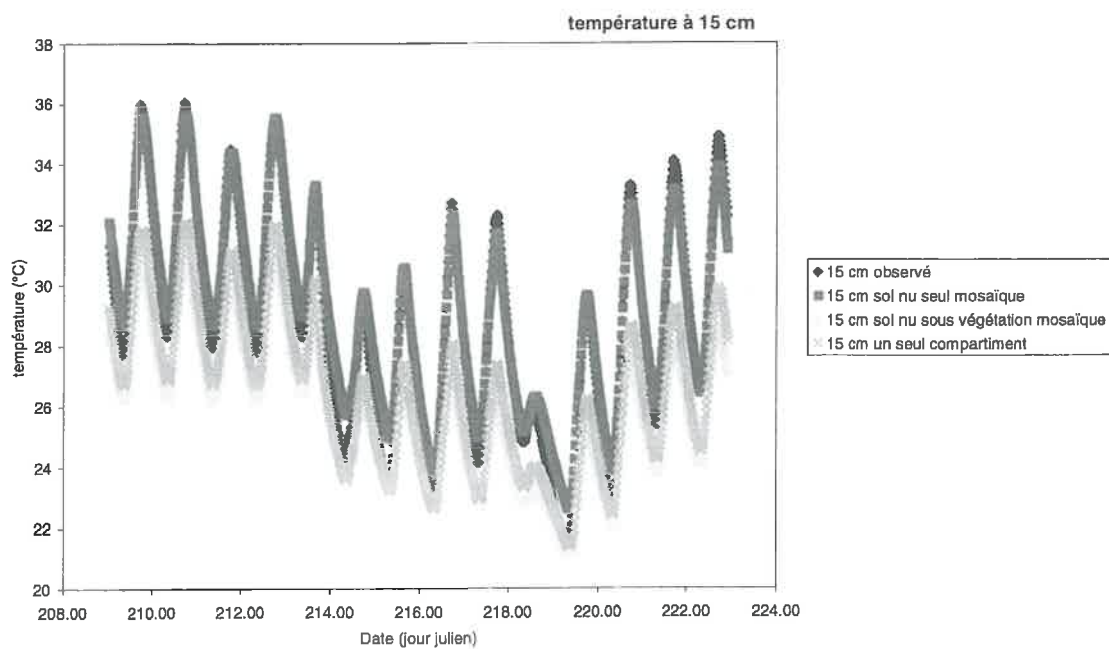
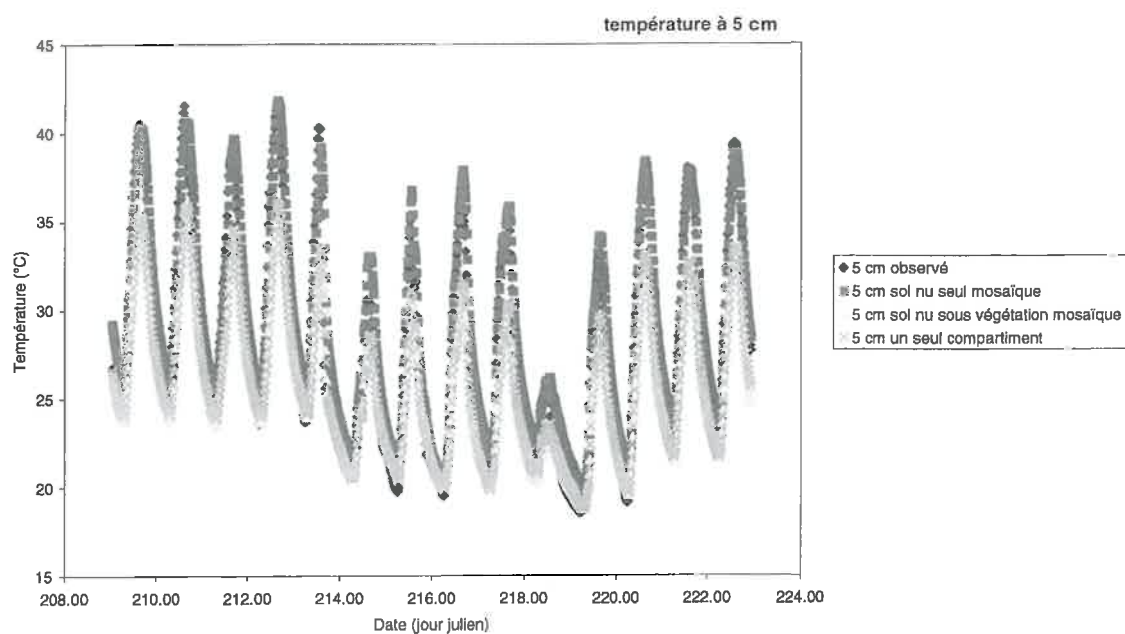
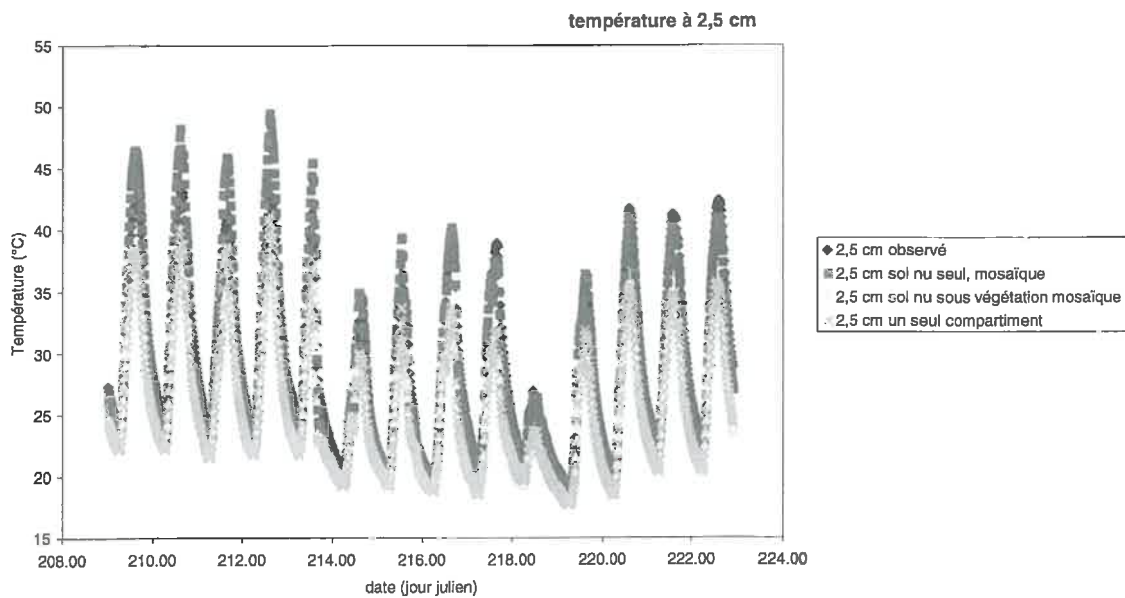
Figure 3.1.7 : séries temporelles des flux (Rn, G, H, Le) et températures (T<sub>rad</sub>, T<sub>s</sub>, T<sub>v</sub>, températures du sol nu à 2,5 cm, 5 cm et 15 cm) simulées ou observées pour MONSOON'90

3.1. Quel modèle pour l'hétérogénéité locale ?



### 3.1. Quel modèle pour l'hétérogénéité locale ?





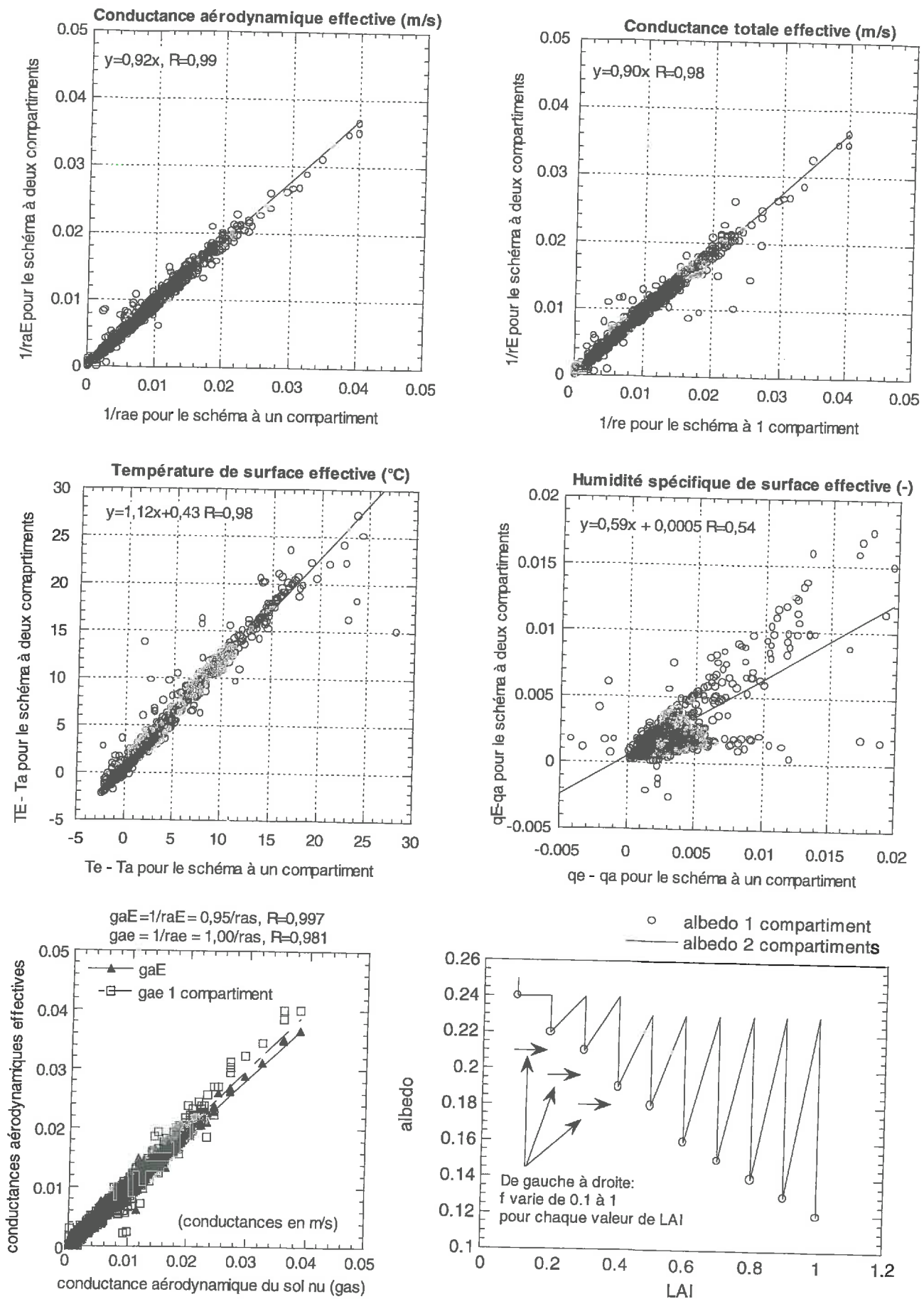


Figure 3.1.8 : comparaison des paramètres effectifs pour les deux schémas (MONSOON'90)

(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)

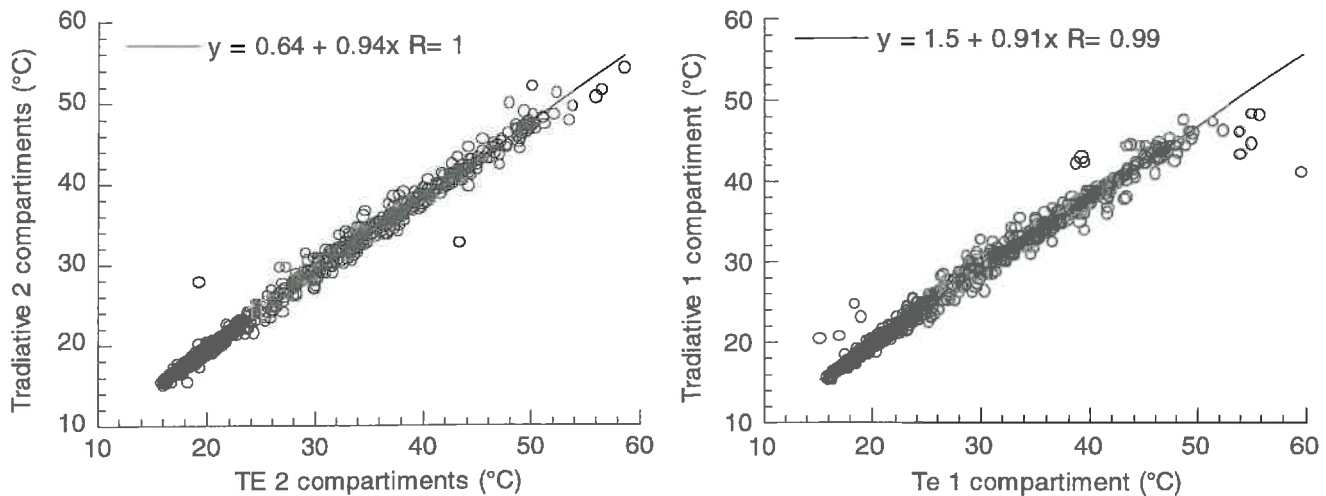


Figure 3.1.9 : comparaison entre les températures radiatives et effectives des deux schémas (MONSOON'90)

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  $\alpha_{sv}$  pour que les albédos  $\alpha_e$  et  $\alpha_E$  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  $\alpha_{sv}=0,28$  ; 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  $\alpha_{sv}=0,31$ . 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.

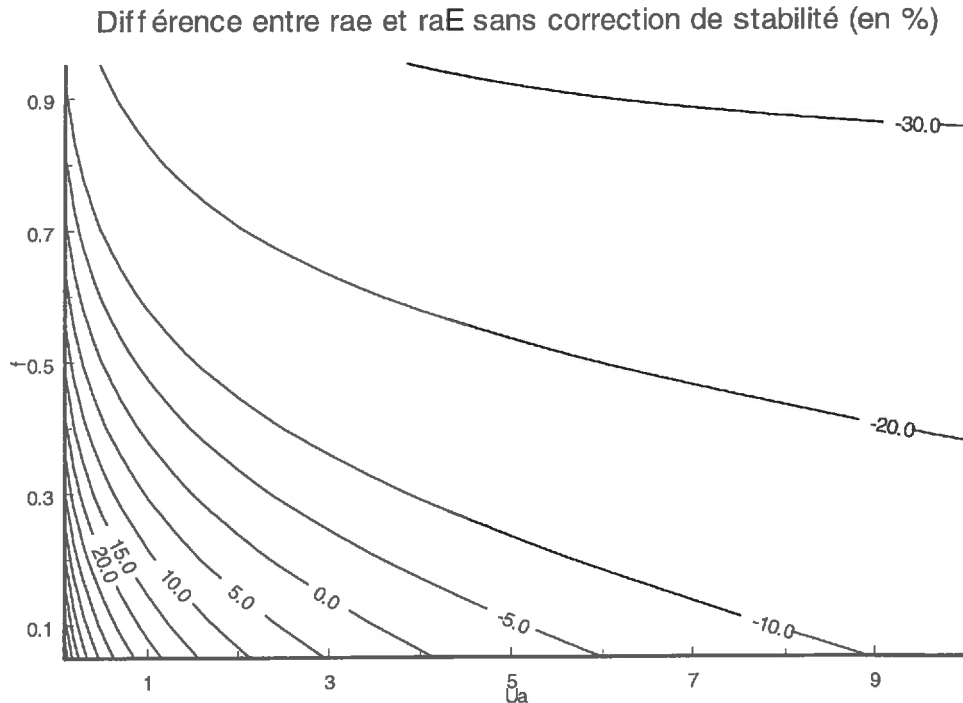


Figure 3.1.10 : différence  $100 \cdot \frac{r_{ae} - r_{aE}}{r_{aE}}$  entre les conductances aérodynamiques effectives en fonction du taux de couverture  $f$  et de la vitesse du vent  $u_a$  (m/s) sans correction de stabilité (les coefficients des résistances définies selon Shuttleworth et Wallace 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 a 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 *fdps* 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 *fdps* 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 *fdps* 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 *fdps*) 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-atmosphère 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  $\theta_{sat}$ , les

paramètres d'échelle et de la courbe de rétention de Van Genuchten ( $\psi_{VG}$  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 notable 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 disposons 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  $\psi$  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  $\alpha$  appelé « facteur d'échelle de Miller et Miller » :

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

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

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  $\psi_{VG}$ , 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  $\psi_{VG}$  aux variations de  $\alpha$  :

$$K_{sat} = \alpha^2 * E(K_{sat}) \quad (3.2.3)$$

$$\Psi_{VG} = E(\psi_{VG}) / \alpha \quad (3.2.4)$$

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  $\alpha$  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 *fdps* 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  $\theta_{sar}$  ; les écarts types et les formes de la loi de  $K_{sar}$ ,  $\psi_{VG}$  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) :

$$LAI = -1,2 * \ln(2 + NDVI/45) \quad (3.2.5)$$

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	$\sigma$
Épaisseur de l'horizon sablo-limoneux	$z_{sable}$	Xinanjiang	0,34
Facteur d'échelle de Miller et Miller	$\alpha$	Log-normale	0,82
Teneur en eau à saturation	$\theta_{sar}$	Normale	0,11
Paramètre de forme de Van Genuchten	$m$	Normale	0,34
Indice foliaire	<i>LAI</i>	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'écart type utilisés pour décrire la *fdp* de chacun des six facteurs d'échelle associés aux six paramètres sélectionnés



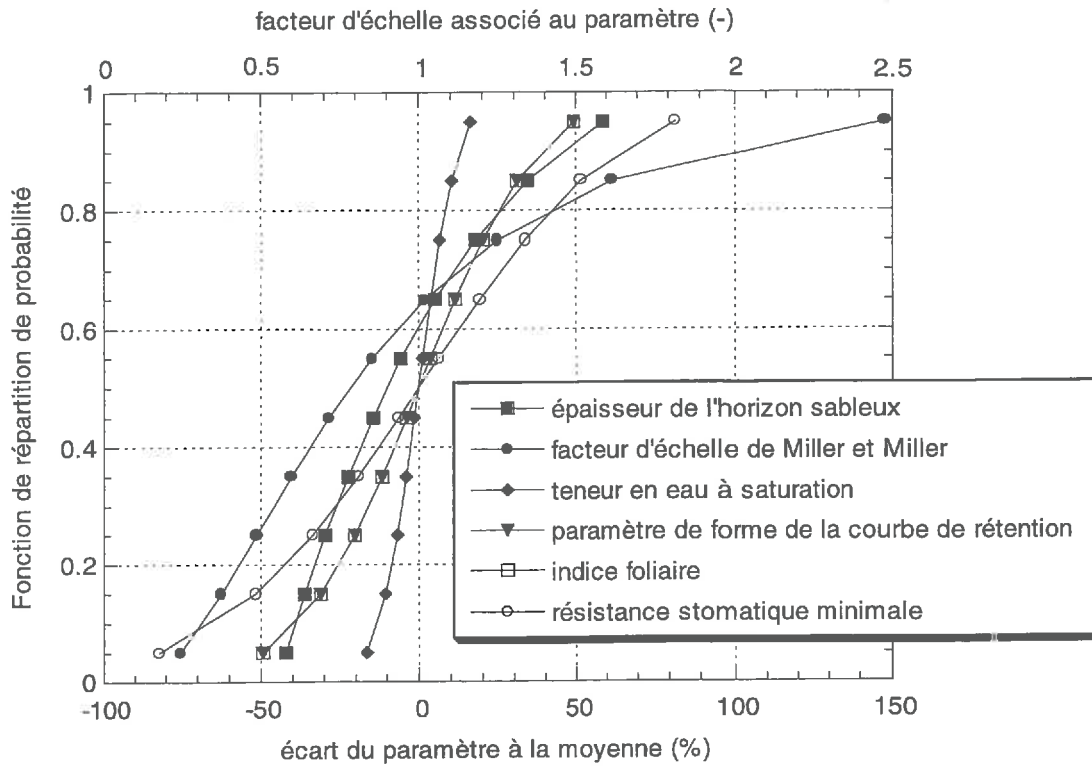


Figure 3.2.1 : fonction de répartition de probabilité de chacun des 6 paramètres sélectionnés ; chaque point représente le centre d'un intervalle équiprobable, i.e. une classe de probabilité

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 :

$$\text{Valeur locale équiprobable} = \text{Facteur d'échelle local équiprobable} * \text{Valeur moyenne} \quad (3.2.6)$$

Il en est de même pour le LAI et ses variations saisonnières :

$$LAI_{\text{local, variable dans le temps}} = LAI_{\text{moyen, variable dans le temps}} * \text{facteur d'échelle } \alpha_{LAI, \text{ local, constant}} \quad (3.2.7)$$

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

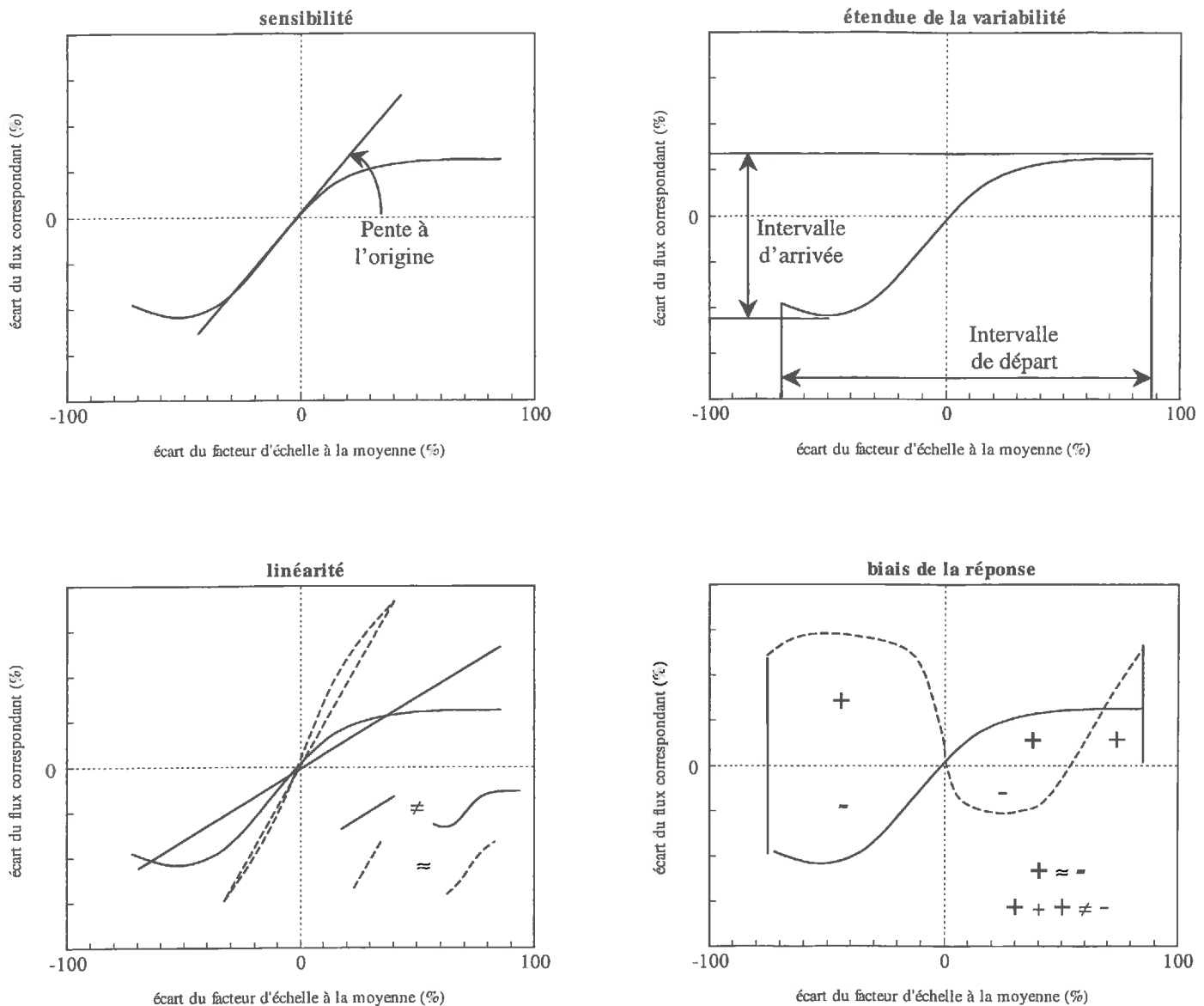
Les résultats concernant les principales composantes du bilan hydrique (ruissellement, évaporation totale, évaporation du sol et transpiration) sont rassemblés dans des « diagrammes de sensibilité ». Ces schémas montrent pour chaque valeur du paramètre (exprimé en pourcentage d'écart à la moyenne) la « 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) :

$$\text{Déviation locale} = 100*(A-B)/B \quad (3.2.8)$$

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.

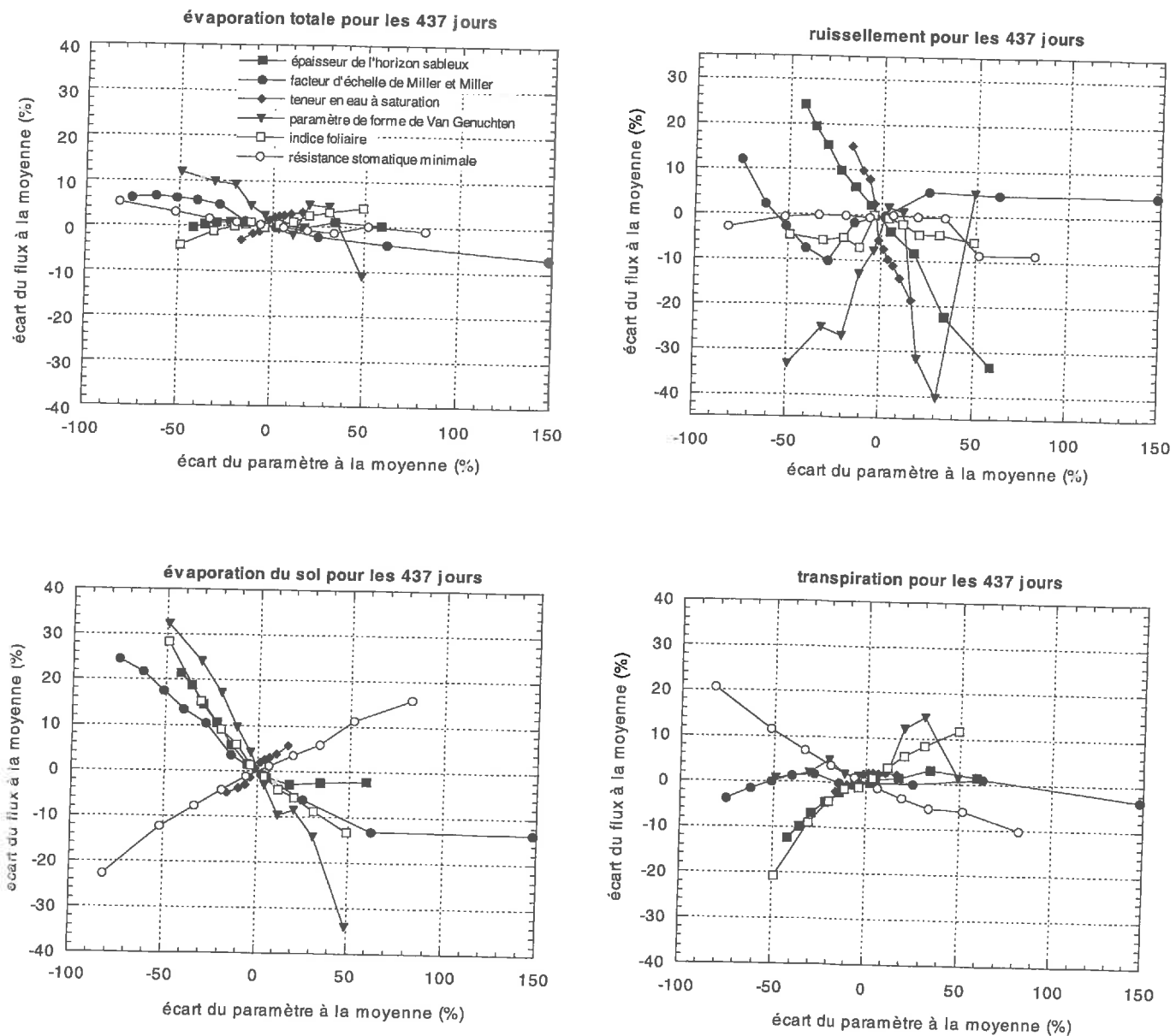


Figure 3.2.3 : Diagramme de sensibilité des composantes du bilan hydrique sur les 437 jours

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  $\theta_{sat}$  et  $z_{sable}$ . La variabilité générée par  $\theta_{sat}$ ,  $z_{sable}$  et  $m_{VG}$  dépasse largement les autres sources de variabilité. L'évaporation est particulièrement sensible à  $\theta_{sat}$ , et  $m_{VG}$  (Figure 3.2.4). Ce dernier est d'ailleurs responsable de la plus large gamme de variabilité, plus encore que  $\alpha$  et  $LAI$ .

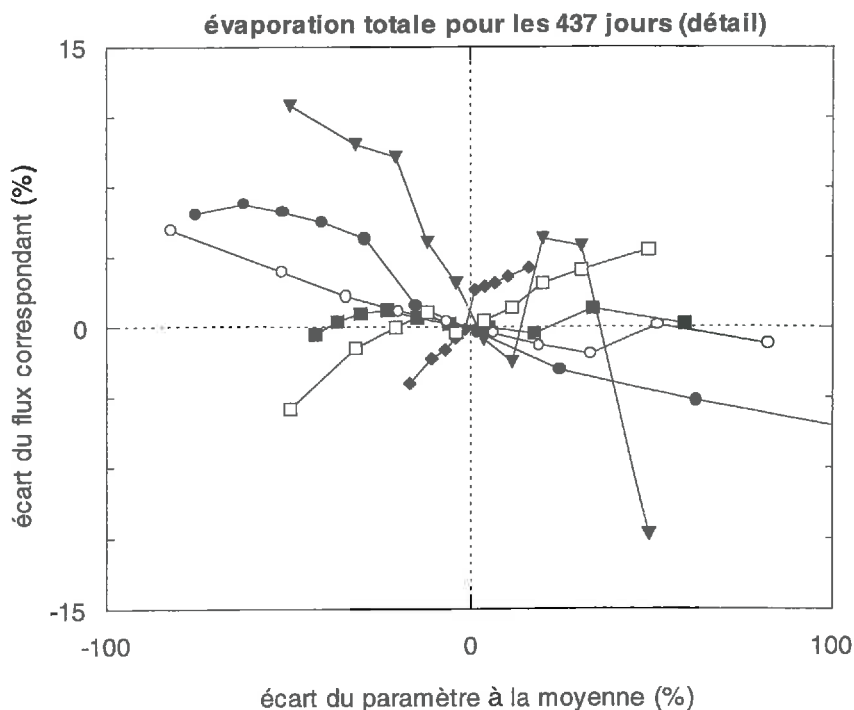


Figure 3.2.4 : diagramme de sensibilité pour l'évaporation totale simulée sur 437 jours

## 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  $\theta_{sat}$  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 rapport 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	Jours	Jours	Jours	Jours
	189 - 259 8/7/87- 15/9/88 (437 jours)	262 - 352 20/9/87- 21/12/87 (printemps)	352-80 21/12/87- 21/3/88 (été)	80-170 21/3/88- 20/6/88 (automne)	170-259 20/6/88- 15/9/88 (hiver)
<i>Précipitations</i>	962	190	209	309	117
<i>Evaporation du sol</i>	262	41	35	68	65
<i>Transpiration</i>	473	183	110	39	91
<i>Drainage profond</i>	41	0	1	12	27
<i>Ruissellement</i>	186	28	66	85	7
<i>Stockage</i>	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

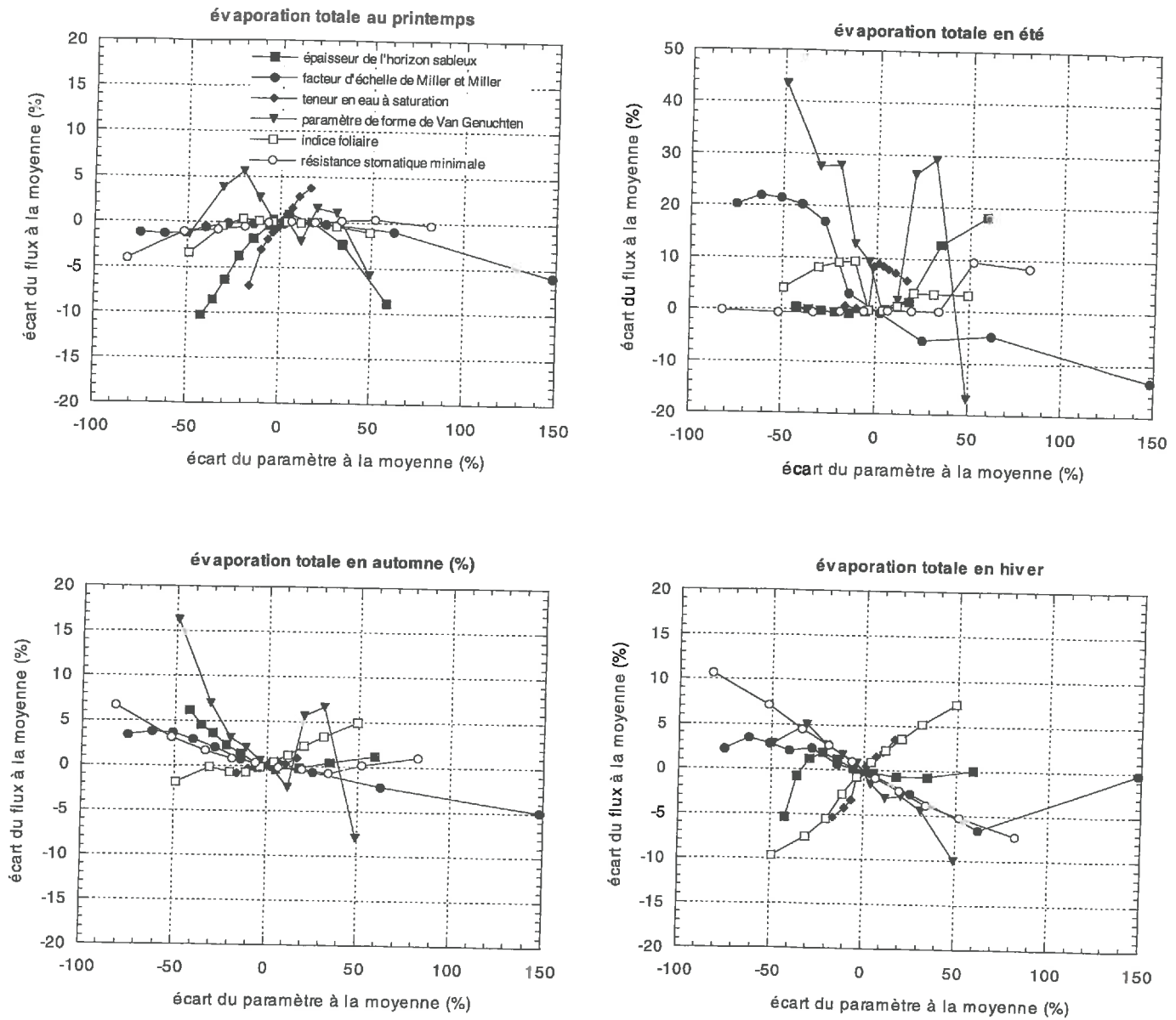


Figure 3.2.5a : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour l'évaporation totale



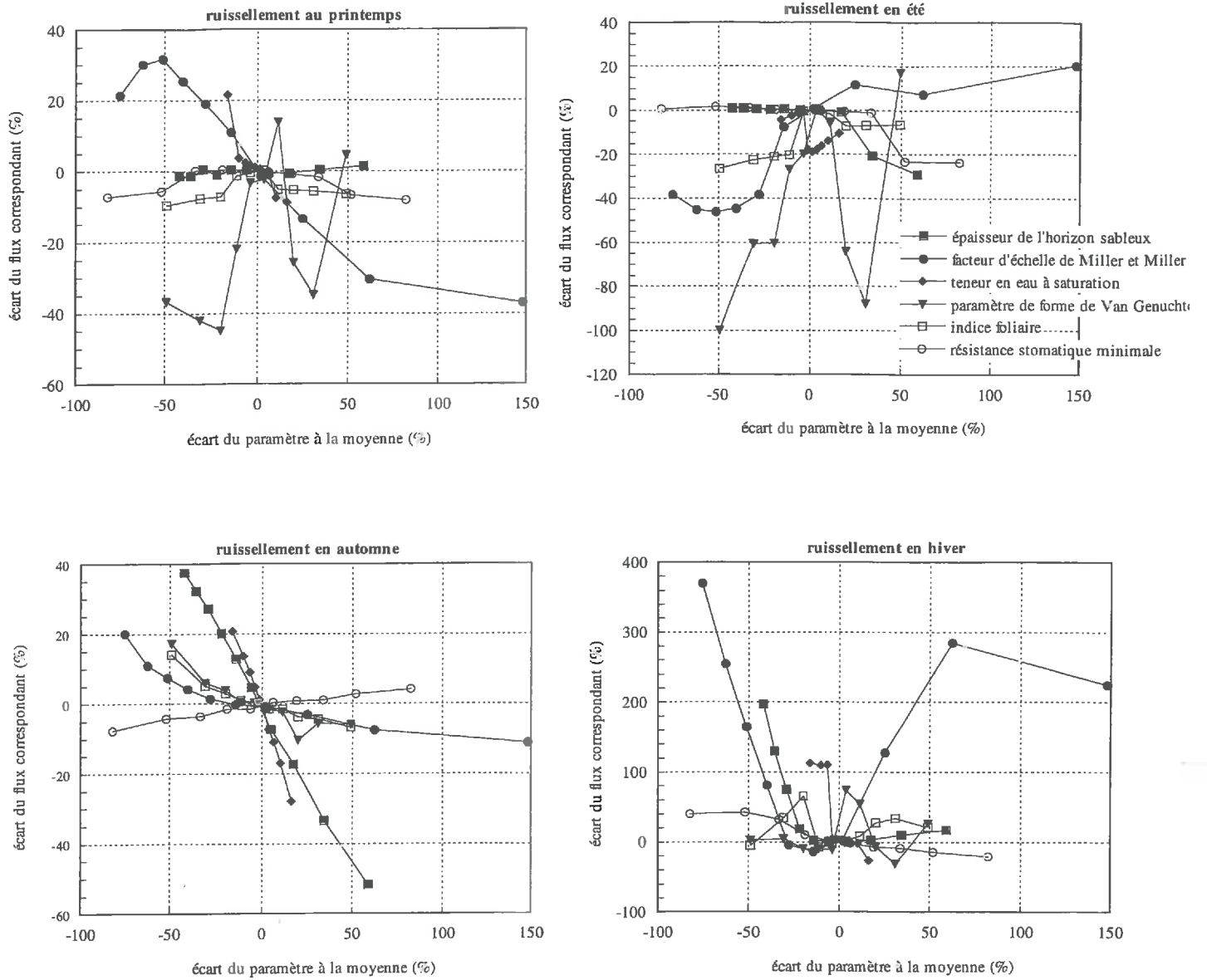


Figure 3.2.5b : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour le ruissellement

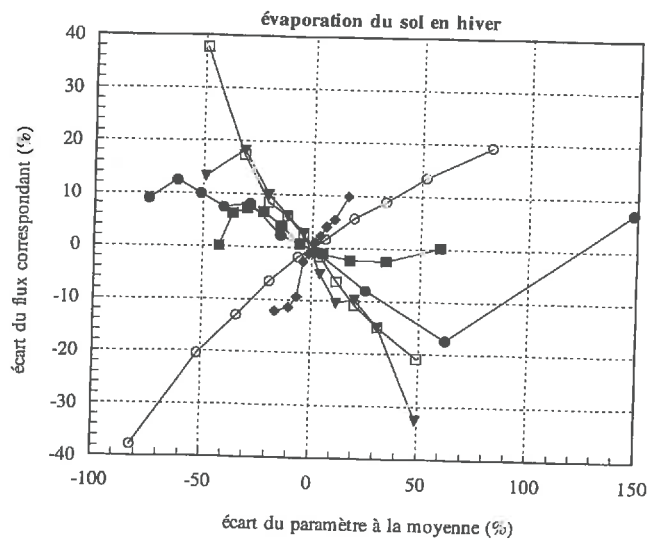
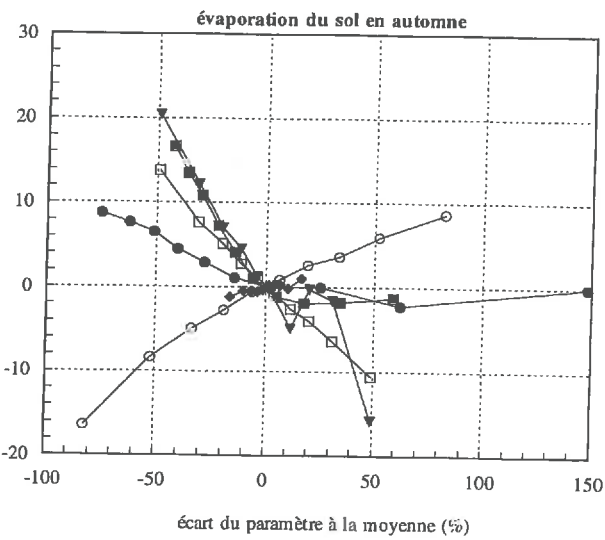
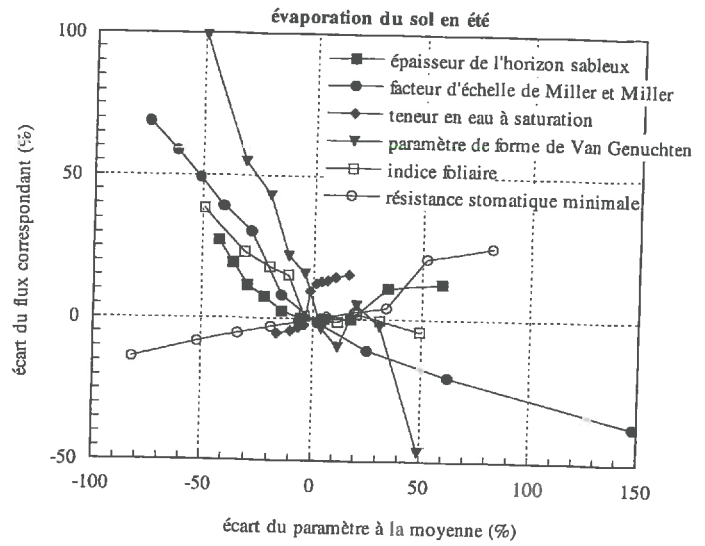
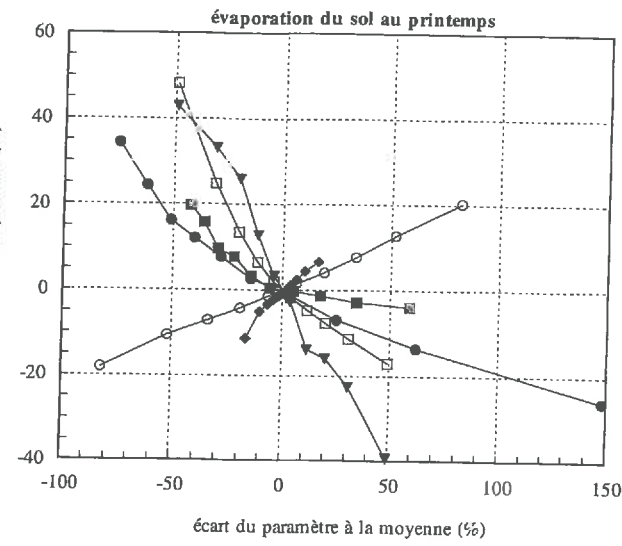


Figure 3.2.5c : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour l'évaporation du sol

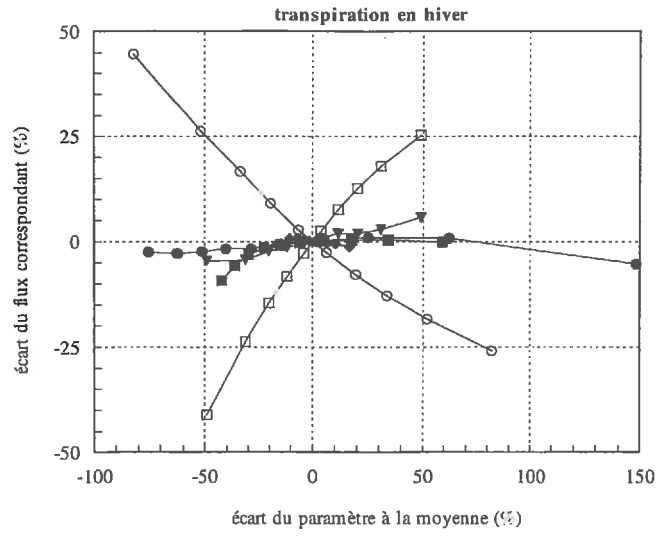
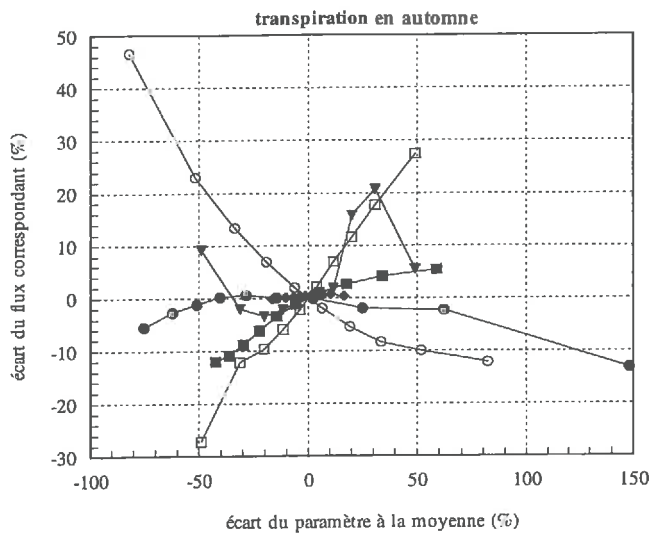
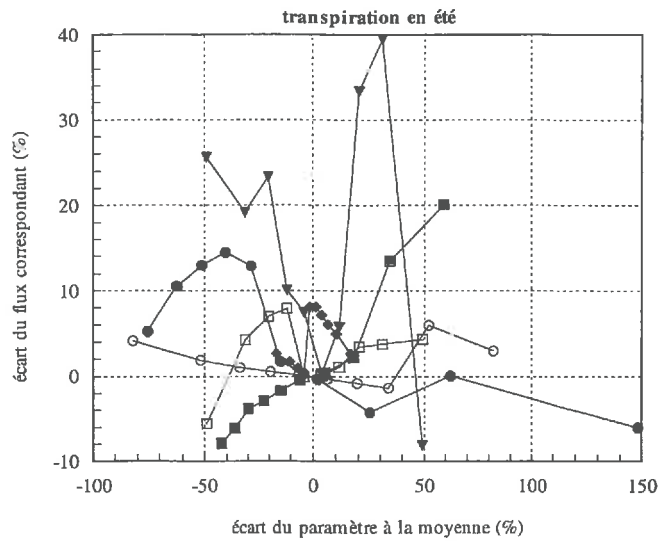
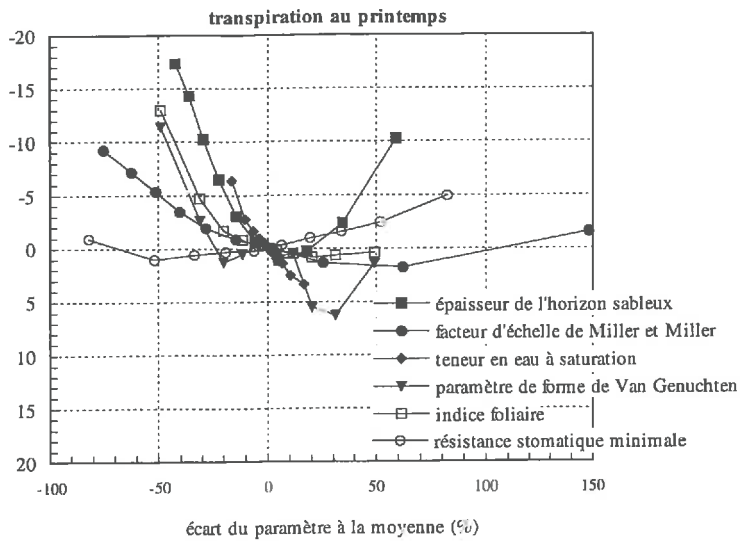


Figure 3.2.5d : variations saisonnières des diagrammes de sensibilité pour la transpiration

## 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.

$$\text{Déviation régionale} = 100*(C-B)/B \quad (3.2.9)$$

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-linéaire ( $LAI$ ,  $z_{sable}$ ,  $\theta_{sat}$ ). 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.

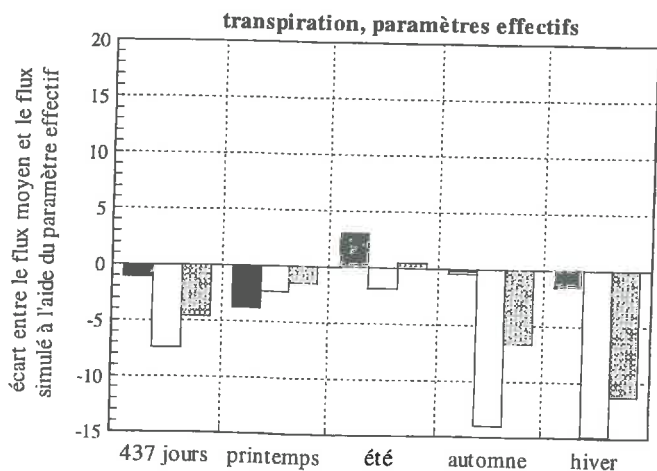
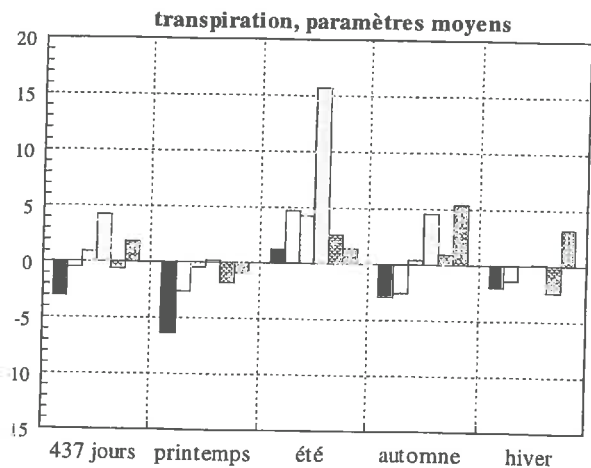
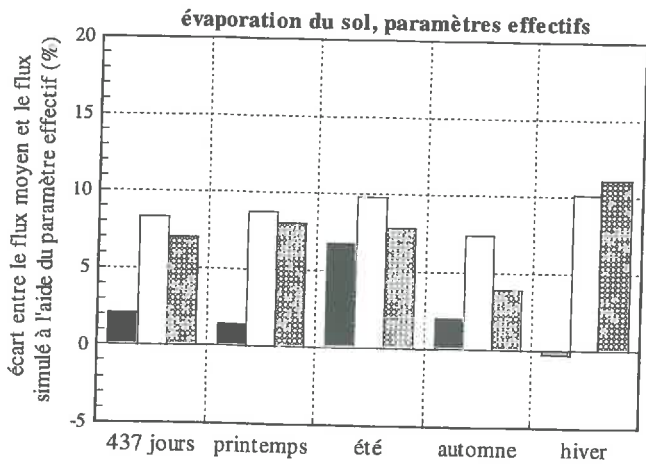
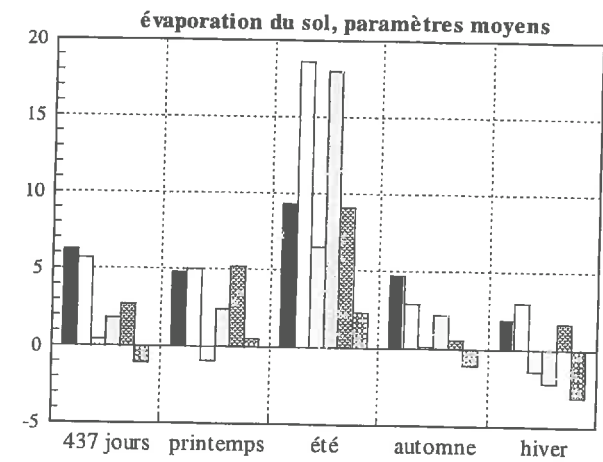
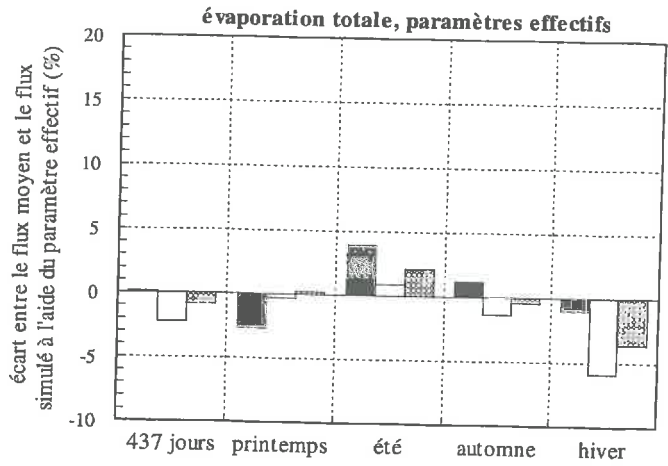
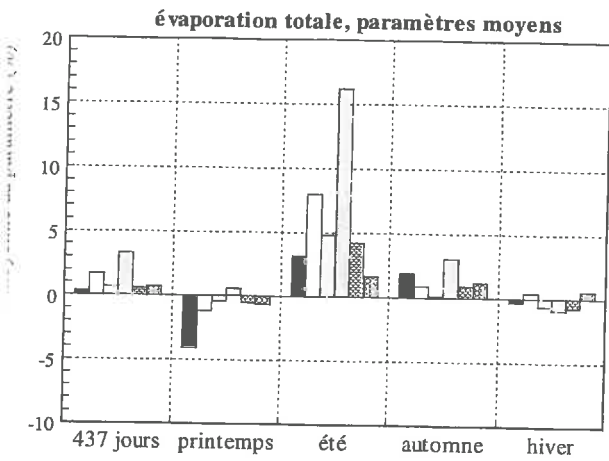
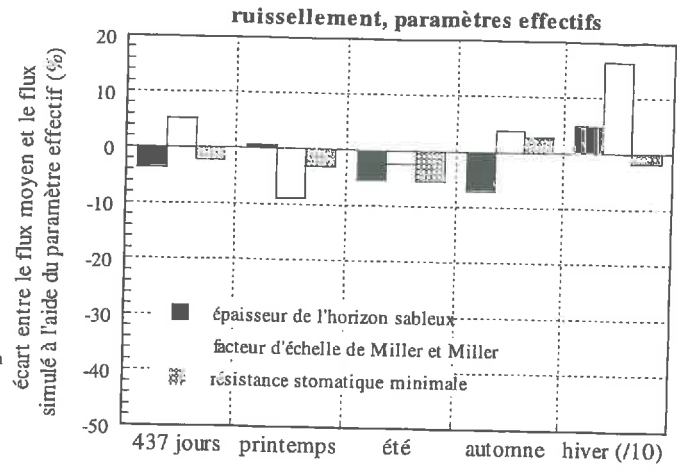
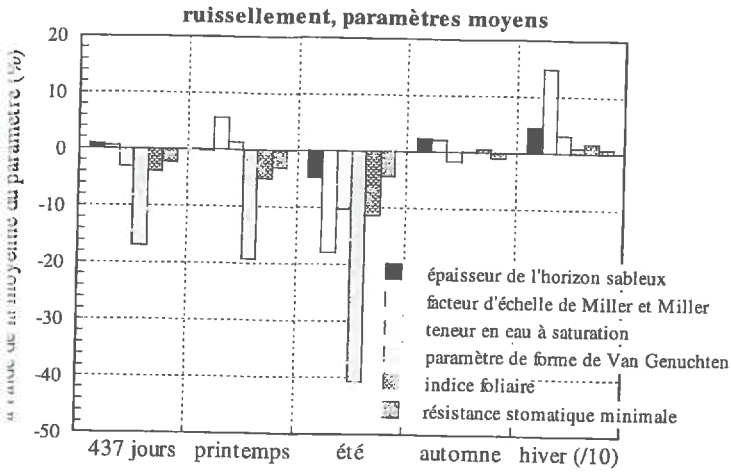
- 2- Les formes non symétriques de certaines  $fdps$  : les fonctions de répartition de  $z_{sable}$  et  $\alpha$  indiquent une plus forte probabilité d'occurrence pour les faibles valeurs du paramètres.
- 3- L'utilisation de commandes conditionnelles (du type « si ... alors ... ») de l'algorithme 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

### 3.2. Analyse statistique appliquée à la spatialisation



## 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 *fdps* utilisées. La valeur du paramètre qui réduirait cet écart serait donc plus « effectif » que la moyenne.

Lorsque les *fdps* 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 décrites 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  $\alpha$ ) 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 intersaisonniers 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 certain 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 décrivons 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 aéroportée 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  $R_n-H-Le$  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  $120 \text{ W/m}^2$  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 :

- hypothèse 1 : 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 :  $H=Rn-Le-G$
- hypothèse 2 : 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 :  $Le=Rn-H-G$
- hypothèse 3 : 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 simulées 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 <sup>2</sup> ) et température (°C) aéroportées				Flux (W/m <sup>2</sup> ) et température (°C) simulées			
	moyenne	minimum	maximum	écart type	moyenne	minimum	maximum	écart type
T <sub>rad</sub>	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	<b>78</b>	175	149	212	14

Tableau 4.1.1 : comparaison entre données aéroportées initiales et les résultats simulés

	Comparaison, un point			Flux (W/m <sup>2</sup> ) 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<sup>2</sup>

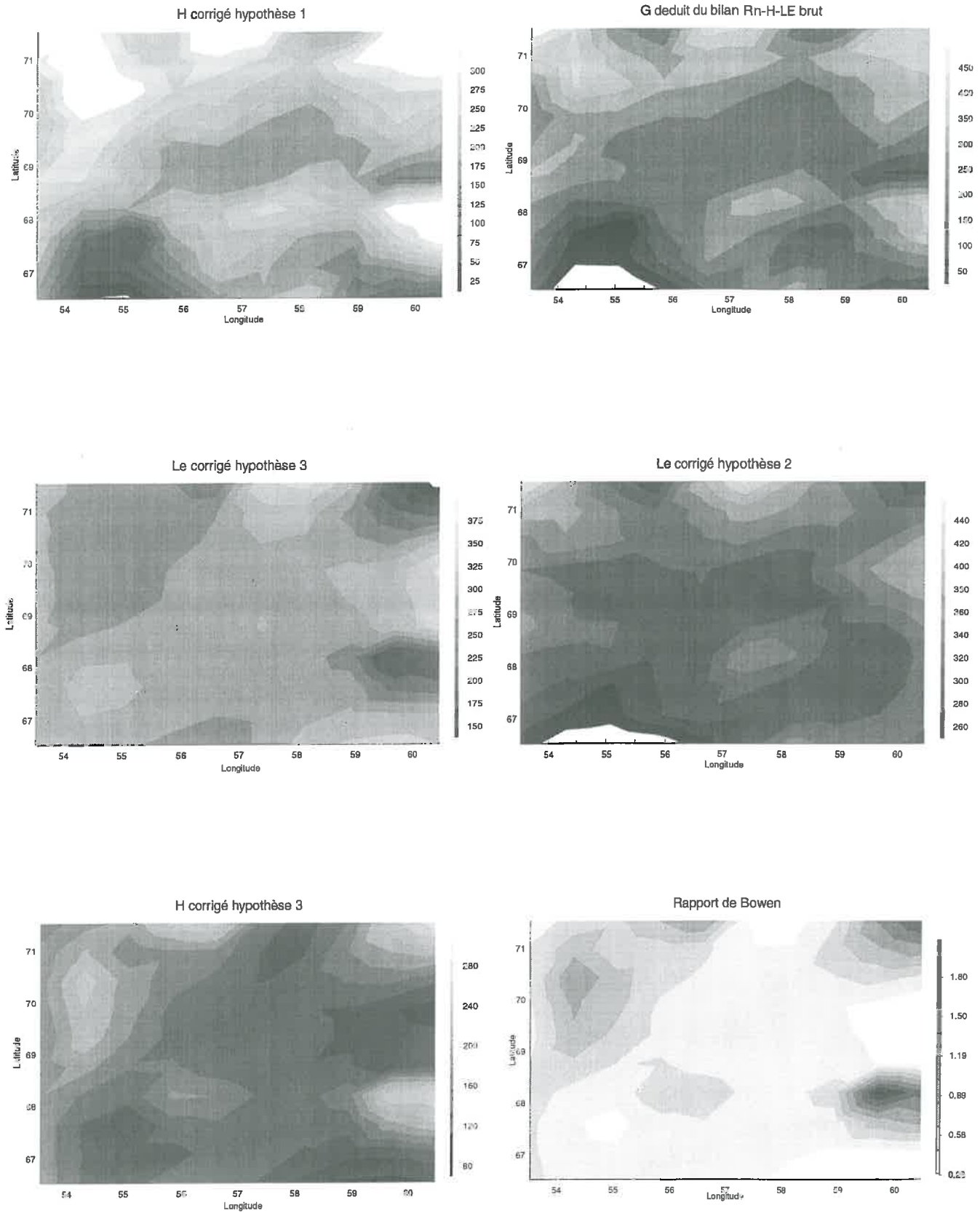


Figure 4.1.1: résidu du bilan d'énergie, rapport de Bowen et résultats des corrections des flux aéroportés turbulents (en  $Wm^{-2}$  sauf rapport de Bowen sans unité)

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) :

$$LAI = -1,2 * \ln(2 + NDVI/45) \quad (4.1.3)$$

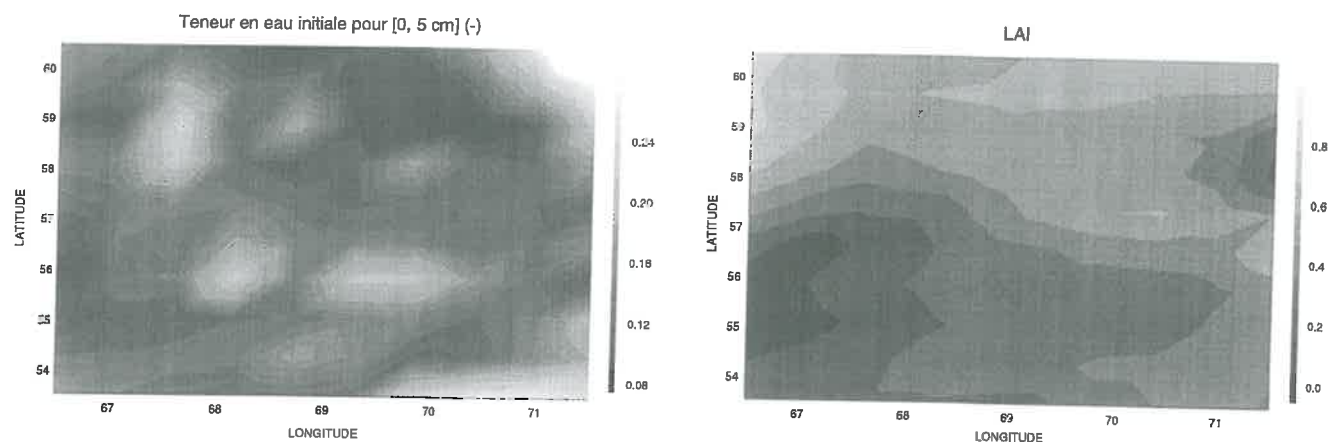
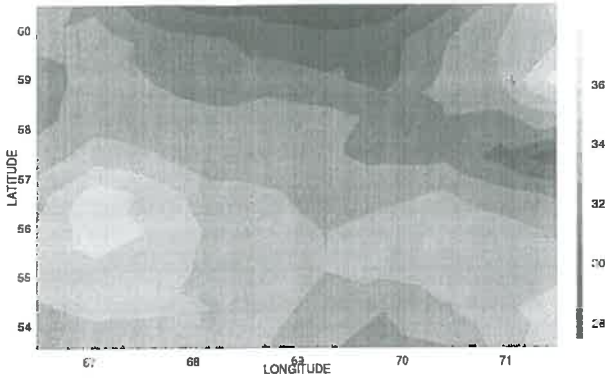


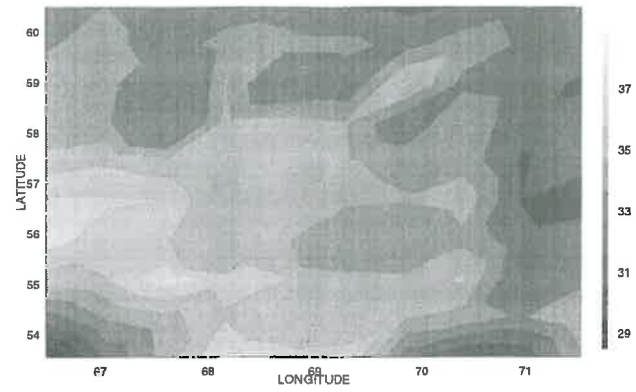
Figure 4.1.2 : cartes d'humidité initiale et de *LAI* (dédites du *NDVI* et de l'indice topographique)



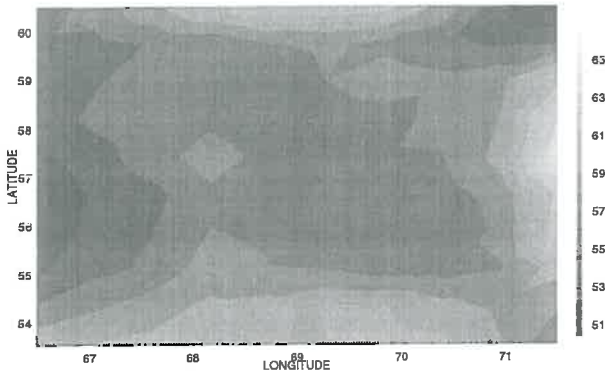
Température radiative observée (°C)



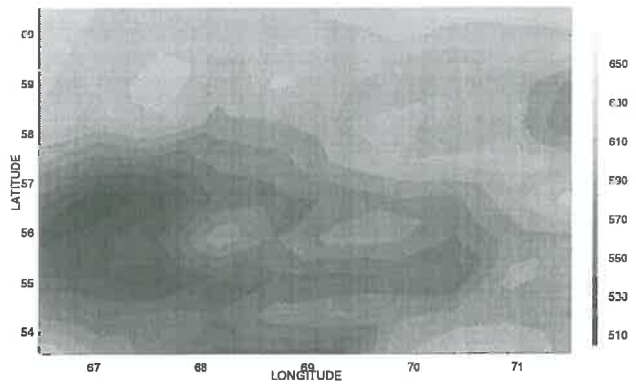
Température radiative simulée (°C)



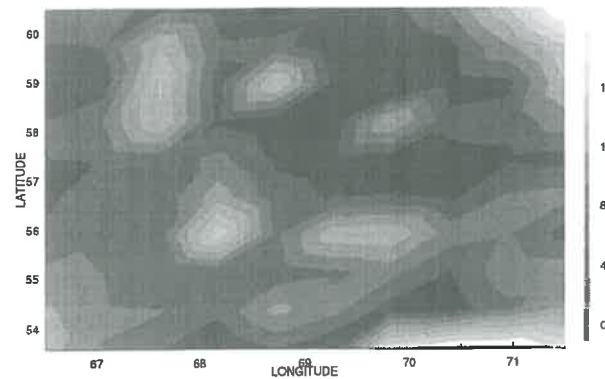
Rayonnement net observé (W/m<sup>2</sup>)



Rayonnement net simulé (W/m<sup>2</sup>)



Flux de chaleur latente: évaporation du sol (W/m<sup>2</sup>)



Flux de chaleur latente: transpiration par la végétation (W/m<sup>2</sup>)

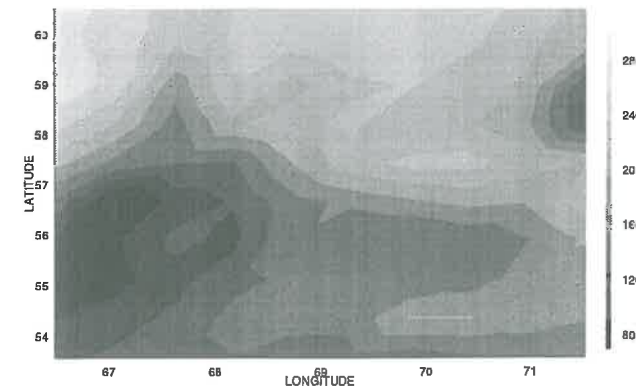


Figure 4.1.3a: rayonnement net simulé et observé, température de surface simulée et observée, et fractions du flux de chaleur latente simulé issues du sol et de la végétation respectivement

#### 4.1. Spatialisation des échanges sol- plante- atmosphère : approches déterministe et stochastique

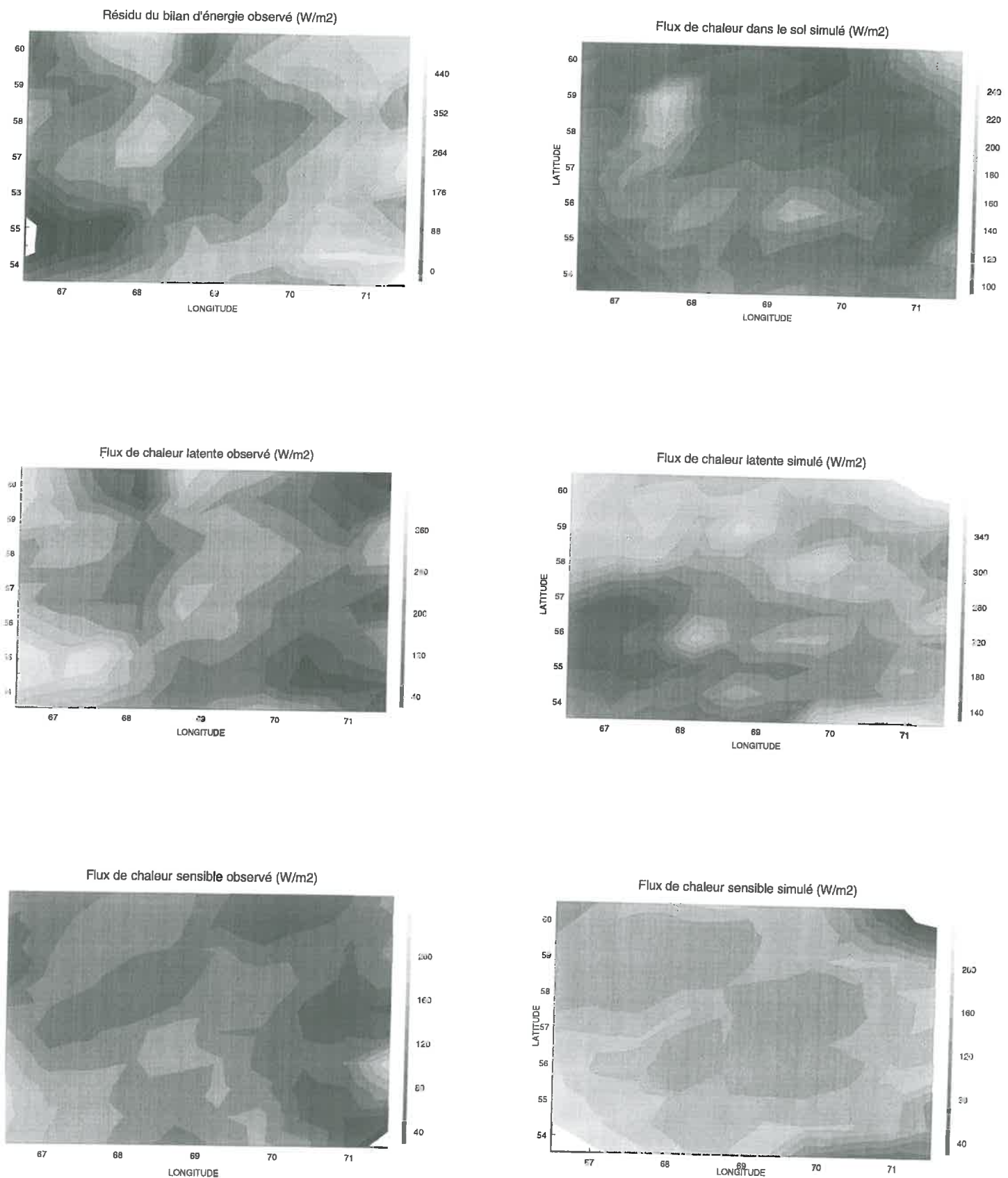


Figure 4.1.3b : flux de chaleur dans le sol, de chaleur sensible et de chaleur latente tirées des observations non corrigées et simulés pour le réseau de 114 points

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 contents 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) :

$$\left(\frac{v}{s}\right)_{simulé,i} = \frac{(stock_{simulé})_i - (stock_{min,observé})_i}{(stock_{max,observé})_i - (stock_{min,observé})_i} \quad (4.1.4)$$

$$\left( \frac{w}{w_c} \right)_{\text{simulé}} = \frac{\sum_{i=1}^n v_{\text{simulé},i}}{\sum_{i=1}^n s_{\text{observé},i}} = \frac{\sum_{i=1}^n (stock_{\text{simulé}})_i - (stock_{\text{min,observé}})_i}{\sum_{i=1}^n (stock_{\text{max,observé}})_i - (stock_{\text{min,observé}})_i} \quad (4.1.5)$$

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.

	<b>SiSPAT_STO</b>	<b>Patchy</b>
Forçage	Forçage climatique régional ; caractéristiques locales de la végétation	Evaporation potentielle ; paramétrisation $\beta$
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  $w/w_c$  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)

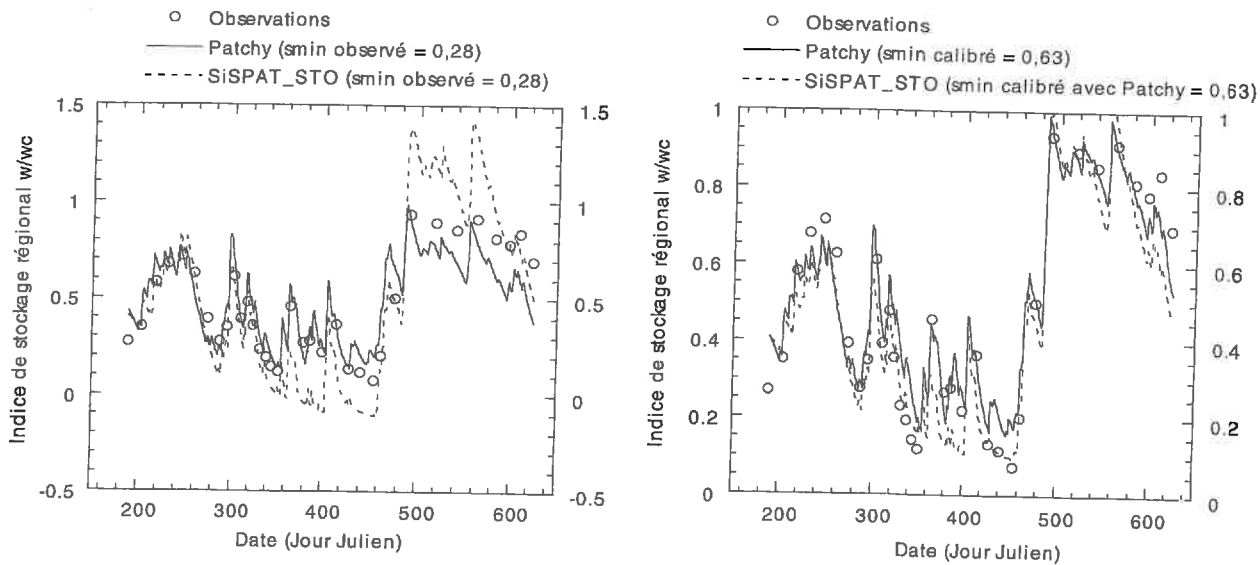


Figure 4.1.4 : évolution des indices de stockage à l'échelle du bassin avant et après correction par la valeur calibrée du stockage minimal ; comparaison avec les valeurs observées

- 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).



<i>profondeur (cm)</i>	<i>10</i>	<i>20</i>	<i>30</i>	<i>40</i>	<i>60</i>	<i>80</i>	<i>100</i>	<i>120</i>	<i>150</i>
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.

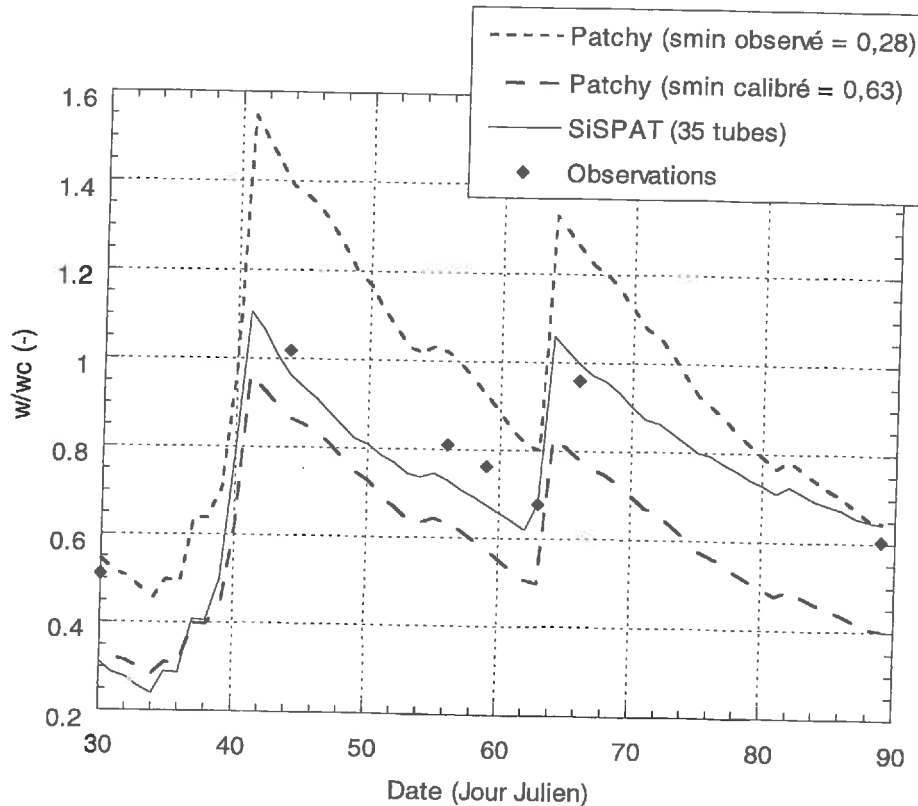


Figure 4.1.5 : comparaison entre l'évolution de l'indice régional de stockage  $w/wc$  observée et simulée par SiSPAT\_STO et les versions non calibrée et calibrée de Patchy

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.

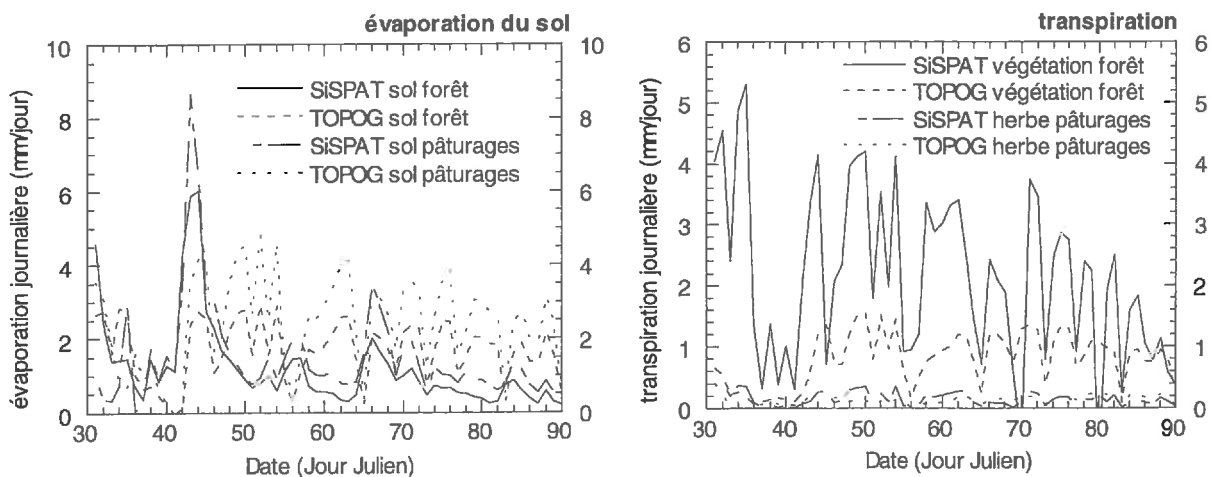


Figure 4.1.7 : comparaison entre les fractions transpirées et évaporées par le sol pour les deux types de couvert et les deux modèles déterministes SiSPAT\_DET et TOPOG-IRM

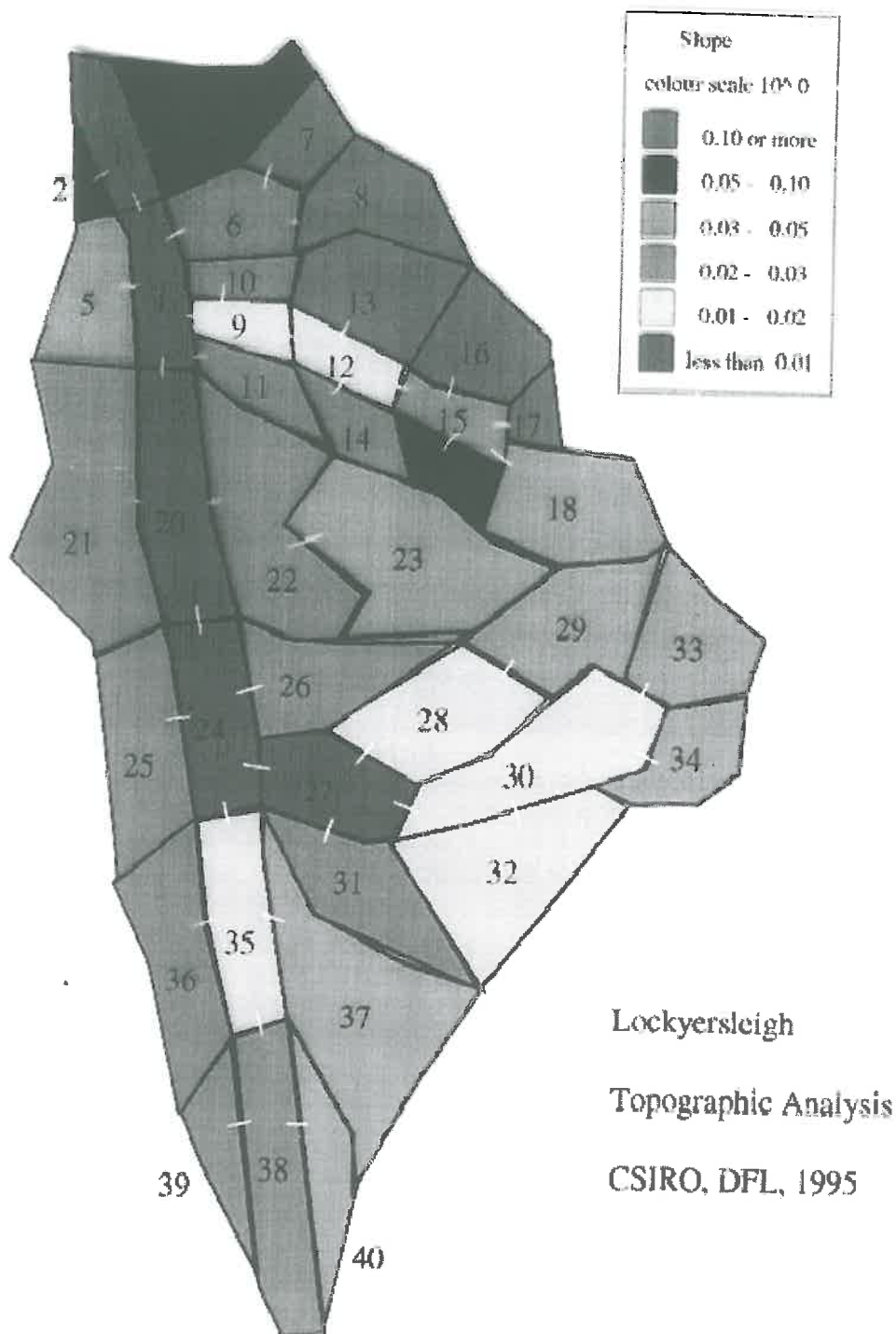


Figure 4.1.6 : Analyse topographique du bassin de Lockyersleigh représentant une division en 40 parcelles jointives reliées par les tirets blancs

	<b>SiSPAT_DET</b>	<b>TOPOG-IRM</b>
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.

<i>(mm) jours 30 à 90</i>	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.

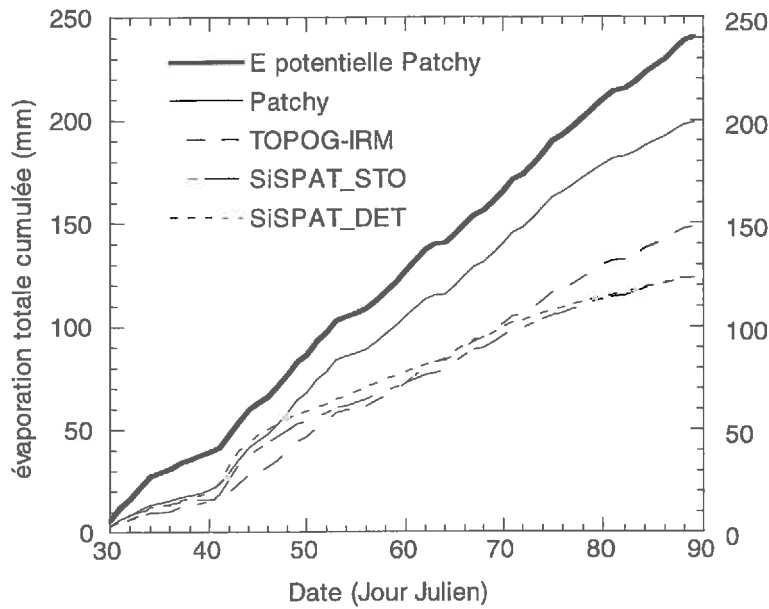


Figure 4.1.8 : évolution de l'évaporation cumulée totale pour les quatre modèles

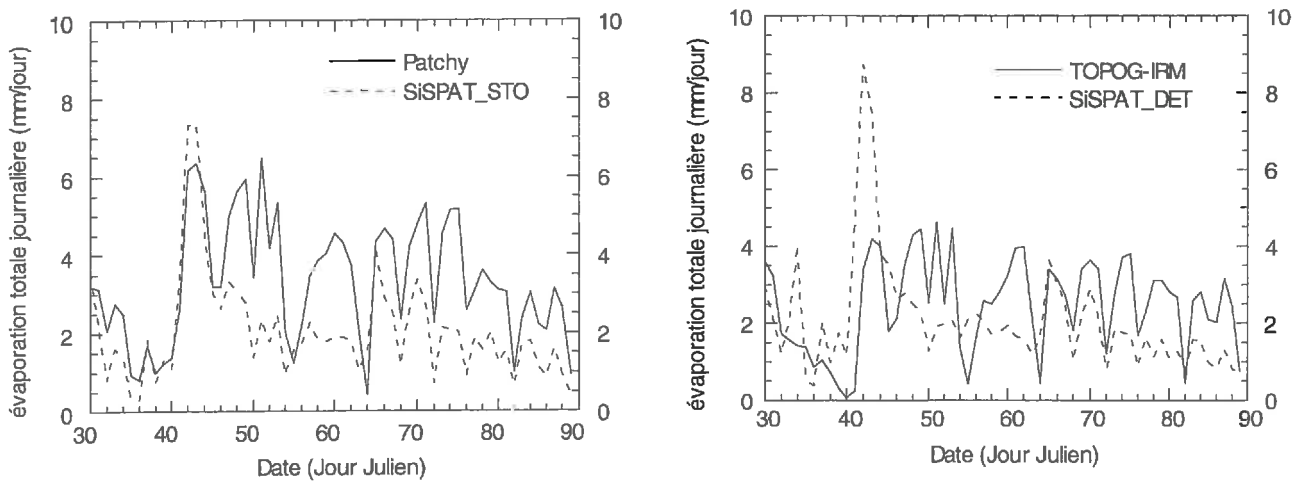


Figure 4.1.9 : évolution de l'évaporation journalière totale pour les quatre modèles

#### 4.1.3 Conclusion

Ce paragraphe nous a montré 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 hydro-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 sénescence, 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 sénescence 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  $\xi$  entre le flux de chaleur dans le sol et le rayonnement net, et le paramètre d'échelle  $\nu$  de la relation empirique liant le

$$LAI \text{ et le facteur } \chi = \frac{T_0 - T_a}{T_s - T_a}$$

- une seconde étape pour laquelle les paramètres a priori mal connus de la surface ( $\xi$  et  $\nu$ ), les paramètres hydrodynamiques du sol ( $K_{sat}$ ,  $m_{BC}$ ,  $\theta_{sat}$ ,  $\theta_0$  et  $\psi_{BC}$ ) 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	$\theta_0$	$K_{sat}$	$m_{BC}$	$\theta_{sat}$	$\psi_{BC}$	$\xi$	$\nu$	$d_r$
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  $\xi$  et  $\lambda$  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.

<i>E</i> <i>RMSE</i> <i>B</i>	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: efficacité 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  $^{\circ}C$  pour les températures)

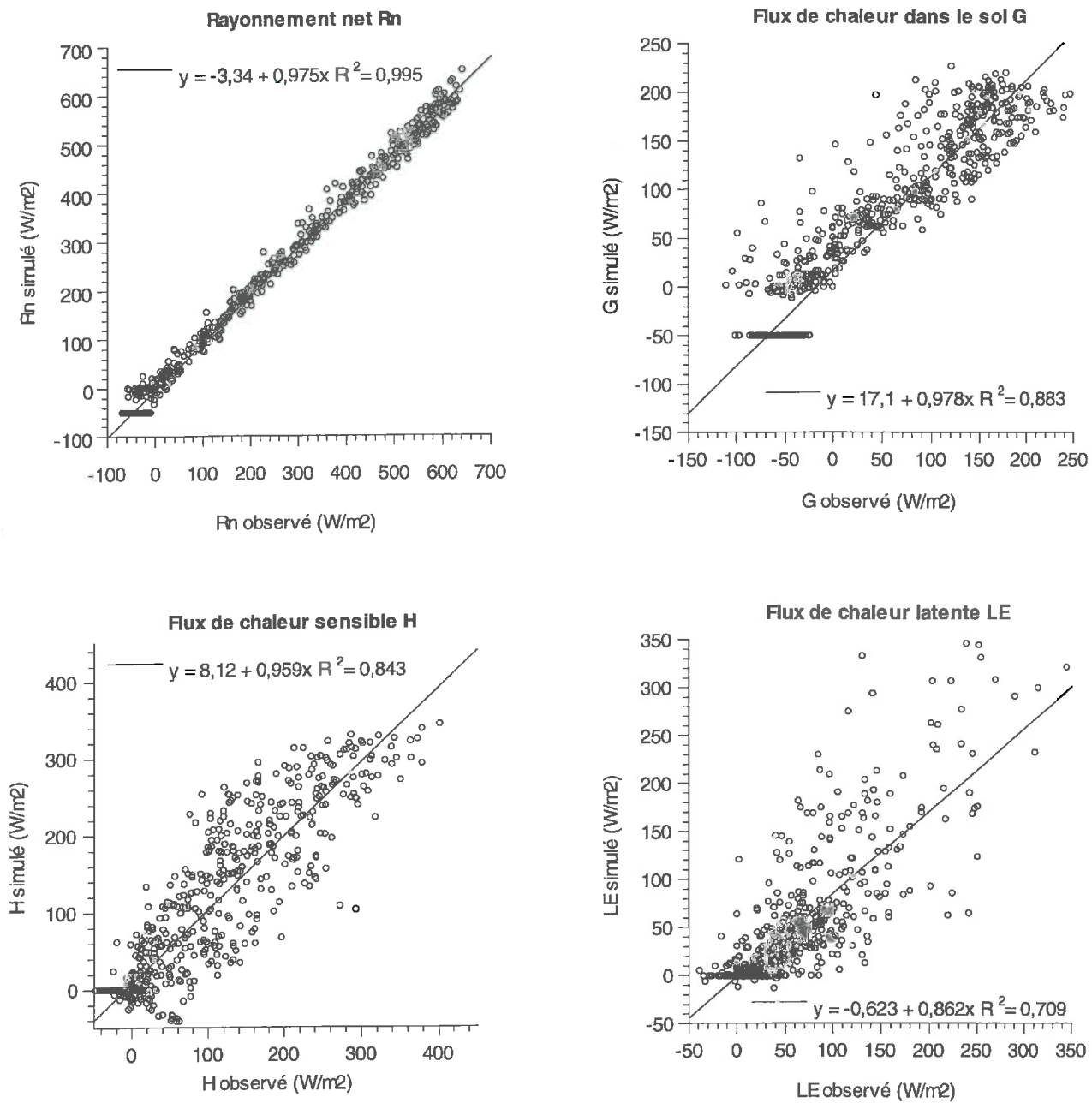


Figure 4.2.1 : composantes simulées et observées du bilan d'énergie pour l'expérience SALSA après minimisation par rapport à la température de surface (923 dates au pas de temps de 30 minutes)

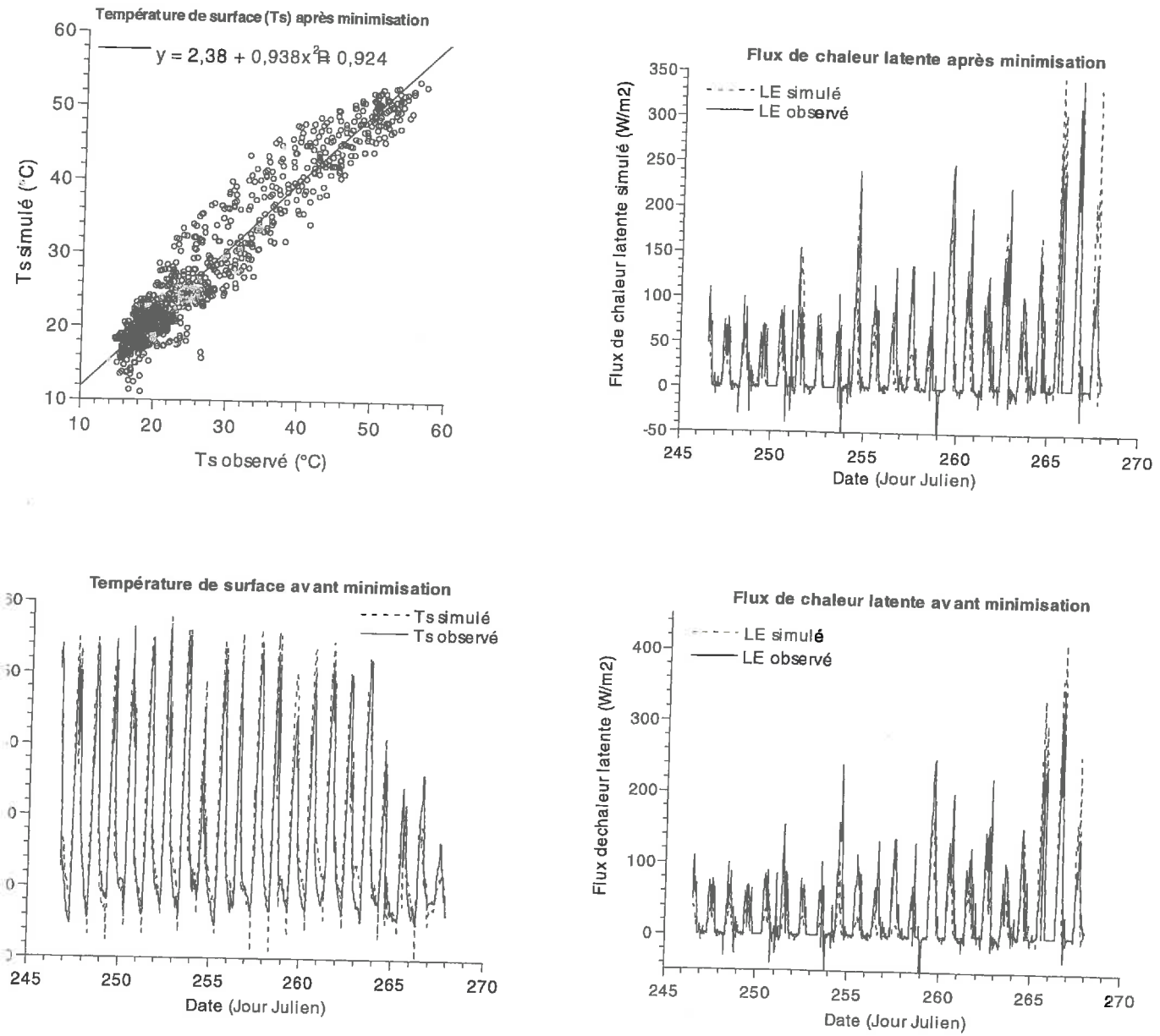


Figure 4.2.2 : scatterogramme de température de surface et séries de flux de chaleur latente observées et simulées avant et après minimisation par rapport à la température de surface

## 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  $\xi = 0,4$ ).

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.

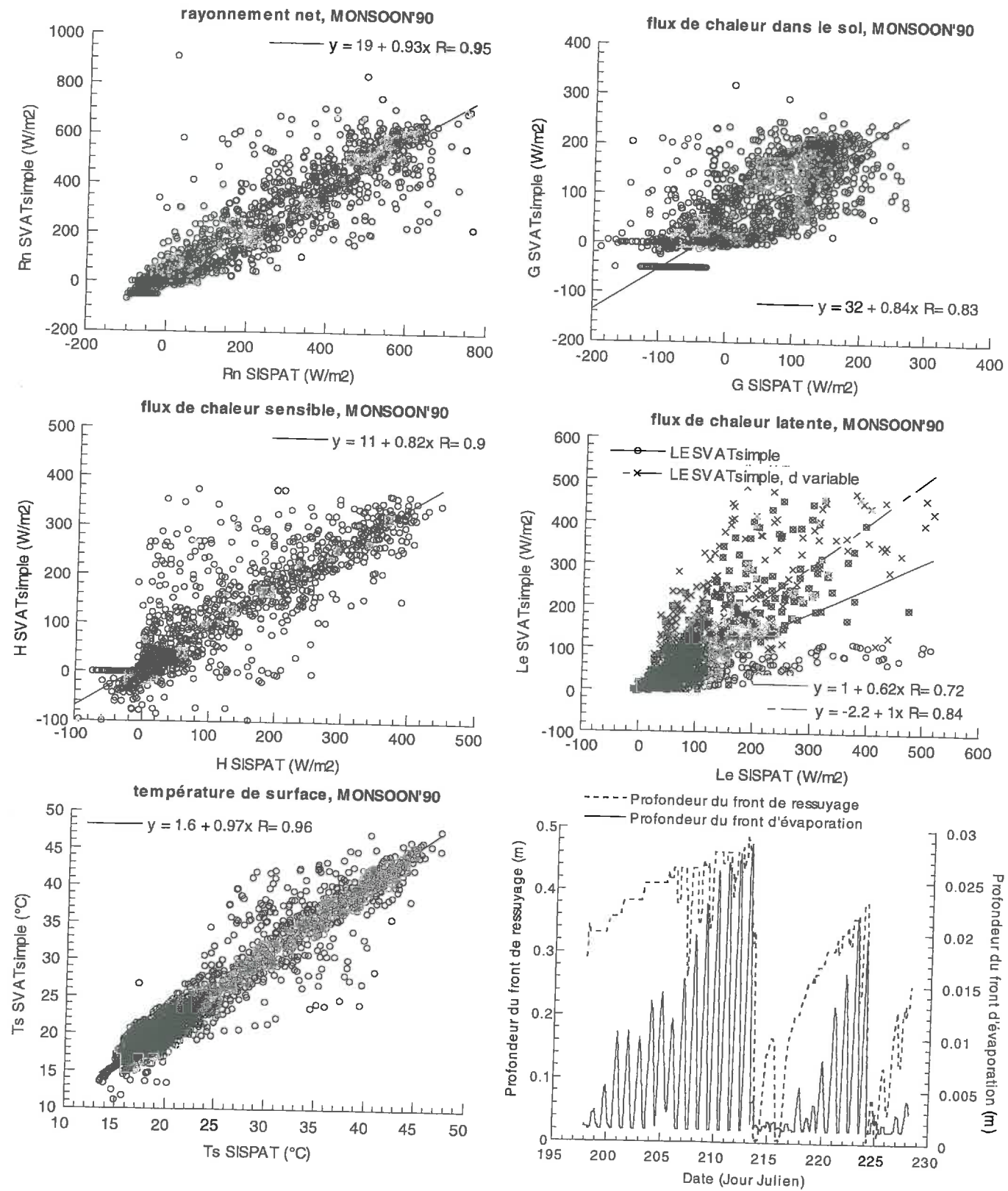


Figure 4.2.3 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (MONSOON'90) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT



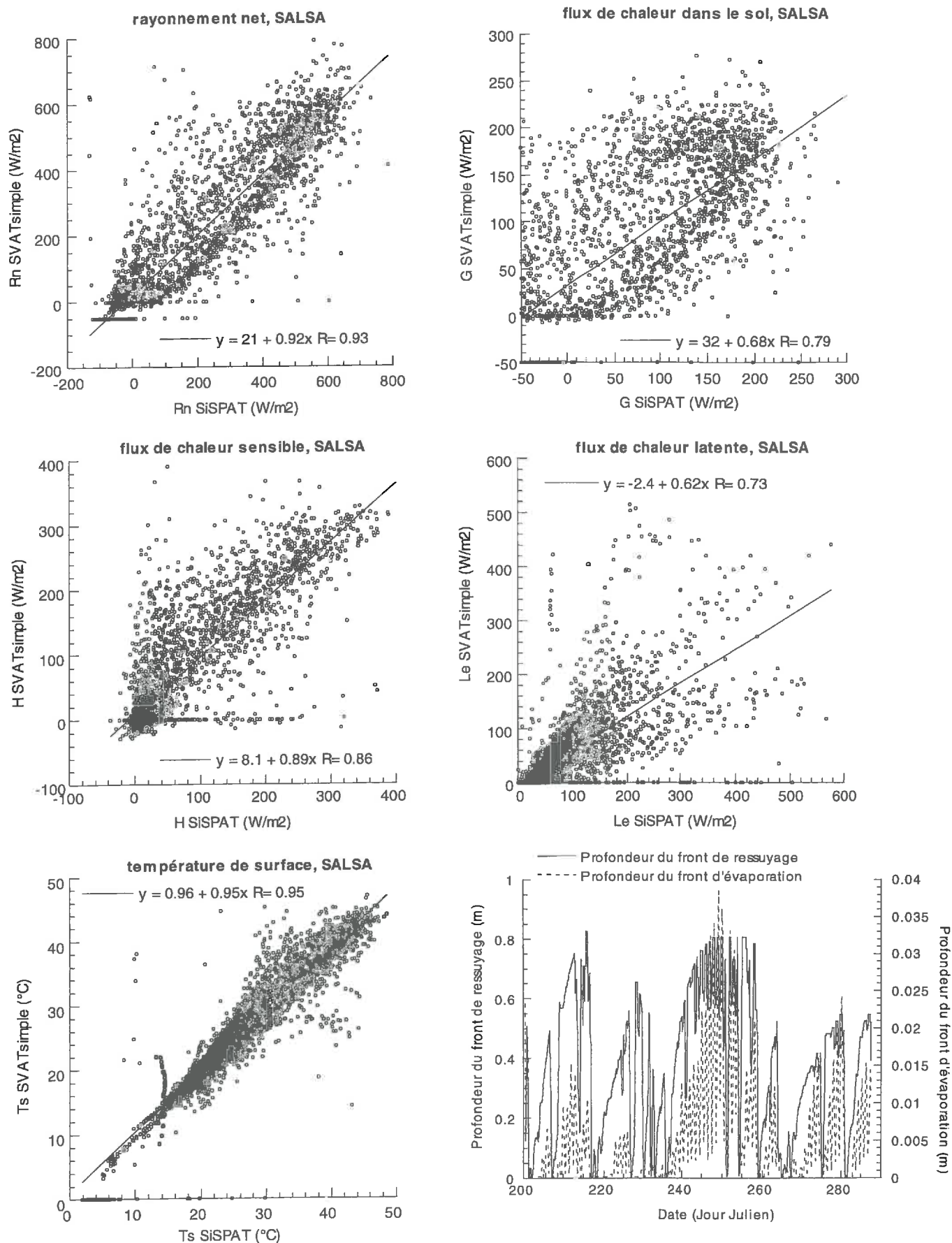


Figure 4.2.4 : composantes observées et simulées du bilan d'énergie (SALSA) et évolutions des profondeurs de ressuyage et d'évaporation simulées par SiSPAT

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  $\beta$  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.

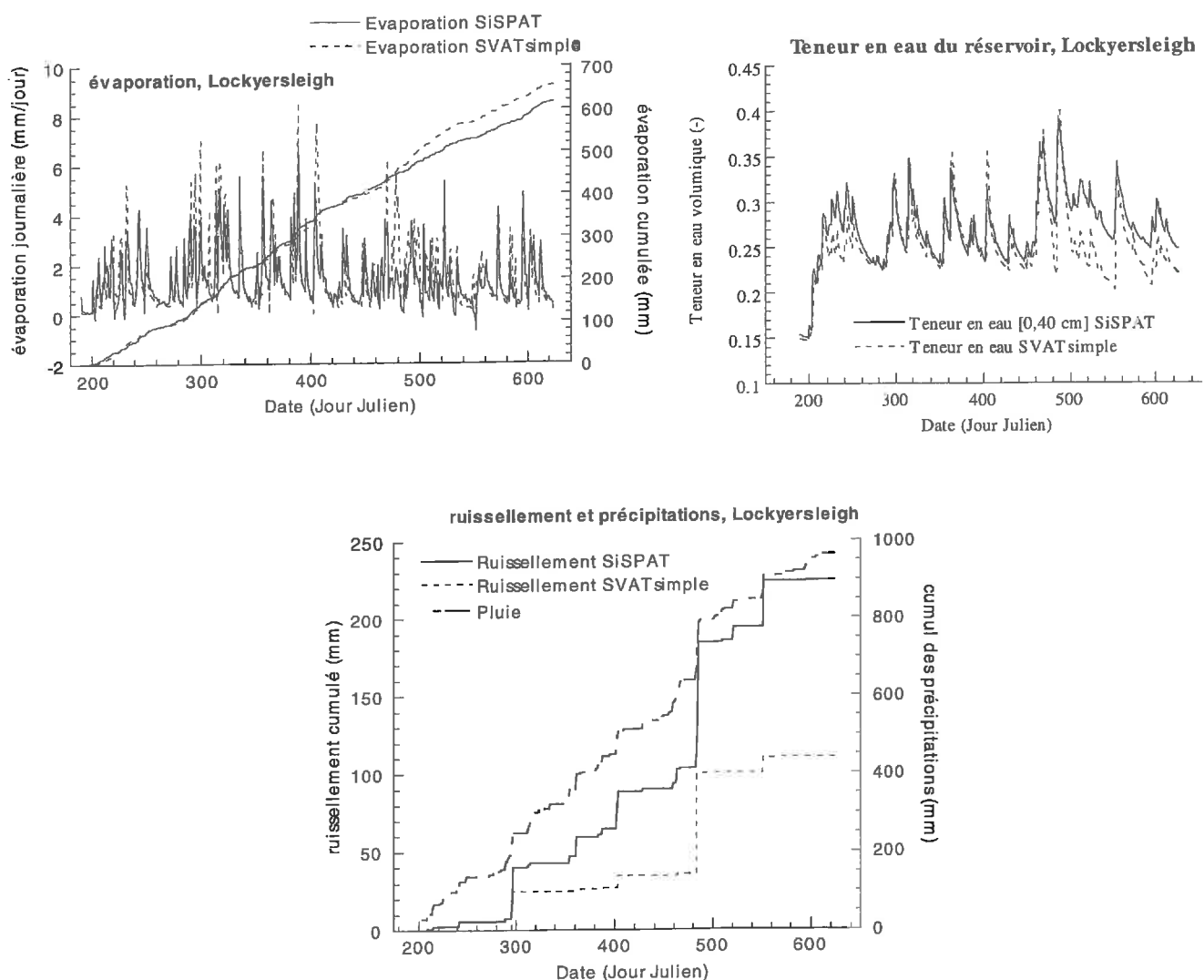


Figure 4.2.5 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau des 40 premiers centimètres du sol correspondant à la profondeur du réservoir : application au bassin versant de Lockyersleigh

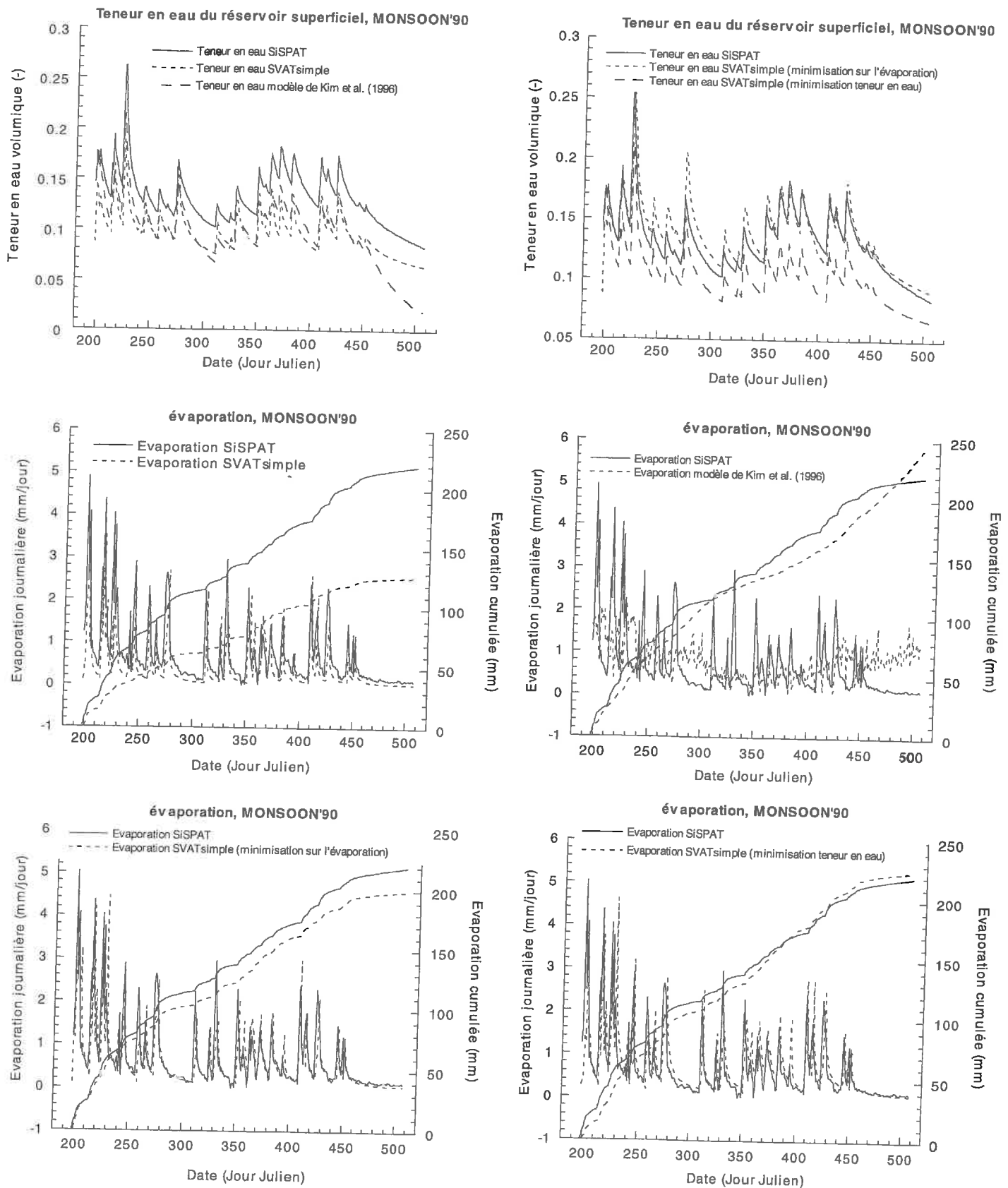


Figure 4.2.6 : séries temporelles d'évaporation, de ruissellement et d'évolution du contenu en eau sur 40 cm: MONSOON'90 (les précipitations sont reportées sur la Figure 3.4.7)

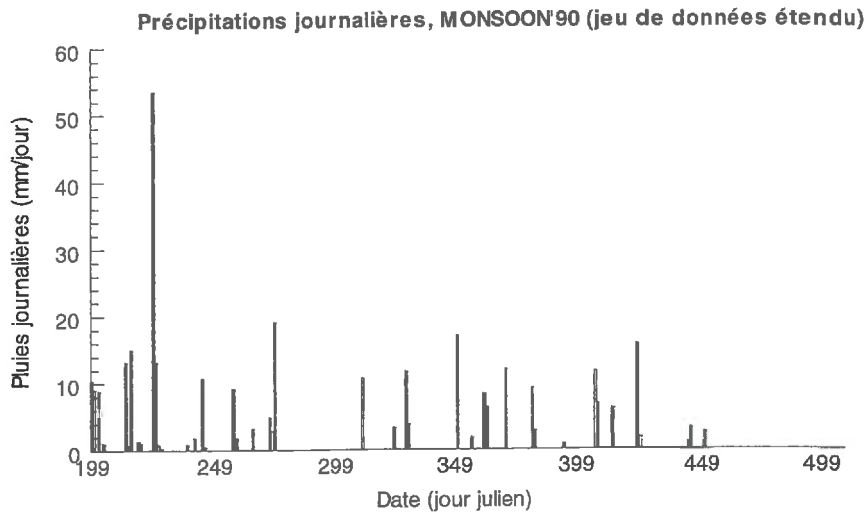


Figure 4.2.7 : séries des précipitations pour MONSOON'90

#### 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 ❹, 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 « désagréguer » cette information par redimensionnalisation locale, c'est à dire l'utilisation 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.

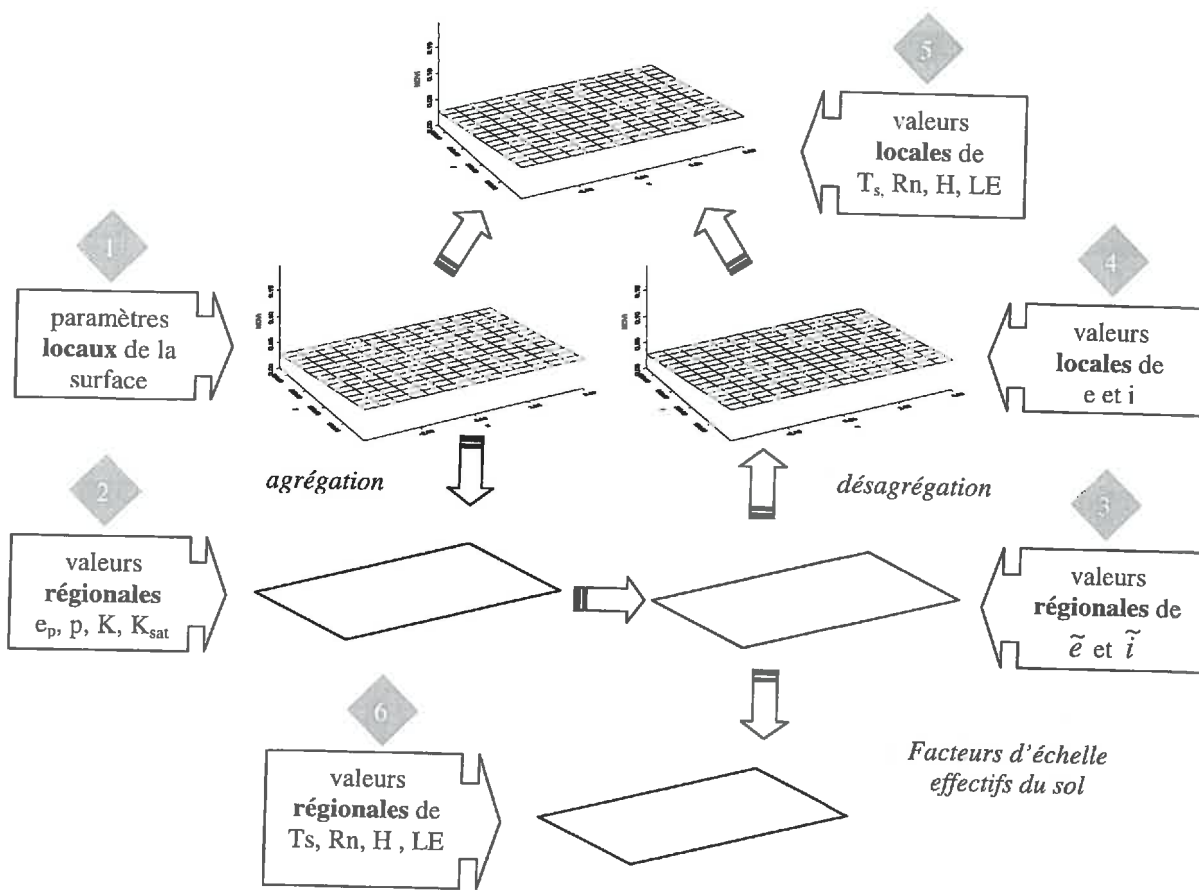


Figure 4.2.8 : stratégie d'agrégation/désagrégation de l'information et son application

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):

$$\left[ (1-\alpha)R_g - (\epsilon_s - \epsilon_a)\sigma T_a^4 (1-\xi) - \rho c_p \left( \frac{T_s - T_a}{r_{tot}} + \frac{D_a}{\gamma(r_a + r_{st \min})} \right) \right] = 0 \quad (4.2.1)$$

où  $T_s$  est la température de surface en présence de végétation et en conditions potentielles (première phase)

avec :

$$\frac{1}{r_{tot}} = \frac{\rho c_p}{4\varepsilon_s \sigma T_a^3 (1-\xi)} + \frac{\chi}{r_a} + \frac{\chi}{r_a + r_{st \min}} \quad (4.2.2)$$

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 :

$$\left[ (1-\alpha_i)R_g - (\varepsilon_{si} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4 \right] (1-\xi_i) - \rho c_p \left( \frac{T_{si} - T_a}{r_{toti}} + \frac{D_a}{\gamma(r_{ai} + r_{st \min i})} \right) = 0 \quad (4.2.3)$$

et pour la région (indices « e »):

$$\left[ (1-\alpha_e)R_g - (\varepsilon_{se} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4 \right] (1-\xi_e) - \rho c_p \left( \frac{T_{se} - T_a}{r_{toe}} + \frac{D_a}{\gamma(r_{ae} + r_{st \min e})} \right) = 0 \quad (4.2.4)$$

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):

$$\sum_{i=1}^n a_i \alpha_i = \alpha_e \quad (4.2.5)$$

$$\sum_{i=1}^n a_i \varepsilon_{si} = \varepsilon_{se} \quad (4.2.6)$$

$$\sum_{i=1}^n a_i \left[ (1-\alpha_i)R_g - (\varepsilon_{si} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4 \right] \xi_i = \left[ (1-\alpha_e)R_g - (\varepsilon_{se} - \varepsilon_a)\sigma T_a^4 \right] \xi_e \quad (4.2.7)$$

En supposant que  $\xi$  ne dépend que d'un facteur constant  $\xi_s$  et du  $LAI$  selon la formule d'atténuation de Beer-Lambert ( $\xi = \xi_s e^{-0,4LAI}$ ), nous avons alors :

$$\xi_e = \xi_s e^{-0,4LAI_e} \quad (4.2.8)$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{a_i T_{si}}{r_{toti}} = \frac{T_{se}}{r_{tote}} \quad (4.2.9)$$

$$\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{r_{ai} + r_{s\ min\ i}} = \frac{1}{r_{ae} + r_{s\ min\ e}} \quad (4.2.10)$$

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 :

$$\frac{\chi_e}{r_{ae}} = \frac{1}{r_{tote}} - \frac{\rho c_p}{4\varepsilon_{se} \sigma T_a^3 (1 - \xi_c)} - \frac{\chi_e}{\gamma(r_{ae} + r_{s\ min\ e})} \quad (4.2.11)$$

Il nous reste à déterminer  $r_{ae}$  et  $\chi_e$  en connaissant  $\chi_e/r_{ae}$ . La résolution du bilan d'énergie à l'échelle régionale permet de lever l'incertitude.

La deuxième agrégation (② à ③ puis ③ à ④) 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:

$$E[f] = f(p_e) \quad (4.2.12)$$

Un développement limité de l'équation précédente autour de la moyenne des paramètres est :



$$f(p_e) = f(E[p]) + \left. \frac{\partial f}{\partial p} \right|_{E[p]} (p_e - E[p]) \quad (4.2.13)$$

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 :

$$E[f] = f(E[p]) + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j} Q_{ij} \quad (4.2.14)$$

où  $Q_{ij}$  est la matrice de variance-covariance :  $Q_{ij} = E[(p - E[p])(p - E[p])^T]$

Ces deux développements combinés nous permettent d'écrire :

$$p_e = E[p] + \left( \left. \frac{\partial f}{\partial p} \right|_{E[p]} \right)^{-1} \cdot \left( \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{\partial^2 f}{\partial p_i \partial p_j} Q_{ij} \right) \quad (4.2.15)$$

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 simples sources situées côte à côte paraît alors plus réaliste. Un modèle de type mosaïque a été appliqué à deux types de végétation éparces 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 érigée 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 voisins 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 Sol-Végétation-Atmosphère par l'intermédiaire de fonctions de densité de probabilité des principaux paramètres du système. Une première application utilisant des fonctions mono-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 le 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, évaporation-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 sol-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, CO<sub>2</sub>, 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, Landbouwniversiteit 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<sup>ème</sup> 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 bidimensionnels d'infiltration dans un sol cultivé et microirrigué, II Comparaisons de la théorie avec des mesures in-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., Shao, Y., Shmakin, A.B., Verseghy, D.L., Wetzell, 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 in 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 vegetation, *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 Landbouwniversiteit 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 hydrologic 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 atmospheric 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 Ruffy, 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, 15<sup>th</sup> Conference on Agriculture and Forest Meteorology and 5<sup>th</sup> 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 Landbouwniversiteit 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 :

$$\left[ (1-\alpha)Rg + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \right] (1-\xi) = \rho c_p g_a (T_{0vp} - T_a) + \frac{\rho c_p}{\gamma} \left( \frac{e_{sat}(T_{0vp}) - e_a}{r_a + r_{st \min}} \right)$$

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):

$$\begin{aligned} (1-\xi)\varepsilon_s \sigma T_s^4 &\cong (1-\xi)\varepsilon_s \sigma T_a^4 + 4\varepsilon_s \sigma T_a^3 (1-\xi)(T_s - T_a) \\ &= (1-\xi)\varepsilon_s \sigma T_a^4 + g_{rad} (T_{0vp} - T_a) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \rho c_p g_a (T_{0vp} - T_a) &\cong \rho c_p g_a (T_a - T_a) + \left. \frac{\partial [\rho c_p g_a (T - T_a)]}{\partial T} \right|_{T_a} (T_{0vp} - T_a) \\ &= 0 + \rho c_p \left. \frac{\partial [g_a]}{\partial T} \right|_{T_a} (T_a - T_a)(T_{0vp} - T_a) + \rho c_p g_{a0} (T_{0vp} - T_a) = \rho c_p g_{a0} (T_{0vp} - T_a) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\rho c_p}{\gamma} \left( \frac{e_{sat}(T_{0vp}) - e_a}{r_a + r_{st \min}} \right) &\cong \frac{\rho c_p}{\gamma} \left( \frac{e_{sat}(T_{0vp}) - e_a}{r_{a0} + r_{st \min}} \right) + \left. \frac{\rho c_p}{\gamma} \frac{\partial \left[ \frac{e_{sat}(T) - e_a}{r_a + r_{st \min}} \right]}{\partial T} \right|_{T_a} (T_{0vp} - T_a) \\ &= \frac{\rho c_p g_{surf} D_a}{\gamma} + \frac{\rho c_p}{\gamma} (T_{0vp} - T_a) \left[ \frac{\Delta(r_{a0} + r_{st \min}) + \eta R r_{a0}}{(r_{a0} + r_{st \min})^2} \right] \end{aligned}$$

soit :

$$\begin{aligned} R^* &= (1-\xi) \left[ (1-\alpha)Rg + \sigma(\varepsilon_a - \varepsilon_s)T_a^4 \right] \\ &= \frac{\rho c_p g_{surf} D_a}{\gamma} + (T_{0vp} - T_a) \left[ g_{rad} + \rho c_p g_{a0} + \frac{\rho c_p}{\gamma} (\Delta g_{surf} + g_{surf}^2 D_a \eta R r_{a0}) \right] \end{aligned}$$

or le bilan d'énergie s'écrit :  $R^* = (g_{rad} + \rho c_p g_{a0})(T_{0vp} - T_a) + Le_{vp}$

ou :

$$Le_{vp} = R^* - \frac{(g_{rad} + \rho c_p g_{a0})(R^* - \rho c_p g_{surf} D_a / \gamma)}{\rho c_p g_{surf} (1 + r_{st \min} g_{a0} + \Delta / \gamma + D_a \eta R_{ir_{a0}} g_{surf} / \gamma) + g_{rad}}$$

B- capacités d'infiltration  $i$  et d'exfiltration  $e$  (2.2.17 page 90):

$$e = \frac{ac}{E + K_0 t}$$

$$\frac{de}{dt} = -\frac{K_0 + e}{ac} e^2$$

$$\int \frac{de}{(K_0 + e)e^2} = -\int \frac{dt}{ac}$$

$$\int \left( \frac{K_0}{e^2} - \frac{1}{e} + \frac{1}{K_0 + e} \right) de = -\int \frac{K_0^2 dt}{ac}$$

$$\frac{K_0}{e} = \frac{K_0^2 t}{ac} + \ln \left( 1 + \frac{K_0}{e} \right)$$

$$i = K_{sat} + \frac{bd}{I}$$

$$\frac{di}{dt} = -\frac{bd}{I^2} i = -\frac{i(i - K_{sat})^2}{bd}$$

$$\int \frac{di}{i(i - K_{sat})^2} = -\int \frac{bd}{dt}$$

$$\int \left( \frac{1}{i - K_{sat}} - \frac{K_{sat}}{(i - K_{sat})^2} - \frac{1}{i} \right) di = \int \frac{dt}{bd}$$

$$\frac{K_{sat}}{i - K_{sat}} = \frac{K_{sat}^2 t}{bd} + \ln \left( 1 + \frac{K_{sat}}{i - K_{sat}} \right)$$

## ANNEXE 2

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.



## 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 <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )
$c_p$	Specific heat of air at constant pressure	(J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )
$C_d$	Volumetric heat capacity for dry soil	(J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> )

\* Corresponding author.

$C_{ch}$	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)
$L_v E$	Latent heat flux	$(W\ m^{-2})$
$L_v$	Latent heat of vaporization	$(J\ kg^{-1})$
$L_v$	Latent heat of vaporization at temperature $T_0$	$(J\ kg^{-1})$
$m$	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)
$T_0$	Reference temperature	(K)
$u^*$	Friction velocity	$(m\ s^{-1})$

vch	Coefficient for the description of thermal effects in the Van Genuchten (1980) formula	(K <sup>-1</sup> )
W	Heat of wetting	(J kg <sup>-1</sup> )
W <sub>s</sub>	Heat storage in the "mulch"	(J kg <sup>-1</sup> )
z	Depth	(m)
z <sub>a</sub>	Height of the atmosphere reference level	(m)
z <sub>c</sub>	Depth of the evaporation front	(m)
z <sub>oh</sub> , z <sub>om</sub> , z <sub>ov</sub>	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 <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )
θ	Volumetric water content	(cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
θ <sub>a</sub>	Dry air content of the poral volume (θ <sub>a</sub> = n - θ)	(cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
θ <sub>k</sub>	Minimal water content for continuity of the liquid phase	(cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
θ <sub>r</sub>	Residual water content	(cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
θ <sub>sat</sub>	Saturated water content	(cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )
ρ <sub>l</sub>	Water density	(kg m <sup>-3</sup> )
ρ <sub>v</sub>	Vapour density	(kg m <sup>-3</sup> )
σ	Stefan Boltzman constant	(5.67 × 10 <sup>-8</sup> W m <sup>-2</sup> K <sup>-4</sup> )
ν	Kinematic viscosity of water	(m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )
τ	Momentum flux	(kg m <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup> )
Ψ <sub>H</sub>	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 (Bolte 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).



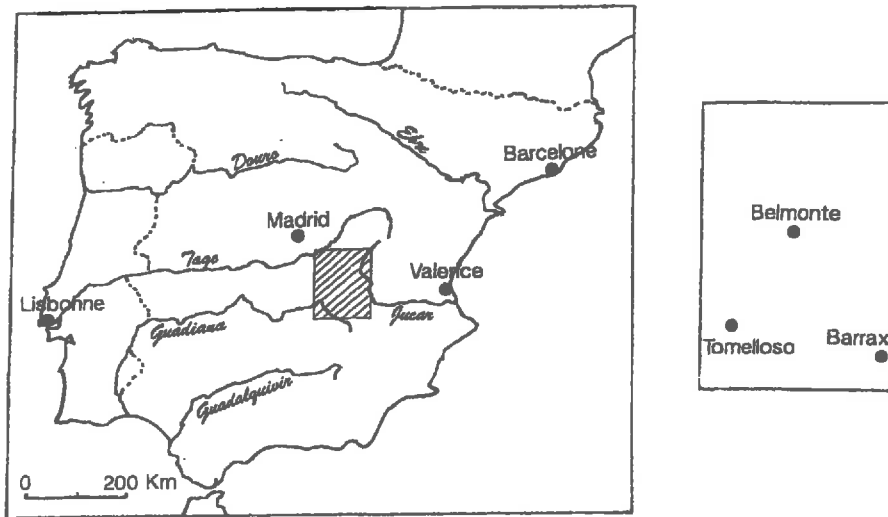


Fig. 1. The study area in Spain with the three sites instrumented during the intensive observation period (from Braud et al., 1993).

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  $e_{\text{sat}}(T)$ :

$$e_{\text{sat}}(T) = 618.78 \exp\left(\frac{17.27(T-273.15)}{T-35.86}\right) \quad (T \text{ in } ^\circ\text{K})$$

Relative humidity  $hu$  (Kelvin law):

$$hu = \exp(gh/RT)$$

Vapour density  $\rho_v$ :

$$\rho_v = hu e_{\text{sat}}(T)/RT$$

Differentiation of  $\rho_v$  along  $h$  and  $T$ :

$$\nabla \rho_v = \frac{g e_{\text{sat}}}{RT} \nabla h + \left( h \frac{d(hu/RT)}{dT} - \frac{g \rho_v}{RT^2} \right) \nabla T$$

Hydraulic conductivity (Brooks and Corey, 1964):

$$K = K_{\text{sat}} \left( \frac{\theta}{\theta_{\text{sat}}} \right)^c (\nu(T_o)/\nu(T))$$

Suction curve (Van Genuchten, 1980):

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{h \exp(-\nu h)}{h_s} \right)^q \right]^{-m} \quad \text{with } m = 1 - 2/q \quad (\text{Burdine, 1953})$$

Diffusion coefficient of water vapour in static air (De Vries, 1975):

$$D_{\text{va}} = 2.17 e^{-7(T/273,15)^{1.88}}$$

Vapor diffusivity (Philip and De Vries, 1957):

$$D_v = D_{\text{va}} F(\theta_n) \frac{p_{\text{atm}}}{p_{\text{atm}} - p_c}$$

where

$$\begin{cases} F(\theta_n) = \theta_n (1 + \theta/\theta_k) & \theta \leq \theta_k \\ F(\theta_n) = n & \theta > \theta_k \end{cases}$$

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:

$$\begin{cases} C_{mh} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{mT} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) \\ C_{ch} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{cT} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} - c_l(T - T_o)q_m \right) \end{cases} \quad (1a,b)$$

The left hand side terms  $C_{mh}(\partial h/\partial t) + C_{mT}(\partial T/\partial t)$  and  $C_{ch}(\partial h/\partial t) + C_{cT}(\partial T/\partial t)$  represent the change in water and heat storage with time respectively. The fluxes are  $q_m = -D_{mh}(\partial h/\partial z) - D_{mT}(\partial T/\partial z) + K$  for the mass and  $q_h = -D_{ch}(\partial h/\partial z) - D_{cT}(\partial T/\partial z) + c_l(T - T_o)q_m$  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	$C_{mh} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{mT} \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(D_{mh} \nabla h + D_{mT} \nabla T - K)$	$C_{ch} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{cT} \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(D_{ch} \nabla h + D_{cT} \nabla T - c_l(T - T_0)q_m)$
Total amount of water and heat	Vapour $\rho_v \theta_a$ Liquid $\rho \theta$ Total $m = \rho \theta + \rho_v \theta_a$	Vapour $c_p \rho \theta_a (T - T_0) + L_v \rho \theta_a$ Liquid $c_l \rho \theta (T - T_0)$ Solid $C_d (T - T_0)$ Total $Q = L_v \rho \theta_a + (T - T_0)(C_d + c_l \rho \theta + c_p \rho \theta_a)$
Expression of fluxes	Vapour $-D_{va} \nabla \rho_v$ Liquid $-\rho_l k (\nabla h - 1)$ Total $q_m = -\rho_l (D_{mh} \nabla h + D_{mT} \nabla T - K)$	Conduction $\lambda \nabla T$ Vapour $L_v D_{vh} \nabla \rho_v$ Convection $c_l (T - T_0) q_m$ Total $q_h = -D_{cT} \nabla T - D_{ch} \nabla h + c_l (T - T_0) q_m$
Generalized storage coefficients	$C_{mh} = \left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l}\right) \frac{\partial \theta}{\partial h} \Big _T + \frac{\rho_v}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \Big _T$ $C_{mT} = \left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l}\right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \Big _h + \frac{\rho_v}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big _h$	$C_{ch} = H_1 \frac{\partial c_l}{\partial h} \Big _T + H_2 \frac{\partial c_l}{\partial T} \Big _T$ $C_{cT} = C + H_1 \frac{\partial c_l}{\partial h} \Big _h + H_2 \frac{\partial c_l}{\partial T} \Big _h$ where: $C = C_d + c_l \rho \theta + c_p \rho \theta_a$ $H_1 = (L_v + c_p (T - T_0)) \rho_a$ $H_2 = (c_l \rho_l - c_p \rho_v) (T - T_0) - \rho_l W - \rho_v L_v$
Transport coefficients	$D_{mh} = K + D_{vh} / \rho_l$ $D_{mT} = D_{vt} / \rho_l$	$D_{ch} = L_v D_{vh}$ with $D_{vh} = \gamma D_v + \theta \rho_v \partial h$ $D_{cT} = \lambda + L_v D_{vt}$ with $D_{vt} = \xi D_v \rho_v \partial T$

$\nabla = \partial/\partial z$  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 $R_n$	$R_n = (1 - \alpha) R_g + \varepsilon (R_n - \sigma T_{surf}^4)$	
Latent heat flux $L_v E$	$L_v E = L_v \rho_a (q_{surf} - q_a) / R_{aE}$	$R_{aE} = \left(\frac{1}{k_{aE}}\right) \left( L_n \left(\frac{z_a}{z_{soil}}\right) - \psi_H \left(\frac{z_a}{L}\right) \right)$
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 ( $138 \times 200 \text{ m}^2$ ) 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  $100 \text{ W m}^{-2}$ ), and of 400% at night (for a mean value of around  $10 \text{ W m}^{-2}$ ). 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

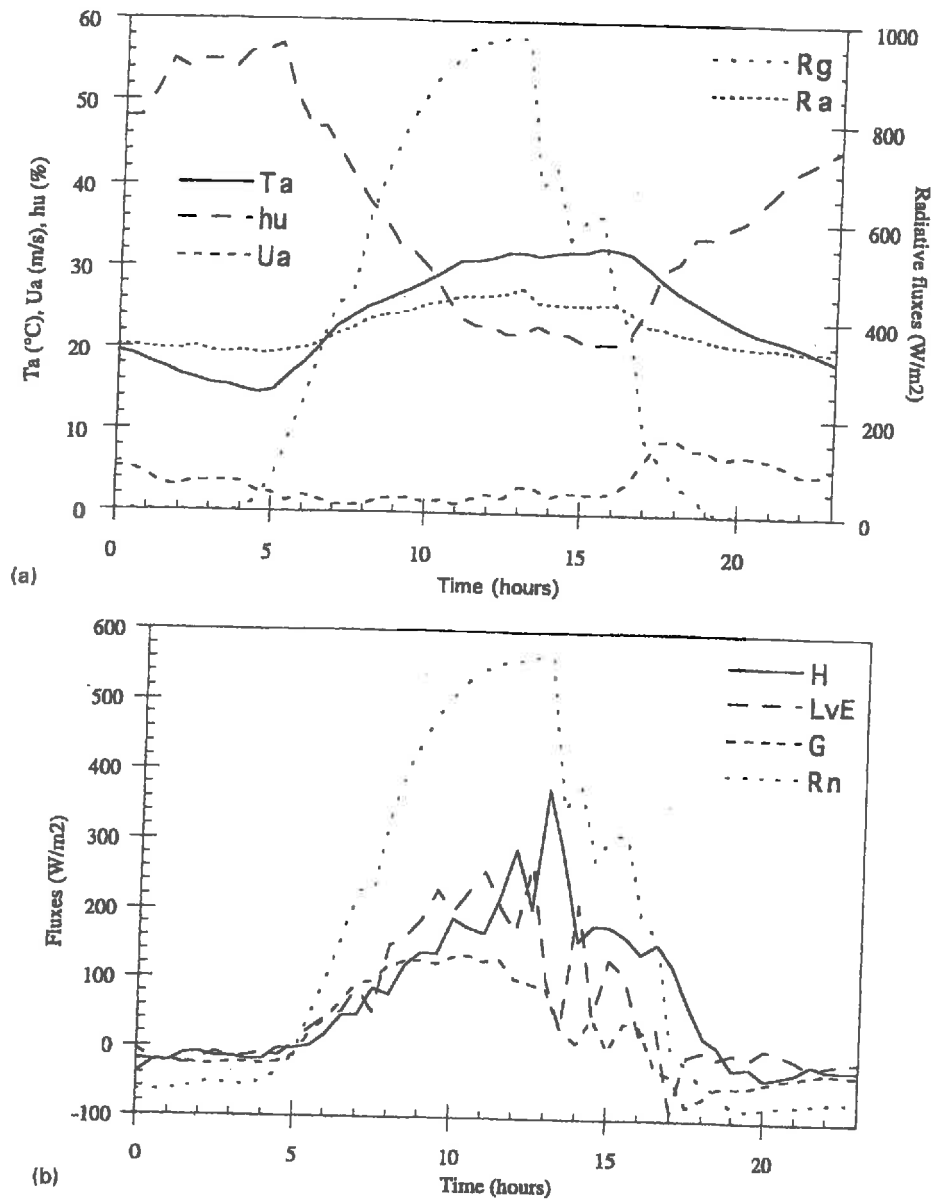


Fig. 2. (a) atmospheric forcing (air temperature,  $T_a$  (°C), relative humidity,  $hu$  (%), wind speed  $U_a$  ( $m s^{-1}$ ), incoming solar  $R_g$  and long-wave  $R_a$  radiations ( $W m^{-2}$ ) measured on 22 June 1991 (DOY 173); (b) surface energy budget (net radiation  $R_n$ , sensible heat 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).

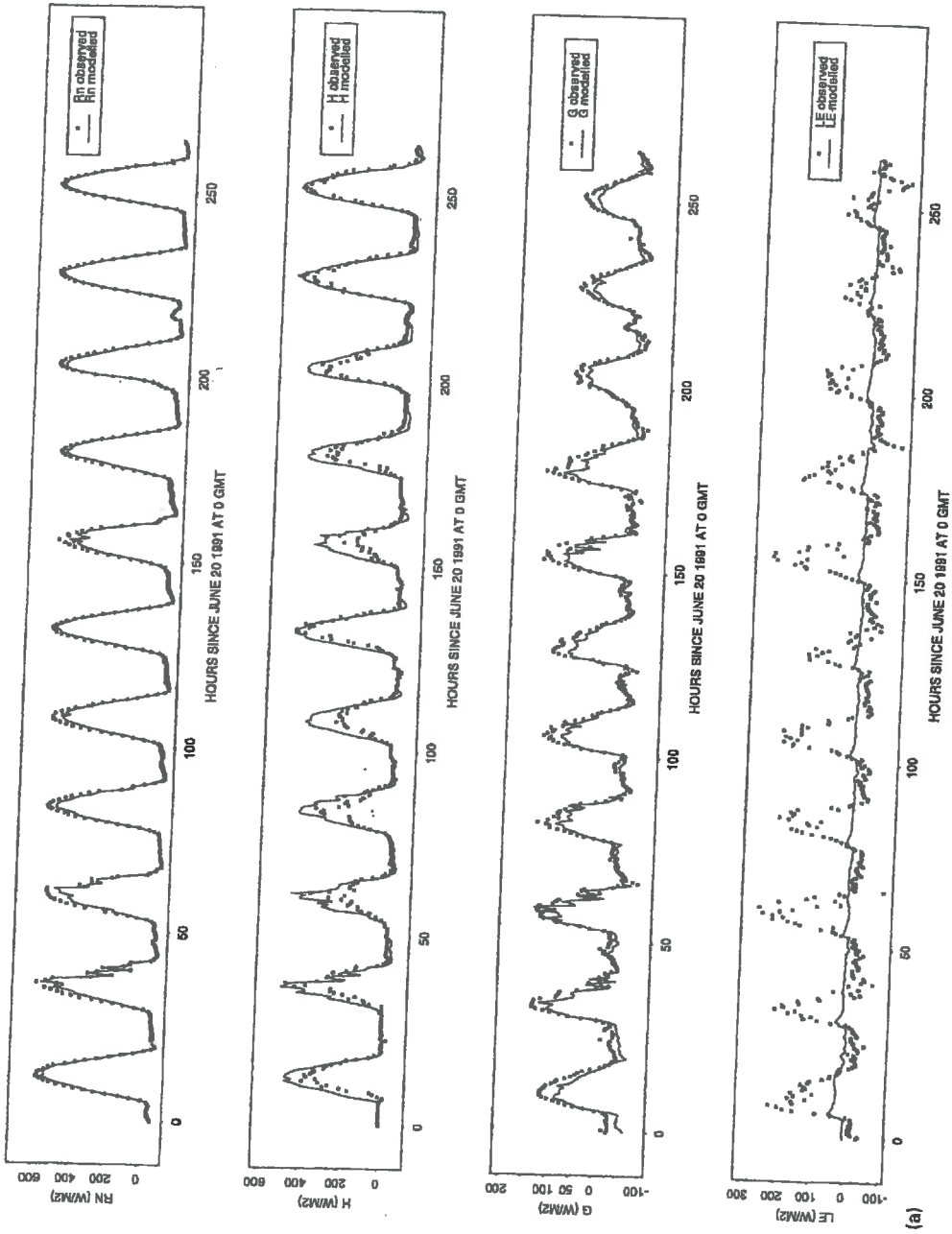


conductivity curve  $K(\theta)$ , were derived from the particle size distribution using the fractal approach proposed by Fuentes (1992) and Fuentes et al. (1996). The scale parameter  $h_g$  of the suction curve was adjusted to the  $(h, \theta)$  values measured by tensiometers and neutron probe respectively. For the saturated hydraulic conductivity  $K_{\text{sat}}$ , 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  $\zeta$  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  $\lambda = 0.42 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  (coefficient of variation being 23%) for a volumetric water content of  $0.15 \pm 0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ . 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  $-5 \text{ m}$  of water and a constant soil temperature of  $20^\circ\text{C}$  was imposed. The influence of this value on heat and mass budget will be discussed below. To run the model, surface parameters (albedo  $\alpha$ , emissivity  $\varepsilon$  of the surface, rough lengths for momentum  $z_{\text{om}}$  and heat  $z_{\text{oh}}$ ) 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  $\theta$  (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.



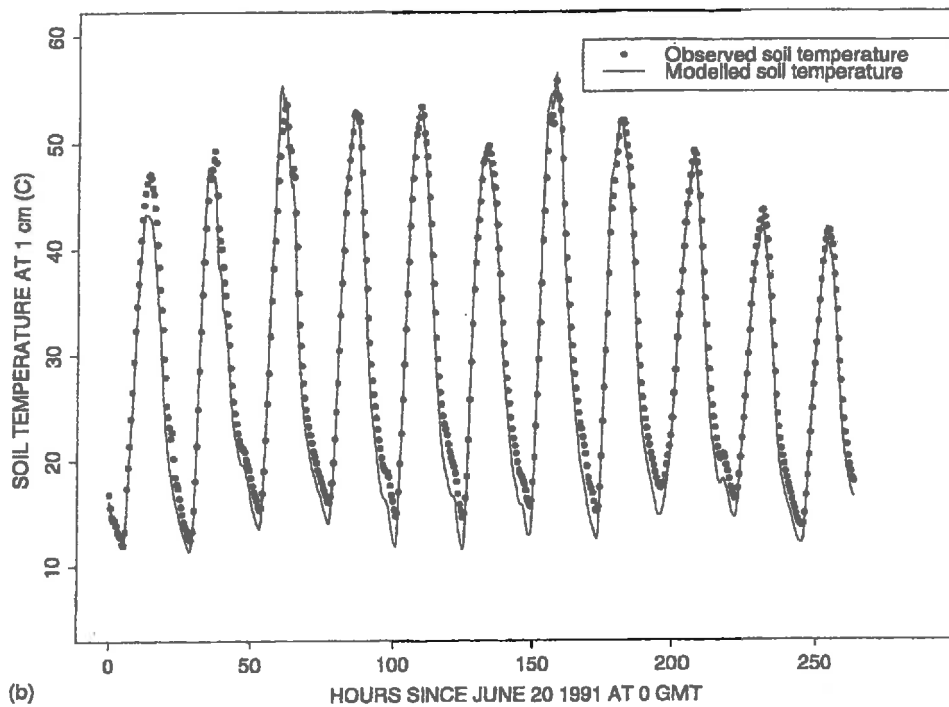


Fig. 3. (a) Comparison of measured (points) and simulated (solid line) net radiation, sensible heat flux, soil heat flux and latent heat flux; (b) Comparison of measured (points) and simulated (solid line) soil temperature at 1 cm depth.

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 ( $\text{g cm}^{-3}$ )	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)				
$q$	-.0018	-.0079	-.36	-1.14
$m$	2.21	2.23	2.24	2.20
Saturated water content $\theta_{sat}$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	.0950	0.1031	.1071	.0909
Saturated hydraulic conductivity $K_{sat}$ ( $\text{ms}^{-1}$ )	0.59	0.55	0.30	0.32
$c$ factor of the Brooks and Corey (1964) formula	$1.75 \times 10^{-5}$	$1.65 \times 10^{-5}$	$1.00 \times 10^{-5}$	$5.19 \times 10^{-6}$
vech parameter for the $h(\theta, T)$ curve (K-1)	15.03	13.96	12.66	15.00
Tortuosity factor $\gamma$ (-)	$6.8 \times 10^{-3}$			
Vapour diffusivities $D_{va}$ and $D_{vt}$	0.66			
Thermal conductivity $\lambda$ and thermal gradient ratio $\zeta$	De Vries (1975)			
Residual water content $\theta_r$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	De Vries (1963)			
Quartz content (%)	0.05			
Content of other minerals (%)	45.5			
Organic matter content (%)	52.5			
Dry volumetric thermal capacity ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ )	$0.78 \times 10^6$	$0.90 \times 10^6$	$1.13 \times 10^6$	$1.25 \times 10^6$

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 $\alpha$ (-)	0.23	Measured
Emissivity $\varepsilon$ (-)	0.97	(F. Nerry, personal communication, 1992)

Table 6  
Determination coefficients  $R^2$ , slope and intercept of regressions  $\text{Var}_{\text{mod}} = \text{Slope} \cdot \text{Var}_{\text{obs}} + \text{Intercept}$ , where  $\text{Var}_{\text{mod}}$  is one model output and  $\text{Var}_{\text{obs}}$  is the corresponding observed variable; root mean square error is  $\text{rms} = \sqrt{\frac{1}{n_{\text{obs}}} \sum_{i=1}^{n_{\text{obs}}} (\text{var}_{\text{mod}}^i - \text{var}_{\text{obs}}^i)^2}$ ; 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 ( $\text{Wm}^{-2}$ )	rms ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Mean obs. <sup>a</sup> ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Mean obs. <sup>b</sup> ( $\text{Wm}^{-2}$ )	Mean calc. ( $\text{Wm}^{-2}$ )
$R_n$	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
$L_v E$	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

<sup>a</sup> Deduced from atmospheric measurements (SAMER micrometeorological station).

<sup>b</sup> 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)  $5^{\circ}\text{C}$  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 ( $\text{W m}^{-2}$ )), but the prediction of the net radiation is worse (rms = 21.5 instead of 15.0 ( $\text{W m}^{-2}$ )).

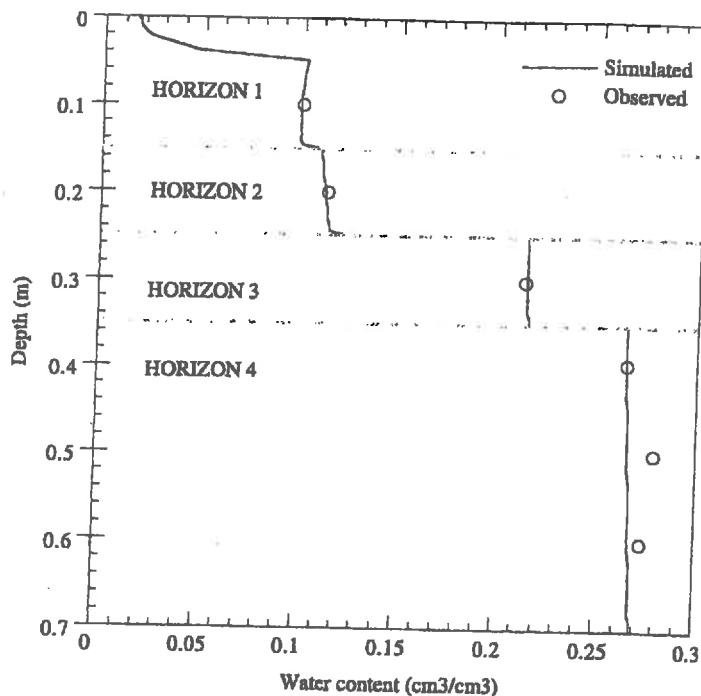


Fig. 4. Comparison of simulated (solid line) volumetric water content ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) profiles with observations from neutron probe measurements (circles) on 22 June 1991 at 12:00 GMT.

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  $(h, \theta)$  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  $\lambda$ . The model's estimate for  $\lambda$  exceeds the value deduced from the measurement performed at 20 cm, but belongs to its confidence interval. Multiplying the De Vries estimate of  $\lambda$  by 0.8 (yielding the exact coincidence of measured and modelled  $\lambda$  for a volumetric water content of  $0.15 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , i.e. the prevailing water content at 20 cm when the measurement was performed (see Section 5.1),

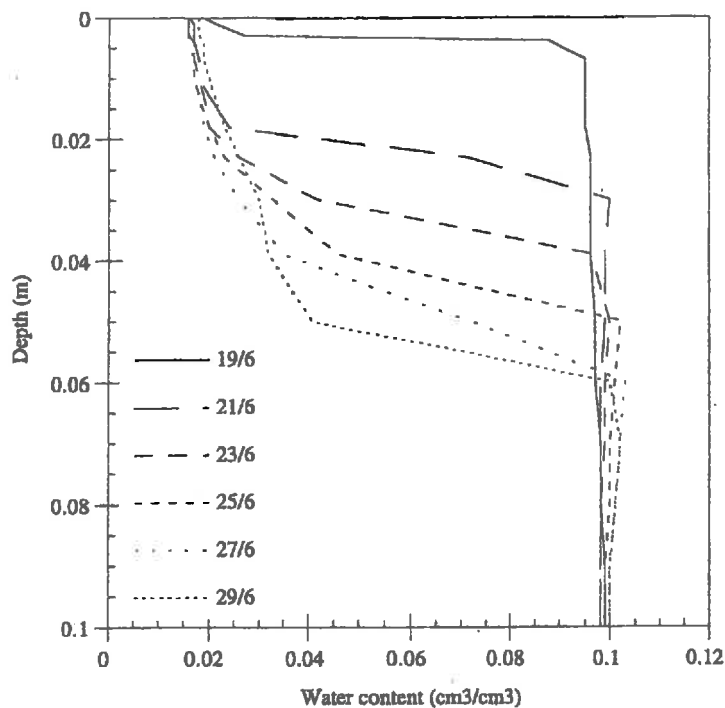


Fig. 5. Temporal evolution of the simulated volumetric water content ( $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) for the first 10 cm of soil at 12:00 GMT for 19, 21, 23, 25, 27 and 29 June 1991.

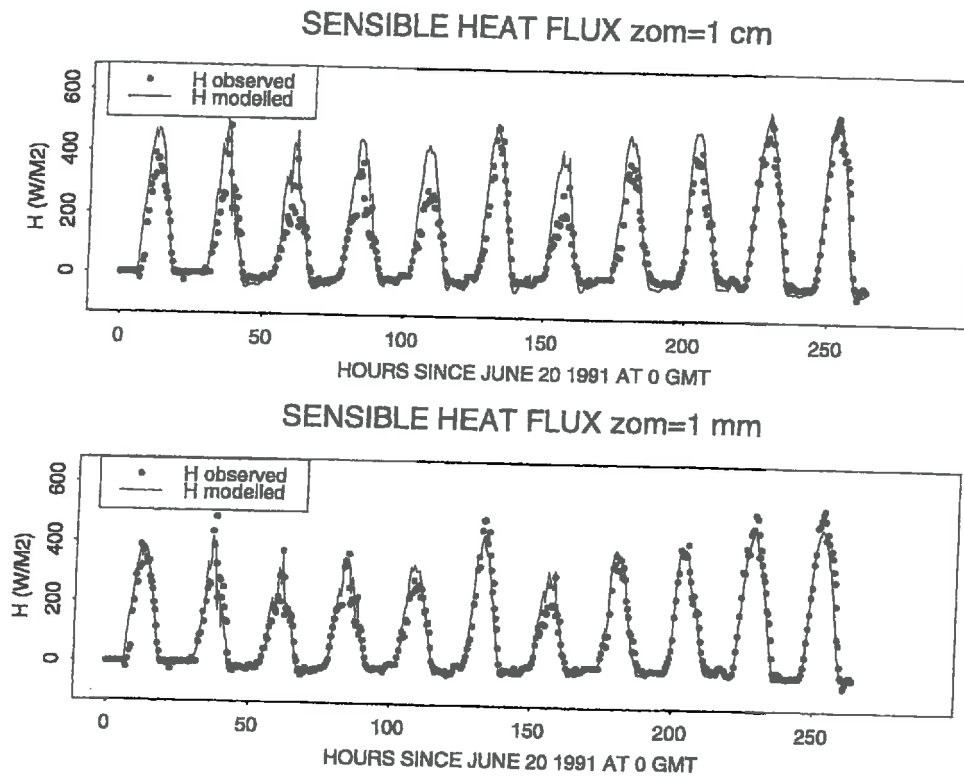


Fig. 6. Comparison of simulated (solid line) and observed (points) sensible heat flux for two values of the roughness length for momentum  $z_{om} = 0.01$  m (top) and  $z_{om} = 0.001$  m (bottom).

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  $\gamma$  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  $\zeta$  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  $\xi F(\theta_a)$  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)  $vch = 6.8 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ . 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  $vch = 15 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ . 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

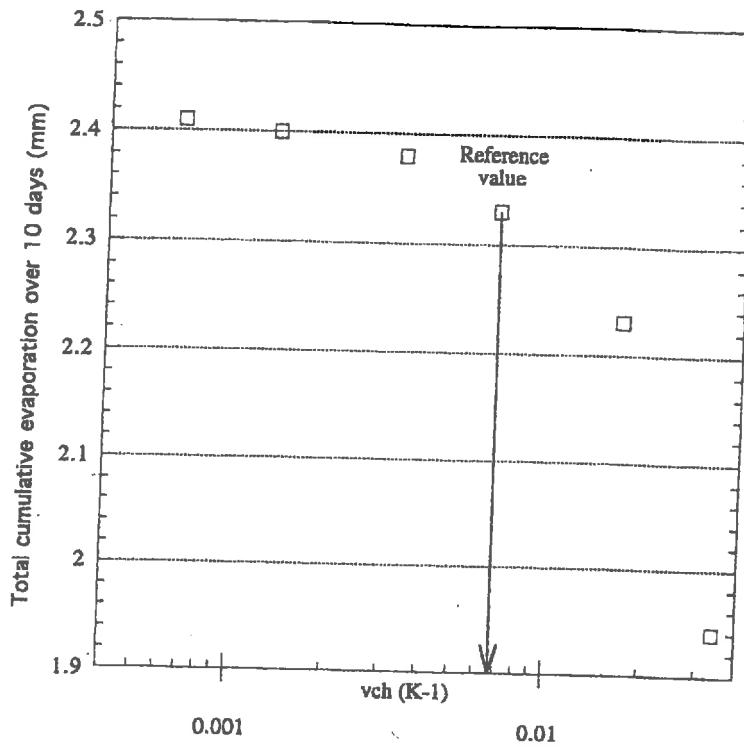


Fig. 7. Sensitivity study of cumulative evaporation (from 20 June at 00:00 GMT to 30 June at 23:30 GMT 1991) to changes in the vch factor appearing in the dependence of the retention curve on temperature. Reference value for vch is  $6.8 \times 10^{-3} \text{ K}^{-1}$ .

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:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = - \frac{\partial q_m}{\partial z} \tag{2a}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = - \frac{\partial q_h}{\partial z} \tag{2b}$$

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:

$$C_{mh}^{liq} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{mh}^{vap} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{mT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{mT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{mh}^{liq} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{mh}^{vap} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) \tag{3a}$$

for the mass transfer, and

$$C_{ch}^{liq} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{ch}^{vap} \frac{\partial h}{\partial t} + C_{cT}^{sol} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial t} + C_{cT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{ch}^{vap} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT}^{sol} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{liq} \frac{\partial T}{\partial z} + D_{cT}^{vap} \frac{\partial T}{\partial z} - \text{convection} \right) \tag{3b}$$

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: $C_{mh}^{liq} (\partial h/\partial t)$ and $C_{mT}^{liq} (\partial T/\partial t)$ . Liquid uptake increases with depth.	Vapour linked to both potential and temperature gradients: $D_{mh}^{vap} (\partial h/\partial z)$ and $D_{mT}^{vap} (\partial T/\partial z)$ . Upward net flux.
	(3–25 cm)	Liquid linked to both potential and temperature variations: $C_{mh}^{liq} (\partial h/\partial t)$ and $C_{mT}^{liq} (\partial T/\partial t)$ . Liquid storage decreases with depth.	Vapour linked to temperature gradient: $D_{mT}^{vap} (\partial T/\partial z)$ . Downward net flux.
	(25–70 cm)	Liquid linked to both potential and temperature gradients: $C_{mh}^{liq} (\partial h/\partial t)$ and $C_{mT}^{liq} (\partial T/\partial t)$ . Liquid uptake increases with depth.	Liquid linked to temperature gradient: $D_{mT}^{liq} (\partial T/\partial z)$ . Upward net flux.
Heat		Solid and liquid linked to temperature gradients: $C_{cT}^{sol} (\partial T/\partial t) + C_{cT}^{liq} (\partial T/\partial t)$ .	Transfer linked to both potential and temperature gradients: $D_{ch}^{vap} (\partial h/\partial z) + D_{cT}^{sol} (\partial T/\partial z) + D_{cT}^{liq} (\partial T/\partial z) + D_{cT}^{vap} (\partial T/\partial z)$ .

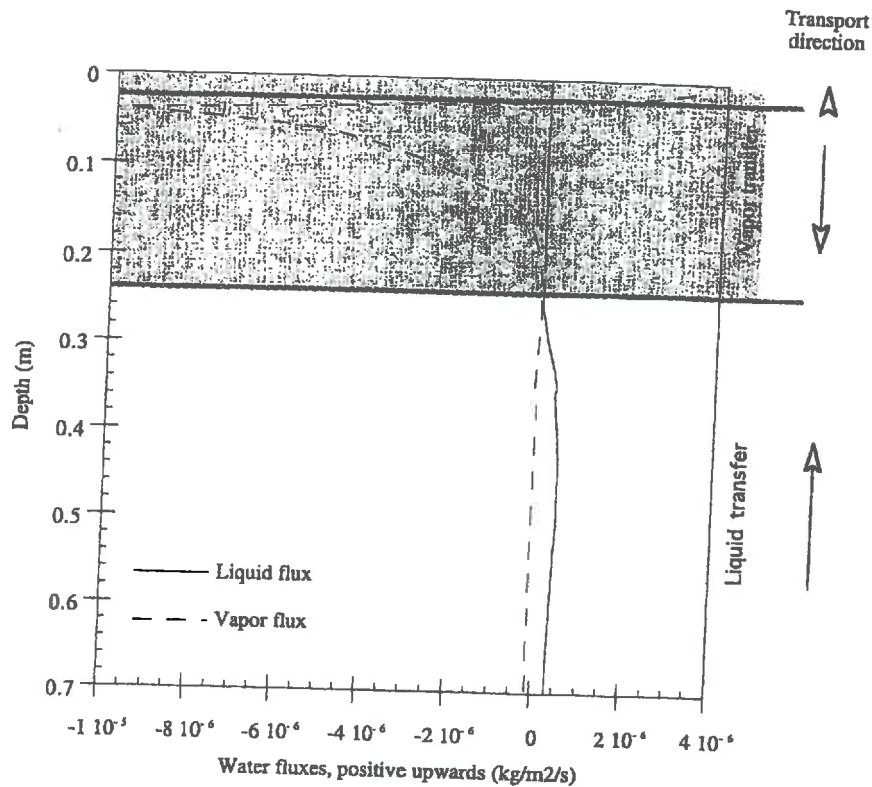


Fig. 8. Variations of liquid and vapor fluxes along the soil profile on 22 June 1991 at 12:00 GMT. Arrows indicate the direction of the fluxes (positive upwards). In the shaded area, vapor flux is dominant.

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

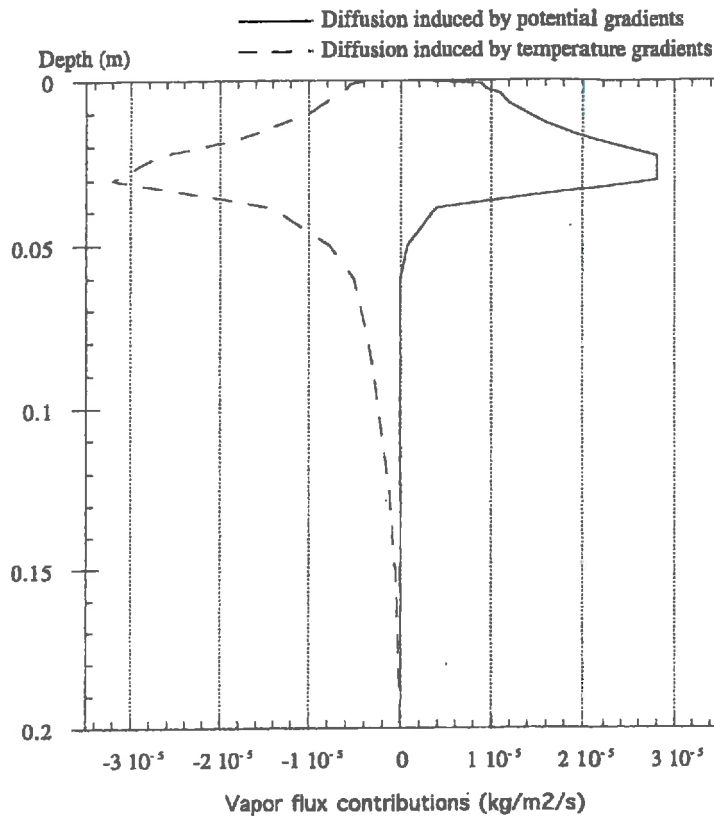


Fig. 9. Variations of vapor flux produced by potential and temperature gradients along the soil profile. Positive fluxes are directed upwards.

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 Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen, The Netherlands, 79 pp.
- Boile, 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 Wijk (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*. Springer 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 Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen, The Netherlands, 202 pp.
- Millington, R.J. and Quirk, 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 matrix 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. Geofiz. Inst. Akad. Nauk.*, 24: 163–187.

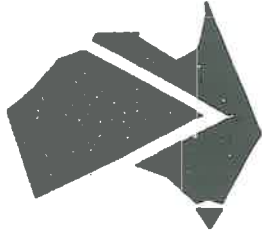


- Noilhan, J. and Planton, S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, 117: 536–549.
- Passerat de Silans, A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèles-expérience. Thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 265 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.

## ANNEXE 3

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.





**MODSIM 95**



**November 27-30, 1995, The University of Newcastle**

**International Congress on Modelling and Simulation  
Proceedings  
Volume 3: Water Resources and Ecology**

*Editors: Philip Binning,  
Howard Bridgman,  
Brian Williams*

**Organised by  
Modelling and Simulation Society of Australia Inc.**

**Co-sponsoring Organisations**

**International Association for Mathematics and Computers in Simulation  
International Society for Ecological Modelling  
The International Environmetrics Society  
Japan Society for Simulation Technology  
Korean Simulation Society**

**Sponsors:**

**Newcastle City Council  
Tomago Aluminium  
Public Health Unit/Hunter Area Health Service  
The Faculty of Science and Mathematics, The University of Newcastle  
The Faculty of Engineering, The University of Newcastle  
The University of Newcastle  
The Department of Economics, The University of Western Australia**

# Short-term modelling of regional-scale energy balance at the land surface and comparison with aircraft measurements

G. BOULET<sup>1</sup>, J. D. KALMA<sup>2</sup> and J. M. HACKER<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire d'étude des Transfers en Hydrologie et Environnement, CNRS URA 1512, B.P. 53, 38041 Grenoble cedex 9 France.

<sup>2</sup> Department of Civil Engineering and Surveying, The University of Newcastle, Callaghan NSW 2308.

<sup>3</sup> Flinders Institute of Atmospheric and Marine Studies, The Flinders University of South Australia, Bedford Park SA 5042.

**ABSTRACT:** A detailed soil-vegetation-atmosphere transfer model (SiSPAT, Simple Soil Plant Atmosphere model) described by Braud et al. [1995] is used to assess the spatial variability of heat and mass exchanges at the land surface on a regional scale. The study has been carried out for the 27 km<sup>2</sup> catchment of the Lockyersleigh Creek, situated in the Goulburn-Marulan region of New South Wales, Australia. This catchment is used for mixed grazing. Long-term measurements and simulations with a semi-distributed catchment model reported by Kalma et al. [1995] show that streamflow is about 10-12% of incident rainfall, which enhances the need for a better understanding of the evaporation process and its key parameters.

After validation of the one-dimensional SiSPAT model version with field data obtained between 1986 and 1993 (Daniel et al., [1994]), a three-dimensional version of SiSPAT has been developed which assumes that lateral redistribution is restricted to surface runoff. The catchment has been subdivided into 40 subregions which are considered to be linked by surface runoff alone. The spatially distributed parameters describing these subregions comprise vegetation height, albedo, leaf area index (LAI) and an initial soil water profile. The three-dimensional deterministic version of SiSPAT, called SiSPAT\_DET, has been used for a 2-day simulation in early March 1993 to obtain estimates of heat and mass exchange between land surface and atmosphere in each subregion, at ten-minute time steps. Flux estimates at noon have been compared with flux measurements obtained with an airborne eddy correlation measuring system. In general, vegetation type, even for the largely cleared open woodland, is the main factor inducing spatial diversity of fluxes, and soil water content is a secondary factor. Results from the simulation confirm this, as it is observed that LAI is the primary factor causing spatial heterogeneity and volumetric water content a secondary factor responsible for the second-order heterogeneity within the two homogeneous areas covered by open woodland and grassland, respectively.

**KEYWORDS:** Soil Vegetation Atmosphere Transfer modelling, energy balance, water balance, aircraft flux measurements, airborne eddy correlation system, mapping of land surface fluxes.

## 1. INTRODUCTION

SiSPAT, like most complex and highly parameterised models, requires extensive validation. As a physically based model, its accuracy of prediction must also be justified through the use of measured parameters only, that is, without calibration. One-dimensional applications to the EFEDA and HAPEX-Sahel data bases (reports in preparation) have been carried out successfully, demonstrating that the model is able to describe vertical transfers. On the other hand, the ability of the model to describe heat and mass exchange in three dimensions has not yet been verified. Here we show how, with spatially distributed input parameters, SiSPAT is able to assess the diversity of surface energy balance components at the landscape scale.

The study area is in the Goulburn-Marulan region in the Southern Tablelands of New South Wales (Australia), approximately 160 km south-west of Sydney. The field work centres on the 27 km<sup>2</sup> catchment area of the Lockyersleigh Creek, which joins the Wollondilly River to the North (cf Figure 1). Elevations in the catchment vary

between 600 and 762 m above mean sea level. The terrain is gently undulating. Most of the catchment area (70%) has been cleared and is part of a mixed grazing property. The vegetation is a mixture of native and introduced grasses. As well, native sedges are widespread, even on the slopes, indicating impeded drainage. The higher ground in the eastern and south-eastern parts of the catchment is covered by eucalypt-dominated (open) woodlands. The soils are duplex with a bleached sandy/silty A horizon changing abruptly to a heavy clay B horizon. Heavier clay soils occur in the major creek beds.

In three regions of the catchment automatic climate stations (A, B and C) have been established and soil moisture measuring points have been located along nearby transects for measurement with a Campbell Pacific neutron moisture meter (NMM). Two NMM transects cross the Lockyersleigh river bed. There is a fourth transect of NMM access tubes near site J in higher ground, where the main vegetation cover is open woodland. The Leaf Area Index (LAI) has been measured at some of the NMM locations, but the values have limited spatial representativity. Instrumentation and some features of the geography are displayed on Table 1.

Table 1: Experimentation background

Catchment coordinates	34°41'30"S; 149°55'00"E
Catchment area	27 km <sup>2</sup>
Instrumentation	44 NMM access tubes Pt resistance thermometers Infra-red temperature transducers solarimeters psychometers (dry and wet bulb temperature) net radiometers soil temperature and soil moisture multiplexing systems tipping bucket rain gauges cup anemometers energy balance-Bowen ratio systems

## 2. ACQUISITION OF AIRCRAFT DATA

The third major field experiment in the Lockyersleigh catchment study was conducted between 16 March and 22 March 1993. Measurements with the FIAMS research aircraft were made on 17, 19 and 20 March. Two flight strategies were employed during the experiment. The first approach was a combination of many individual runs over grassland and open woodland, the two representative surface types within the catchment. The second approach was a grid-like pattern flown across the entire region several times during the day. The data used in this paper were obtained during grid-pattern flights on 20 March. FIAMS' Grob G109B atmospheric research aircraft (for details, refer to Kraus et al. [1990]) was used to determine the vertical turbulent fluxes of water vapour (evaporation) and sensible heat, as well as radiation parameters such as net radiation, albedo and NDVI (Normalised Differential Vegetation Index) over the catchment. Between 11:20 EST and 12:52 EST a North/South grid pattern was flown at a mean altitude of 50 m above the ground, covering most of the catchment. The individual grid runs were spaced at approximately 500 m intervals in an East/West direction. Data were obtained every 3m along the grid lines. Air temperature was measured using fast PT100 sensors, humidity was measured using a combination of a fast Lyman-Alpha hygrometer, combined with a slower response dew point mirror system. The three-dimensional wind vector was determined by combining measurements from the aircraft's GPS (Global Positioning System) navigation system with those from an Attitude and Heading Reference System and a wing-mounted five-hole-probe air sensing system. Incoming and outgoing short- and long wave radiation were measured by Eppley pyranometers and pyrgeometers, respectively. The surface temperature was measured with a Heimann KT15 infra red radiometer with a 4 degree viewing angle and the NDVI was determined from measurements of two spectral radiometers at 630 and 830nm with a viewing angle of 1.5 degrees. The eddy-correlation methodology was used to estimate turbulent fluxes. For the radiation parameters, the data was block averaged over 200m along the gridlines and then interpolated onto an equidistant grid using a Laplacian algorithm (Hacker et al. [1993]). Finally, the gridded data was smoothed five times, also using a Laplacian algorithm.

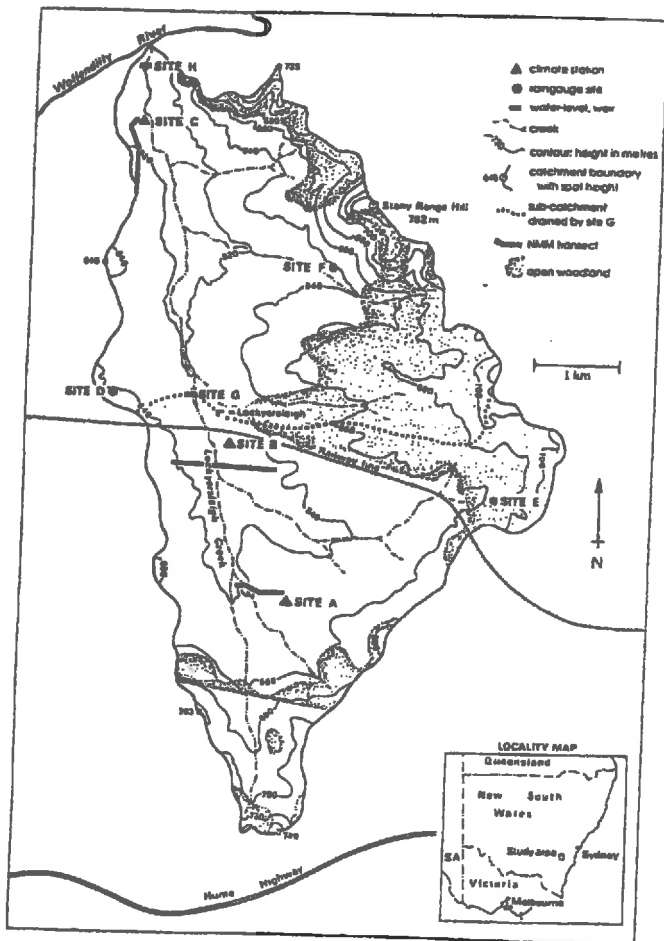


Figure 1: Description of the study area

## 3. SUITABILITY AND RELIABILITY OF AIRCRAFT DATA

The turbulent processes responsible for eddy flux transport of sensible heat  $H$  and latent heat  $LE$  are primarily driven by intermittent free convective activity (although it is likely that the contribution due to mechanical forces may not be negligible within the catchment under the measurement conditions). A reasonable first order assessment as to whether the aircraft is accurately measuring surface fluxes, and whether the measured fluxes are truly representative of the terrain over which the aircraft is flying, will depend on the ability of the measured data to "close" a crude surface energy budget. With respect to the simplified energy balance budget represented by  $R_n - G = H + LE$  (where  $R_n$  is the net radiation and  $G$  the soil heat flux), it would be expected that the soil ground heat flux  $G$  might constitute 10-50% of the incoming radiation measurements (100 to 150 W/m<sup>2</sup>) depending on the degree of surface cover. It has

been observed that the G derived from aircraft data varies considerably from point to point, and appears to be significantly overestimated.

All plots show strong tendency for the LE flux to exceed the H flux. Local minima in the H flux are often seen to occur in the northern half of the catchment, with maxima throughout the south eastern and central regions. Maxima in LE often occur in the woodlands area as well as in the northern extremity of the catchment. Following the appearance of clouds during the final grid flight, H fluxes become more prominent in woodland areas whereas elsewhere, LE fluxes increase. H flux maxima throughout the central catchment region correspond well with the "slightly developed" region through which the railway line passes, which is also a region of slightly higher relief than the northern catchment area. Near the outlet of the catchment to the north, the greater LE fluxes correspond to the wetter low lying areas.

#### 4. AIRCRAFT DATA: DESCRIPTION AND CORRECTIONS

Although the tree cover is very light, two major vegetation type (grass and open woodland) are the primary factors controlling the spatial distribution of fluxes. This can be explained by noting that:

- the lower albedo for trees increases the net radiation Rn to  $600 \text{ W/m}^2$  compared to  $550 \text{ W/m}^2$  over cleared pasture.
- the higher LAI for trees compared to grass, converting the energy excess of  $50 \text{ W/m}^2$  into additional latent heat flux LE.
- the roughness length of the woodland region composed of scattered trees and very short grass is higher than that of treeless pasture grass, resulting in a slightly higher value for LE.

The topographic influence, which can be quantified by attributes such as the wetness index, is a secondary factor influencing the availability of soil moisture content. It also may have a strong effect (but smaller than that of the vegetation cover) on the energy balance. The lower, flatter part of the catchment has generally higher soil moisture storage values. This can not be shown with individual measurements (NMM tubes), as the spatial variability is due to both, differences in soil characteristics (at the scale of a few m) and differences in topography (at the scale of several hundreds of meters). In a disturbed agricultural landscape such as Lockyersleigh, vegetation distribution and topographical indices are not strongly related (Tussock grass is present in most creek depressions, and native rushes are widespread, which is indicative of local areas of sustained high water content).

The aircraft data for 12 noon on 20 March 1993 have been compared with a ground-based Bowen-ratio system. LE measured with the airborne eddy correlation system was found to be quite close to the surface measurements, whereas H was significantly underestimated. Thus  $G=Rn-$

LE-H is too high in certain parts of the catchment. A midday value of  $120 \text{ W/m}^2$  has been assumed as representative for the surface layer which is high in organic matter but has incomplete vegetation cover. The SVAT simulation, based on the De Vries model of thermal behaviour of soils, shows that G is quite uniform across the catchment, and varies from  $110$  to  $140 \text{ W/m}^2$ . The aircraft data therefore need to be corrected. Possible hypotheses are:

- (i) assume that LE is accurately measured, and to correct H following  $H=Rn-G-LE$
- (ii) assume that H is accurately measured, but that LE is overestimated and should be corrected using  $LE=Rn-G-H$
- (iii) assume that neither of the two heat fluxes is accurately estimated, but that the Bowen ratio ( $\beta=H/LE$ ) is correct. Then  $LE=(Rn-G)/(1+\beta)$  and  $H=\beta*(Rn-G)/(1+\beta)$ .

The next section aims to ascertain, through simulation at well-specified locations, which of these scenarios is the most plausible.

#### 5. COMPARING SIMULATIONS AT THE NMM LOCATIONS WITH AIRCRAFT MEASUREMENTS

The one-dimensional version of SiSPAT has first been applied locally to model fluxes at nineteen NMM tubes throughout the catchment. Observed NMM moisture profiles are used to initialize water content on the day before the flight. The first objective is to compare point-scale fluxes simulated with a full set of measured initial conditions with measurements for the specific location as interpolated from the aircraft data.

There are several reasons why such a comparison is difficult. Firstly, the NMM water content measurements are not very precise for the top 10cm. Secondly, accurate LAI observations are not available. Thirdly, vertical modelling at the NMM location yields point data whereas the aircraft data represent spatially averaged information. Nevertheless, this comparison at discrete locations between simulations and interpolated point measurements by the aircraft in their vicinity may be used to test the above hypotheses.

Hypothesis (2) has been rejected because it overestimates the latent heat flux for the whole catchment, giving values far in excess of those obtained with ground-based Bowen Ratio systems.

Hypotheses (1) and (3) are both consistent with information about the spatial distribution of LE and H. The scattergrams of Figure 1 show that simulation overestimates LE and underestimates H if hypothesis (1) is correct. Likewise simulation underestimates LE and overestimates H if hypothesis (2) is correct. The scattergrams of Figure 2 show that the data points in case of hypothesis (1) are perhaps more evenly distributed.

## 6. COMPARISON OF SIMULATIONS FOR 40 CELLS AND MAPS OF FLUXES BASED ON AIRCRAFT MEASUREMENTS

A deterministic version of SiSPAT, called SiSPAT\_DET, has been applied to a network of 40 land units with different soil depth and vegetation cover. These 40 surface elements cover more or less the entire catchment. The model is briefly described in Boulet et al. [1995]. A single set of atmospheric forcing data (comprising air temperature and humidity, windspeed, incoming solar and long wave radiation and rainfall) and a single set of physical surface parameters have been used for the simulation. Two types of vegetation cover have been recognized: open woodland and pasture without trees. Fixed height and albedo values are used for these two vegetation types. Albedo values as based on aircraft data are set to 0.14 for the open woodland and to 0.17 for other parts of the catchment. A terrain-based wetness index  $\chi = \ln[As/\tan\beta_i]$  (where  $As$  = specific catchment area and  $\beta_i$  = slope angle) has been used for linear interpolation of the initial water content for the day preceding the flight. The highest (resp. smallest) measured water content is lineary related to the highest (rep. smallest) wetness index. The Leaf Area Index is set at 0.8 for the open woodland, and varies between 0.4 and 0.6 for the grassland, using the above wetness index to interpolate between these two values, where the higher LAI value is in the wetter area.

In order to test the sensitivity of the two key parameters, LAI and initial water content, we have compared simulations for which one of the two parameters is fixed at an average value, with contour maps based on the airborne flux measurements. The same comparison is done when both, initial water content and LAI, are spatially distributed according to the wetness index  $\chi$ . The results for assumptions (1) and (3) are shown in Table 2. In Figure 3 simulated values have been superimposed on the contour map in the centre of gravity of each of the 40 surface elements.

Table 2: Level of agreement between aircraft measurements and simulation results (- inverse trend, + bad match, consistent trend, ++ average match, +++ good match)

Hypothesis (1)			
	Water content homogeneous	LAI homogeneous	Water content and LAI function of wetness index
Rn	++	-	+++
LE	+++	++	+++
H	+	+	++
Hypothesis (3)			
	Water content homogeneous	LAI homogeneous	Water content and LAI function of wetness index
Rn	++	-	+++
LE	+	++	+++
H	++	+++	+++

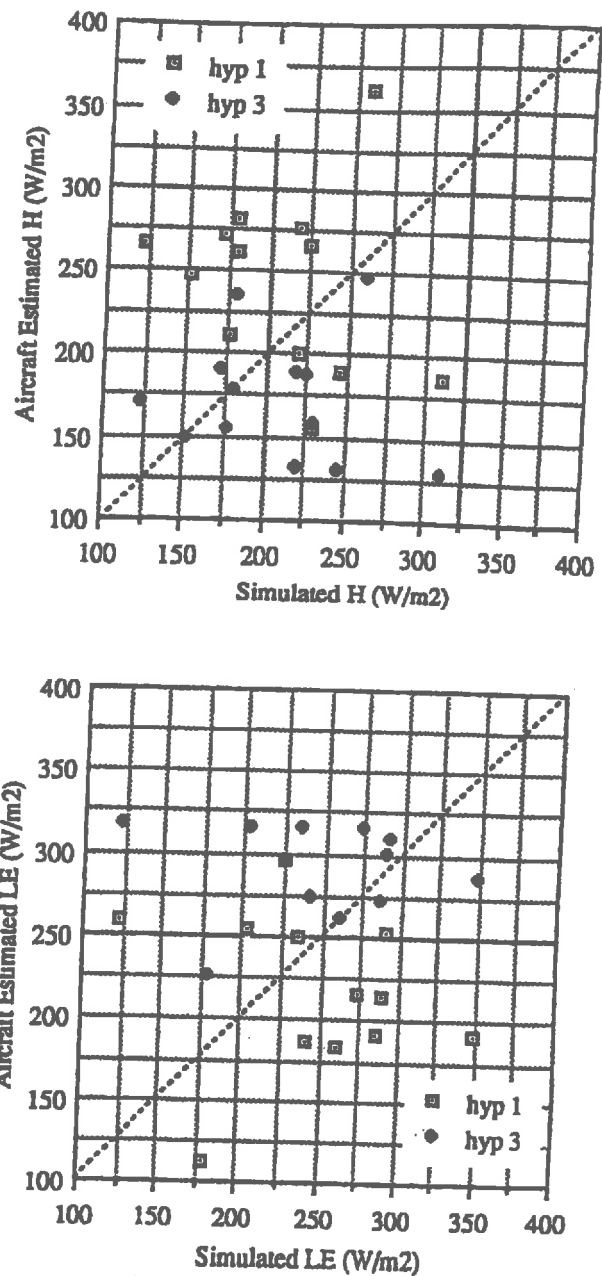


Figure 2: Scattergrams of estimated vs simulated LE and H

Table 2 shows that the major spatial heterogeneity, induced by the two types of vegetation cover (homogeneous at the field scale), is adequately explained by the use of two distinct values of LAI. The Table also demonstrates that available water content as a secondary factor explains to some extent the heterogeneity within the two homogeneous vegetation types. The combination of both factors gives a representation of the energy balance which is very similar to the one derived from the aircraft measurements. Hypothesis (3) results in a more even distribution of fluxes (due to conservative nature of the Bowen Ratio) than hypothesis (1). It appears as if local effects (for example the high H flux at (57000,71500)) have been erased. The simulation results agree better with the contour lines obtained with hypothesis (3) than with those obtained after corrections based on hypothesis (1).



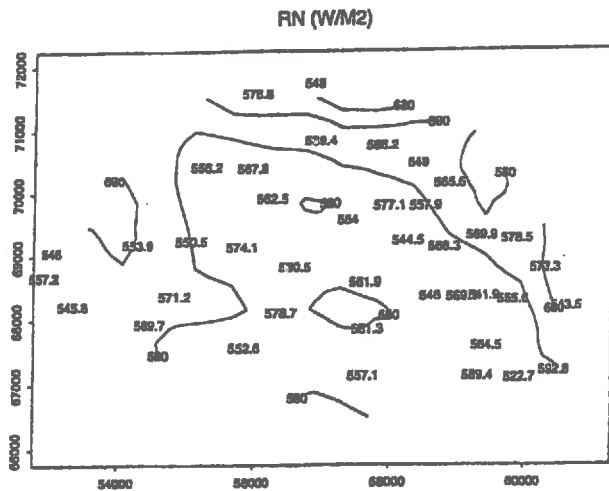


Figure 3a: Net radiation  $R_n$  as simulated (point values) and as measured with airborne radiometer (contour lines)

## 7. DISCUSSION

The following important aspects of landscape diversity must be adequately modelled in future studies:

- (i) A more accurate input of albedo will be needed. SiSPAT, at present, does not take into account any dead plant material lying on the ground. Considering such dry litter could improve the calculation of the net radiation and the surface temperature.
- (ii) The percentage ground cover, and hence the shading factor, are determined with an empirical relationship dependent on LAI. Such a relationship has been effectively validated in previous applications of SiSPAT.
- (iii) Advection may have to be incorporated in future modelling. To ignore larger-scale advection is debatable. However, even in relatively small study regions, horizontal atmospheric heterogeneity may often not be ignored. Oasis effects, such as occur when irrigated lands border on non-irrigated land do not apply at Lockyersleigh, but edge effects between major types of surfaces (grassland and open woodland) may be significant.
- (iv) An additional problem may be caused by the neglect of heat storage in the vegetation and of the air mass inside the woodland canopy. One set of atmospheric forcing data for the entire catchment and all vegetation types may not be sufficient.
- (v) The study has shown the need for a better understanding of the physical nature of the land surface, including more detailed soil moisture retention data. Organic matter can be very important

and the macroporosity especially in the top 5 cm must be adequately determined. This depth represents the approximate maximum position of the simulated evaporation front. It also appears that the impact of deeper layers may not be ignored.

- (vi) A single expression for the soil moisture retention curve has been used for the entire catchment. This does not adequately reflect pedological and geological variability. The retention curve is at the core of the SiSPAT model. SiSPAT expresses every moisture exchange in terms of potential, and uses the form and scale parameter defining the retention curve in the most important parts of the model's soil module.

## 8. CONCLUSION

A three-dimensional version of the detailed one-dimensional SVAT model called SiSPAT has been applied to a catchment of 26 km<sup>2</sup>, which has been subdivided into 40 surface elements. A short-term (36 hr) study has been carried out to simulate the spatial heterogeneity of the energy fluxes. The study demonstrates that water content and vegetation cover are, respectively, primary and secondary factors. The spatial diversity of fluxes is well represented, largely because of the homogeneity of the two dominant vegetation types and their predominant role in the energy balance, whereas a smaller-scale study involving the comparison of vertical fluxes predicted for the NMM locations and measured values in their surrounding, shows the importance of local aggregation of the fluxes by atmospheric mixing.

## REFERENCES

- Boulet, G., J. D. Kalma, and L. Guerra, Estimation of the catchment-scale water-balance: comparison of a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model and two hydrological models. MODSIM 95, Newcastle, November 1995.
- Braud, I., M. Vauclin, J. L. Thony, A. C. Dantas-Antonino and P. Ruelle, A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SiSPAT), *J. Hydrology* 166, 213-250, 1995.
- Daniel, P., H. Alksnis and J. D. Kalma, The regional evapotranspiration project: Climate data. CSIRO Division of Water Resources, Tech. Memo. 94/14, 1994.
- Hacker, J. M., A. G. Williams and S. D. Chambers, RAMF Version 8.0 User's Manual 2nd Edition. FIAMS Technical Report No. 11, 1993.
- Kalma, J. D., B. C. Bates and R. A. Woods, Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements, *Hydrological Processes* 9, 445-468, 1995.
- Kraus, H., J. M. Hacker and J. Hartmann, An Observational Aircraft-Based Study of Sea-Breeze Frontogenesis. *Boundary-Layer Meteorology* 53, 223-265, 1990.

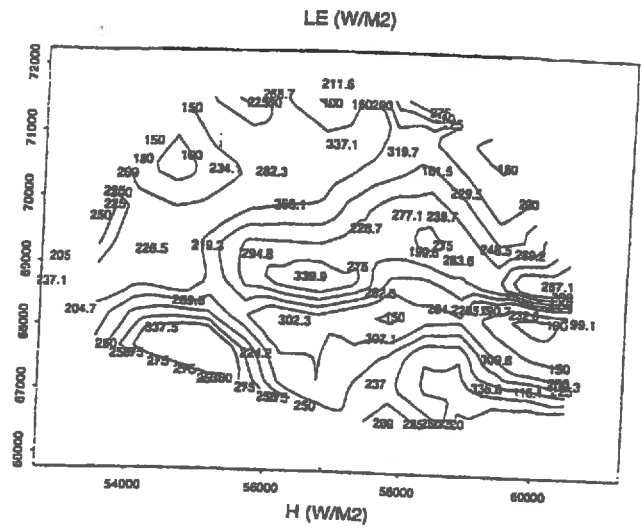
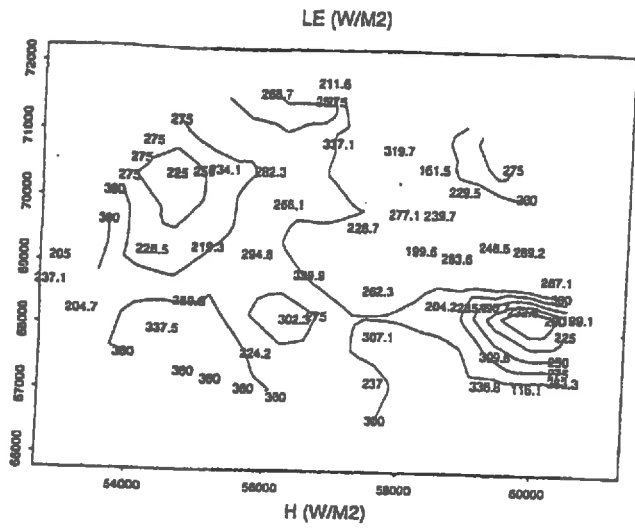


Figure 3b: Latent Heat Flux LE and Sensible Heat Flux H as simulated (point values) and estimated according Hypothesis (3) (contour lines)

Figure 3c: Latent Heat Flux LE and Sensible Heat Flux H as simulated (point values) and estimated according Hypothesis (1) (contour lines)



## ANNEXE 4

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.



## Measurement and prediction of soil moisture in a medium-sized catchment

**J. D. KALMA**

*Department of Civil, Surveying and Environmental Engineering, University of Newcastle,  
Callaghan, New South Wales 2308, Australia  
e-mail: cejk@cc.newcastle.edu.au*

**G. BOULET**

*Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, CNRS UMR 5564, INPG,  
UJF, ORSTOM, BP53, F-38041 Grenoble Cedex, France*

Abstract Catchments with a small elevation range and relatively long dry periods in high radiation conditions may be described as an array of vertical one-dimensional pathways for water and energy. Such a representation makes it possible for Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) models to simulate mass exchange across the catchment. This note reports on a comparison of a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model and a stochastic hydrological model. We have used a stochastically distributed one-dimensional SVAT model (SiSPAT), which transfers any runoff generated at a particular location instantaneously to the catchment outlet. The hydrological model used here is the quasi-distributed Variable Infiltration Capacity model of Wood *et al.* (1992). Our results indicate that the uncalibrated SiSPAT model does not yield better results than the uncalibrated VIC model. However, even the uncalibrated VIC model requires knowledge of the maximum and minimum observed storage capacity to derive soil water status. The results also show that a calibrated VIC model performs better than the uncalibrated SiSPAT, but that minimum storage calibrated against the observed runoff does not retain its physical significance, since it is larger than the mean storage capacity.

### Mesure et prévision de l'humidité du sol dans un bassin de taille moyenne

Résumé Les bassins où les différences d'altitude sont faibles et qui sont soumis à de longues périodes sèches sous un rayonnement intense peuvent être représentés un tableau de chemins verticaux pour l'eau et l'énergie. Une telle représentation permet aux modèles sol-plante-atmosphère (SVAT) de simuler les échanges de masse à travers la surface du bassin. Ce papier est consacré à la comparaison d'un modèle de transfert sol-plante-atmosphère et d'un modèle hydrologique stochastique. Nous avons utilisé un modèle sol-plante-atmosphère monodimensionnel distribué aléatoirement (SiSPAT), qui transfère instantanément à son exutoire tout ruissellement produit sur la surface du bassin. Le modèle hydrologique utilisé ici est le modèle quasi-distribué à capacité d'infiltration variable (VIC) de Wood *et al.* (1992). Nos résultats montrent que le modèle SiSPAT non calé ne fournit pas de meilleurs résultats que le modèle VIC non calé lui aussi. Le modèle VIC non calé exige cependant de connaître le maximum et le minimum de la capacité de stockage observée pour calculer l'état de l'eau du sol. Les résultats montrent aussi que le modèle VIC calé fournit de meilleurs résultats que le modèle SiSPAT non calé, mais que le stockage minimum résultant du calage vis à vis de l'écoulement observé n'a pas de signification physique puisqu'il se révèle plus grand que la capacité de stockage moyenne.

## INTRODUCTION

Determining the spatial and temporal variability in land surface characteristics and processes over large areas and long time periods is a difficult task, and considerable effort has been put into gaining experience and deriving appropriate models to deal with this challenge in the past decade. However, despite improvements in prediction of the surface energy balance through the use of remote sensing data, there remains the lack of appropriate measurement and prediction methods for soil moisture over a range of space and time scales. These difficulties are apparent in analyses of data collected during multidisciplinary experiments such as HAPEX or FIFE: whereas a certain level of accuracy of the surface fluxes was achieved using vegetation indices and thermal infrared measurements, little new insight was gained about subjects such as water redistribution at the regional scale or multiscale water storage status and dynamics.

Also, most of the models dealing with the surface water balance have a common energy balance representation, but differ significantly in their soil component (multilayer, discretized, force restore, based on the sorptivity-desorptivity formulation, single bucket...) and their representation of the spatial variability and the lateral flow (rainfall-runoff models, deterministic or stochastic representation). Because of the lack of spatial validation of these schemes, the computational cost seems to be the only criterion for preferring one over the other. A commonly used approach is to use simple models with "bulk" parameters accounting for strong correlations between basic parameters involved in the physical processes. This is illustrated by the use of a potential evaporation term across the catchment to capture the variability associated with the surface energy balance (albedo, LAI...), and the use of a bulk soil moisture content over a specific "hydrologically active" depth to capture the variability due to the soil moisture state (Manabe, 1969; Kim & Stricker, 1996).

In this paper we report on the spatial and temporal variability of soil moisture in the 27 km<sup>2</sup> Lockyersleigh catchment in southeast Australia. Soil moisture content was simulated with a SVAT model (SiSPAT) and a stochastic hydrological model (VIC) and these simulations were compared with soil moisture measurements made in 41 locations on 35 days during a 437 day period.

Deterministic and stochastic versions of the one-dimensional SiSPAT model (for extensive descriptions, see Braud *et al.*, 1995; Braud, 1996) have been applied to Lockyersleigh by Boulet *et al.* (1995 a,b) and Boulet & Kalma (1997), who obtained similar results with "first guess" parameters. They obtained reasonable agreement with seven sets of (total) soil moisture content observations during a 60-day period (Boulet *et al.*, 1995a; Boulet & Kalma, 1997) and with airborne flux measurements on three days (Boulet *et al.*, 1995b).

The impact of spatial variability in soil and land surface parameters on regional-scale water balance components was studied in numerical experiments with SiSPAT by Boulet & Kalma (1998) and Boulet *et al.* (submitted). They used a statistical-dynamic approach to account for the spatial variability of selected parameters and to determine the seasonal evolution of the impact on the water budget. Probability-density functions

for a range of land surface characteristics were used to generate sensitivity patterns for evaporation, transpiration and runoff. The means of these univariate distributions of outputs yielded catchment-scale averages. The study also obtained catchment-scale evaporation estimates by running simulations with aggregated parameters obtained as statistical descriptors of parameter distributions. The difference between the catchment-scale averages and values obtained with aggregated parameters describes the nonlinear response of the model to spatial variability of the particular parameter. Several effective parameters were investigated based on recently described hydrometeorological aggregation rules. The study showed significant differences in sensitivity patterns between individual parameters and between seasons. Runoff generation was highly nonlinear and in turn affected all other surface fluxes. It was strongly affected by the spatial variability in the soil moisture storage capacity.

The stochastic VIC model (Wood *et al.*, 1992) assumes a variable bucket representation and relates spatial variability in soil moisture storage capacity for homogeneous soil profiles to differences in soil depth and the porosity. Kalma *et al.* (1995) calibrated the VIC model against streamflow records for the Lockyersleigh catchment. A comparison with spatially distributed soil moisture measurements showed that the calibrated VIC model can make useful predictions of catchment-wide soil moisture status and can predict the relative wetness at individual locations. The uncalibrated version gave fairly good results against the catchment-scale soil moisture index. For the largest storm event (more than 120 mm), it overestimated the surface runoff, and simulated on the day of the storm a bulk saturation excess corresponding roughly to the sum of the observed surface runoff and the subsurface runoff observed on the days following the storm. After calibration against the surface runoff, the VIC created an artificial "sink" by increasing the minimum storage capacity, thus allowing for the compensation of the unsimulated subsurface runoff. This improved the simulation of the catchment-scale water status.

The specific aims of this study are: (a) to compare the simple VIC model which has been calibrated and the detailed SiSPAT model which requires many parameters (and thus, strictly speaking, can not be calibrated) and to compare model simulations with soil moisture measurements made at a large number of locations; (b) to investigate whether most of the spatial variability of the soil moisture dynamics can be explained by accounting for the depth of the top permeable soil layer and an accurate initial soil moisture profile; and (c) to verify what level of heterogeneity of the soil moisture can be explained by variable sandy layer depth.

## STUDY AREA

Our numerical experiment uses data obtained in the Lockyersleigh catchment (27 km<sup>2</sup>) in the Southern Tablelands of New South Wales (Australia). The climate of the region can be defined as dry sub-humid. Some 70% of the gently undulating catchment has been cleared and is used for mixed grazing whilst the remainder is open woodland. The duplex soils in the region have a 30–50 cm sandy loam layer overlaying a less pervious clayey sublayer (Kalma *et al.*, 1987).



Because of the small range in elevations (between 600 and 762 m a.m.s.l.) and the relatively high values of incoming solar radiation, heat and mass exchanges are considered to be mainly vertical, and lateral redistribution of water is assumed to be restricted to overland flow and only occurs shortly after rainfall. The landscape does not show strong discontinuities in its organization, and therefore can not easily be sub-divided into distinctly homogeneous. Spatial heterogeneity can thus be parameterized more easily by adopting a stochastic approach involving integration over assumed distribution functions, rather than with a deterministic approach based on homogeneous (field-scale) surface units (Kalma *et al.*, 1995; Boulet *et al.*, 1995a).

The regional climate is characterized by strong diurnal and seasonal variations and most rainfall events are of short duration, which necessitate the use of a realistic climate forcing sampling frequency and therefore a computational time step of less than one day. Incoming solar radiation is important, and there are no significant spatial differences in land surface radiative characteristics, which leads us to ignore near-surface advection.

Soil moisture data were obtained with a Campbell Pacific neutron moisture meter (NMM) at 41 locations on 35 days in the 437 day period between 8 July 1987 and 14 September 1988, i.e. at approximately two-weekly intervals along three transects (Kalma *et al.*, 1987). The length of the tubes ranged from 60 to 150 cm as determined by the soil depth which could be penetrated without damaging the aluminium access tubes. Depending on tube length, NMM counts were made at 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120 and 150 cm below the soil surface. NMM counts were converted to volumetric water content and to depth of water for each soil layer using two separate regression equations: one for the NMM readings at 10 cm below the surface and one for all other depths (Kalma *et al.*, 1987).

## DESCRIPTION OF THE MODELS

### The SiSPAT model

The one-dimensional SiSPAT model (Braud, 1996) is forced with a climatic series of air temperature, humidity, wind speed, incoming solar and long-wave radiation and rainfall. In the soil SiSPAT solves coupled heat and mass transfer equations for temperature  $T$  and matrix potential  $h$ . The model uses the formulations of Milly (1982) to calculate liquid and vapour transfers in vertically heterogeneous soils.

The upper boundary conditions are obtained by the solution of the soil-plant-atmosphere interface, which results in the surface soil heat and mass fluxes and the surface matrix pressure head  $h_1$  and temperature  $T_1$ . If saturation of the surface occurs, the matrix pressure head is set to zero and surface runoff is calculated from the mass budget equation. Bare soil and vegetation are considered separately in a two-source model (Taconet *et al.*, 1986). Five equations can be written: energy budget over bare soil and vegetation; continuity of the sensible and latent heat fluxes through the canopy and continuity of the surface mass flux at the soil surface. Leaf temperature  $T_l$ , canopy temperature  $T_{av}$ , canopy specific humidity  $\theta_{av}$ , soil surface

temperature  $T_1$  and surface matrix pressure head  $h_1$  can then be calculated and the surface energy and mass fluxes can be obtained.

In the soil, a root extraction term is included and modelled with a resistance network. The assumption that the total root-extraction is equal to the plant transpiration allows for the computation of the leaf water pressure head  $h_f$  which is used to compute the stomatal resistance water stress function. The incoming energy is partitioned between bare soil and vegetation through a shielding factor  $\sigma_f$  (Taconet *et al.*, 1986). In order to solve moisture and heat transfer equations into the soil, functions are needed to relate water pressure head and hydraulic conductivity to volumetric water content  $\theta$ , yielding  $h(\theta)$  and  $K(\theta)$ . Introducing a relative saturation term  $S_e$ , where:

$$S_e = (\theta - \theta_{res}) / (\theta_{sat} - \theta_{res}) \quad (1)$$

the required functions are described by Van Genuchten (1980), following Burdine (1953) as:

$$S_e = \{1 + (h/h_g)^n\}^m \quad \text{with } m = 1 - 2/n \quad (2)$$

$$K(S_e) = K_{sat}(S_e)^2 [1 - \{1 - (S_e)^{1/m}\}^m] \quad (3)$$

Equations (1), (2) and (3) contain one shape parameter  $m$  and four scale parameters, viz.  $h_g$  as scale factor in the retention curve expression, residual water content  $\theta_{res}$ , saturated water content  $\theta_{sat}$ , and hydraulic saturated conductivity  $K_{sat}$ . The shape parameter  $m$  is related to the texture of the soil (sandy loam and clay loam for this study) and the scale parameters depend mainly on the structure of the soil (compaction of the aggregates and of the soil, macropores, roots, etc.). The spatial variability of the scale parameters is usually larger than that of the shape parameters.

Previous studies using other land surface schemes (Avisar, 1995), as well as sensitivity studies at Lockyersleigh (Kalma *et al.*, 1995; Boulet *et al.*, 1995a,b), have shown that critical parameters for the description of the water budget are the depth of the top sandy layer (A horizon)  $z_{sand}$ , the scale ( $\theta_{sat}$ ,  $K_{sat}$  and  $h_g$ ) and shape ( $m$ ) parameters of the water retention and hydraulic conductivity curves, the Leaf Area Index (LAI) and the minimum stomatal resistance ( $R_{smin}$ ). Local field data obtained in the Lockyersleigh catchment and data obtained from extensive field work carried out by Geeves *et al.* (1995) in the Tablelands region of southern New South Wales and northern Victoria provided information on the distributions of these soil parameters.

### The VIC model

The VIC model is a statistical water balance model (Wood *et al.*, 1992; Sivapalan & Woods, 1995; Kalma *et al.*, 1995). It assumes that storage capacities and therefore runoff generation and evaporation will vary with topography, soils and vegetation. The components of the water balance are predicted within "the statistical framework provided by the concept of a distribution of storage elements of various capacities" (Wood *et al.*, 1992). It assumes that scaled storage capacity,  $s$ , is a random variable

with a cumulative distribution:

$$F_S(s) = 1 - [(1 - s)/(1 - s_{\min})]^\beta \quad (4)$$

where  $\beta$  and  $s_{\min}$  are empirical parameters. Storage capacity at any point in a catchment is defined as the maximum depth of rainfall which can infiltrate at that point. The scaled storage capacity,  $s$ , is the local storage capacity divided by the largest storage capacity for any point in the catchment. If  $z$  is the soil depth at any point, with a maximum value  $z_{\max}$  and if the soil porosity  $\Delta\theta$  is constant throughout the catchment, then  $s = (z\Delta\theta)/(z_{\max}\Delta\theta)$ .

The soil moisture status for the entire catchment at a particular time can be described by the scaled soil moisture variable,  $v$ , which represents the actual scaled soil moisture in storage at every point of the catchment. Antecedent soil moisture status is indicated by  $v_0$  which is constant throughout the catchment. Those points on the land surface with  $s < v_0$  are considered to be saturated, before any rainfall begins. If all soil water in the catchment is assumed to be held in saturated soil, then the scaled soil moisture can be written as  $v_0 = y_0/z_{\max}$ , where  $y_0$  is the height of the water table above bedrock and  $z_{\max}$  is the maximum soil depth across the catchment ( $y_0$  is assumed to be constant throughout the catchment). For a given  $v$ , the fraction of the land surface which is saturated is denoted by  $\alpha$ , and the total soil moisture volume stored in the catchment is denoted by  $w$ . Given values of  $\beta$  and  $s_{\min}$ , any one of  $v$ ,  $w$ , or  $\alpha$  is sufficient to define the moisture status of the entire catchment. Evaporation in the VIC model is calculated with a point-scale model of evaporation (Wood *et al.*, 1992), which depends on local soil moisture conditions and is integrated over the distribution of soil moisture conditions for the whole catchment. The VIC model thus produces a time series of  $w$ , the total soil moisture storage for the entire catchment. If the  $w$  values are divided by  $w_c$  the maximum possible value of  $w$  when all the soil is saturated, then the ratio  $w/w_c$  is a catchment-scale wetness index.

### Runoff generation for SiSPAT and VIC

In this study, both the SiSPAT and VIC models yield simulations of the water dynamics for an array of vertical columns, i.e. by applying climate forcing to a number of unconnected soil profiles which represent the array of NMM tubes. The stochastically distributed one-dimensional SiSPAT model transfers any runoff generated at a particular location instantaneously to the catchment outlet. It must be noted that SiSPAT does not take subsurface flow into account, nor the development of a saturated zone, and that the VIC model creates a bulk saturation excess.

### DESCRIPTION OF NUMERICAL EXPERIMENT

In this study we attempt to predict the spatial variability of water balance components by simulating water dynamics for an array of vertical columns. The climate forcing is

thus applied to a number of disconnected soil profiles that represent the array of NMM tubes. The VIC model uses the explicit variability of the soil profiles in its distribution of the storage capacity. Both SiSPAT and VIC ignore interactions between vertical columns. Both approaches assume that lateral redistribution is immediate and goes directly to the outlet. SiSPAT does not take subsurface flow into account, nor the development of a saturated zone, and VIC creates a bulk saturation excess.

Between 8 July 1987 and 14 September 1988 there were 35 days of NMM measurement. The simulations and soil moisture comparisons have been done for 41 NMM tube locations.

The VIC model results were taken from Kalma *et al.* (1995). The model was calibrated in two ways: first with  $s_{\min}$  set at 0.28, and next with  $s_{\min} = 0.63$  as found by calibration.

SiSPAT was used without calibration. Actual values of storage capacity SC and sandy layer depths have been used. The storage capacity range was 76–268 mm (with a mean of 120 mm) and the thickness of the top sandy layer ranged between 20 and 130 cm. The actual soil moisture storage capacity has been used to scale the results. The initial water content profile has been set equal to the observed one on 8 July 1987. All other soil physical and vegetation parameters have been considered the same across the study region. These include:  $\theta_{\text{sat}} = 0.38 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ,  $K_{\text{sat}} = 5 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$  and  $R_{\text{zmin}} = 100 \text{ s m}^{-1}$ . However a seasonal variation in Leaf Area Index was assumed with LAI ranging from 0.4 to 1.8  $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ . The curve fitting algorithm of Van Genuchten was used for extracting  $h_g$  and  $m$  from  $\theta(h)$  curves at five depths. This resulted in  $h_g = 0.10 \text{ m}$  and  $m = 0.23$ .

Hourly climate data were used to drive the SVAT model. The computing time step for SiSPAT was 30–120 s (1–10 s during rain) and the run time: 5–12 h per run. SiSPAT assumed a gravitational drainage flux (which was very low since generally the tube depth exceeds the active depth).

## RESULTS

### Regressions between SiSPAT soil moisture predictions and NMM observations

As shown in Table 1, fairly good results were obtained for medium depths, which correspond to levels around the average depth of the sandy layer. There was an underestimation of the soil moisture for shallow depths, implying that certainly the evaporation and the runoff were overestimated (especially in spring). Storage for the

Table 1 Regression coefficients between SiSPAT simulated soil moisture content and observed NMM observations at several depths at 41 locations on 35 days between 8 July 1987 and 14 September 1988.

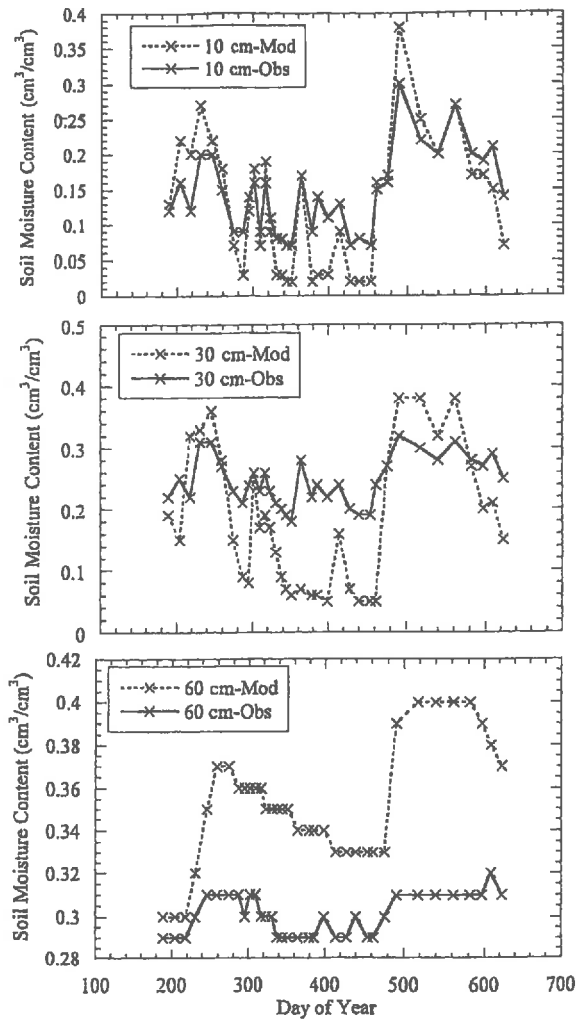
Depth (cm)	10	20	30	40	60	80	100	120	150
$r^2$	0.50	0.44	0.51	0.58	0.63	0.49	0.59	0.49	0.30
Slope*	0.79	0.78	0.87	0.95	1.05	0.98	1.16	1.16	1.00

\* all absolute values of the intercept were less than 0.01 except for the depths of 100 and 120 cm where the intercepts were about -0.03.

deeper layers was overestimated, especially after the main rainfall event of the period, which can be explained by the fact that the subsurface runoff (which has been observed for that event) was not described in the model formulation.

**Time trends of soil moisture values for individual tubes; comparison of v/s estimates**

These time trends are shown in Figs 1-3, for three tubes, with small, medium, and large storage capacity, respectively. For SiSPAT, there was a fairly good agreement between the observed and simulated total soil moisture over the entire depth of the NMM access tube when the storage capacity was small (i.e. when the



**Fig. 1** Comparison of observed and simulated soil moisture content at several depths for tube B4 with storage capacity of 82 mm.

sandy layer was thin). However, results were less satisfactory for tubes with bigger storage capacity.

The soil moisture values simulated by SiSPAT and VIC are scaled by total soil moisture storage capacity in order to produce  $v/s$  and  $w/w_c$  curves. The term  $v/s$  is a point wetness index, which may be compared with

$$(SM - SM_{min}) / (SM_{max} - SM_{min})$$

where  $SM$  is the total soil moisture at one location, and  $SM_{min}$  and  $SM_{max}$  are its minimum and maximum values over the observation period respectively. Regression between observed and simulated  $v/s$  values gave a correlation coefficient  $r^2$  of 0.93 for the calibrated VIC and 0.62 for the uncalibrated SiSPAT.

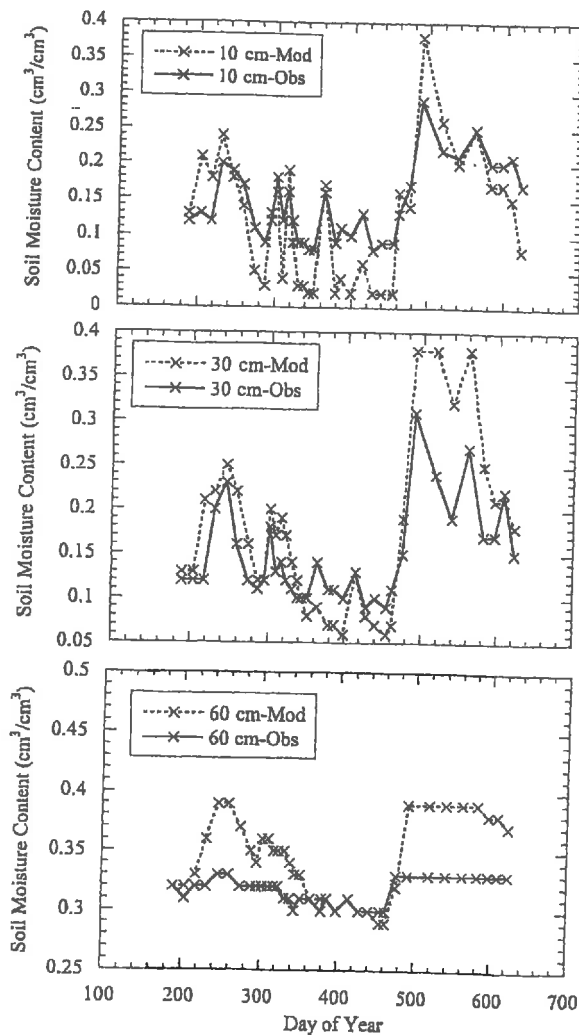


Fig. 2 Comparison of observed and simulated soil moisture content at several depths for tube B1 with storage capacity of 126 mm.

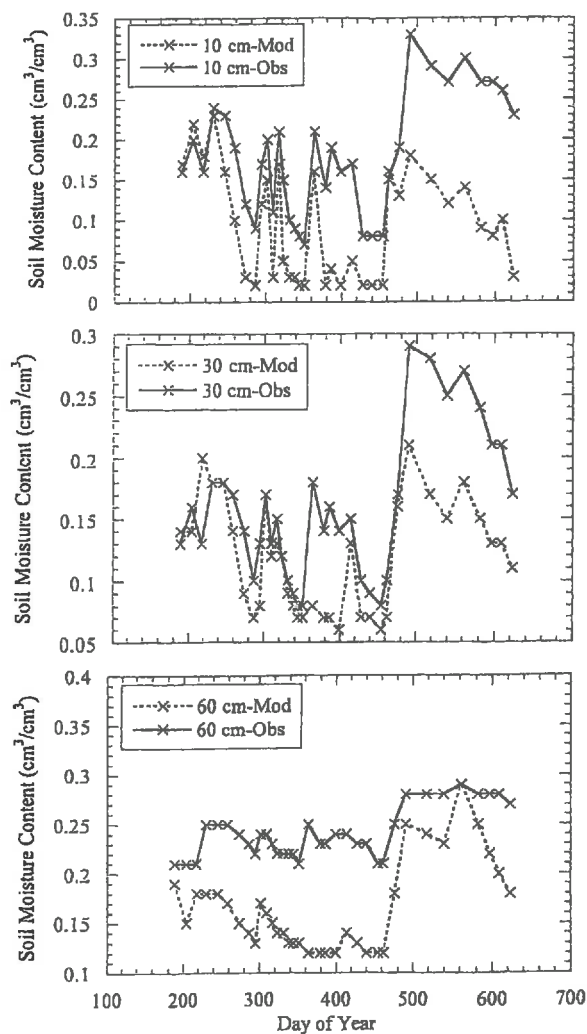


Fig. 3 Comparison of observed and simulated soil moisture content at several depths for tube B6 with storage capacity of 191 mm.

### Evolution of catchment-scale wetness index

The  $w/w_c$  ratio is the catchment scale wetness index which can be compared with

$$\frac{\sum (SM - SM_{\min})}{\sum (SM_{\max} - SM_{\min})}$$

where the  $\sum$  sign implies that all tubes are considered. Comparison between observed and simulated  $w/w_c$  is shown in Fig. 4(a) and (b), for  $s_{\min} = 0.63$  and  $s_{\min} = 0.28$ , respectively. In general, both SiSPAT and VIC overestimate evaporation, especially after long drying periods. SiSPAT also overestimated spring runoff, and underestimated summer runoff. However, the equilibrium soil moisture

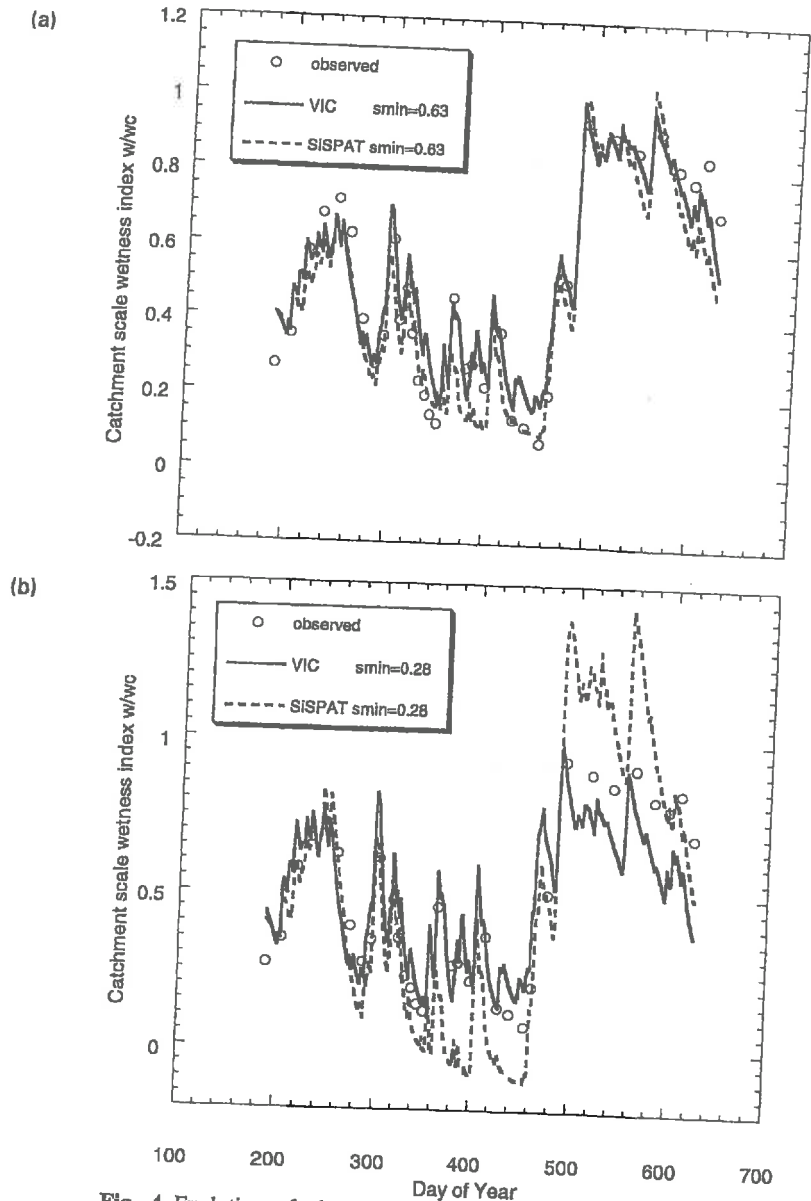


Fig. 4 Evolution of observed and simulated catchment scale wetness index  $w/w_c$  (a) for  $s_{min} = 0.63$ ; and (b) for  $s_{min} = 0.28$ .

content at the end of the period was not very far from the observation. Indeed, the temporal “smoothing out” that exists in the water dynamics (cf. Kim & Stricker, 1996) because of negative feedback, ensures that the long-term mean of soil moisture content is conserved whatever the parameterization is. In this study we initialize with approximately the long-term mean value, there is no significant bias between mean observed and mean simulated soil moisture storage. Altogether, total storage is zero over the 437 days of the experiment (i.e. deep drainage and important evaporation



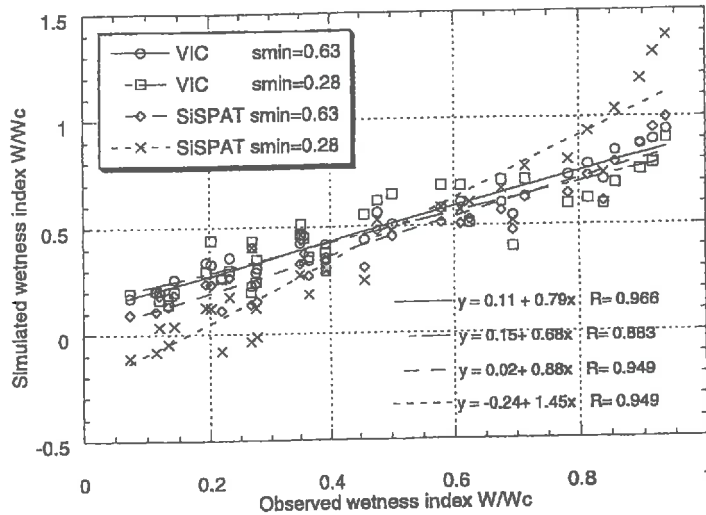


Fig. 5 Regression between simulated and observed catchment scale wetness index  $w/w_c$ .

compensate for the lack of accurate prediction of the subsurface runoff in the last third of the selected period).

After scaling of the total soil moisture by the observed maximum and minimum storage (in order to produce the equivalent of  $w/w_c$ ), SiSPAT gives values out of admissible range (i.e.  $[0, 1]$ ) implying that very dry and very wet periods are misrepresented. This is certainly due to inadequate estimation of the soil hydraulic parameters (especially for the excess of runoff simulated in spring) more than vegetation parameters. We note that if the SiSPAT results are scaled with the calibrated  $w_c$  value (190 mm), instead of the observed one (115 mm), the SiSPAT catchment moisture index will be improved (i.e. using 0.63 instead of 0.28). It creates an artificial pool of non-mobile moisture that compensates for the overestimation of evaporation or runoff. The regression coefficients for  $w/w_c$  are given in Fig. 5.

The uncalibrated VIC with  $s_{min} = 0.28$  (corresponding to the observed  $s_{min}$ ) overestimates the evaporation rate, but since the curve has to stay within the  $[0, 1]$  boundaries, it does not give results as far from this range as SiSPAT, but results in bulk runoff greater than the observed runoff, which compensates for part of the subsurface processes.

### Runoff prediction

SiSPAT generates too much runoff during the spring. Boulet *et al.* (submitted) have shown that using the median instead of the mean of the distribution of the Miller & Miller (1956) coefficient to invert the average soil properties decreases the spring runoff generation. There was an accurate runoff prediction for the 120 mm rain event (if one considers the mid-catchment runoff gauge: observed: 33 mm; SiSPAT:

33 mm, VIC calibrated: 35 mm, VIC uncalibrated: 65 mm), but an underestimation for the 46 mm event.

For the biggest event, the catchment cannot be regarded as an array of independent vertical columns anymore. There is an "excess" storage of 40% of the observed mean storage capacity, which can be explained by the absence of subsurface runoff modelling. On the first day after the event, runoff is 79 mm. No data are available for the following days. Even with partial compensation by the VIC with a "bulk" runoff, none of the models generates such a runoff.

## CONCLUSIONS

This paper reports on a long-term (437 days) numerical experiment involving two water balance models of different levels of complexity, whose outputs have been compared with soil moisture profiles observed on 35 days and at 41 locations.

Both, uncalibrated and calibrated versions of the simple VIC model gave good results considering the simplicity of the model. SiSPAT is a detailed SVAT model, and can not be calibrated *sensu stricto*. It gave lower quality results than both versions of the VIC. However, the good results with the VIC means that it captures the strongly one-dimensional (vertical) nature of the water fluxes at and near the land surface. The relevance of its use over the use of a simple Manabe bucket with "effective" parameters remains dependent on the generality of the two distribution parameters identified in equation (4), and especially the "dummy"  $s_{\min}$  parameter. The physical significance of this "bulk" parameter is difficult to determine: it appears to represent more than a "minimum storage capacity". The calibrated  $s_{\min}$  value ( $0.63 \times 268 \text{ mm} = 169 \text{ mm}$ ) is very different from the value based on observed actual storage capacity values (Kalma *et al.*, 1995) ( $0.28 \times 268 = 75 \text{ mm}$ ) and even greater than the mean observed storage capacity (115 mm). On the other hand, rescaling the catchment moisture index  $w/w_c$  requires knowledge of the maximum storage capacity, and applying the distribution given in equation (4) requires knowledge of the minimum storage capacity. These concerns are major drawbacks for the use of the VIC model, compared with the use of SiSPAT. Indeed, the latter model works less successfully with first-guess parameters, but does not require this information. Finally, it should be noted that both models were unable to accurately simulate the major event when surface and subsurface runoff occurred, which stresses the need to take into account the lateral patterns of moisture flow when rainfall intensity is strong enough to saturate part of the soil profile above the impermeable layer.

## REFERENCES

- Avissar, R. (1995) Scaling of land-atmosphere interactions, an atmospheric modelling perspective. *Hydrol. Processes* 9, 679-695.
- Boulet, G. & Kalma, J. D. (1997) Impact of spatial variability in land surface characteristics on regional-scale evapotranspiration and runoff. In: *Proc. MODSIM97, Int. Congress on Modelling and Simulation* (Hobart, December 1997), 1, 210-215. The Modelling and Simulation Society of Australia Inc., Hobart, Australia.

- Boulet, G. & Kalma, J. D. (1998) Estimation of catchment-scale water balance with a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model. *Env. Modelling & Software* 12(4), 323-328.
- Boulet, G., Kalma, J. D., Braud, I., & Vauclin, M. (submitted). Towards effective parameterization of soil physical and land surface properties in regional-scale water balance studies. *J. Hydrol.*
- Boulet, G., Kalma, J. D., & Guerra, L. (1995a) Estimation of the catchment-scale water-balance: comparison of a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model and two hydrological models. In: *Proc. MODSIM95, Int. Congress on Modelling and Simulation* (Newcastle, November 1995), 3, 208-213. The Modelling and Simulation Society of Australia Inc., Hobart, Australia.
- Boulet, G., Kalma, J. D., & Hacker, J. M. (1995b) Short-term modelling of regional-scale energy and mass exchange at the land surface and comparison with aircraft measurements. In: *Proc. MODSIM95, Int. Congress on Modelling and Simulation* (Newcastle, November 1995), 3, 202-207. The Modelling and Simulation Society of Australia Inc., Hobart, Australia.
- Braud, I. (1996) *SiSPAT Version 2.0 User's Manual*. LTHE Internal Report, LTHB, BP 53, 38041 Grenoble Cédex 9, France.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L. & Ruelle, P. (1995) A simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer model (SiSPAT), development and field verification. *J. Hydrol.* 166, 231-250.
- Burdine, N. T. (1953) Relative permeability calculation from size distributions data. *Trans. AIME* 198, 71-78.
- Geeves, G. W., Cresswell, H. P., Murphy, B. W., Gessler, P. E., Chartres, C. J., Little, I. P. & 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 Occ. Report*.
- Kalma, J. D., Alksnis, H., Daniel, P. & Laughin, G. P. (1987) The regional evaporation project: instrumentation and field measurements. *Tech. Memo. 87/12, CSIRO Div. of Water Resources*.
- Kalma, J. D., Bates, B. C. & Woods, R. A. (1995) Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements. *Hydrol. Processes* 9, 445-468.
- Kim, C. P. & 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. Appl. Meteorol.* 35, 749-760.
- Manabe, S. (1969) Climate and ocean circulation, Part I: The atmospheric circulation and the hydrology at the earth's surface. *Mon. Weath. Rev.* 97, 739-774.
- Miller, E. E. & 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. *Wat. Resour. Res.* 18, 489-498.
- Sivapalan, M. & 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. Processes* 9, 697-718.
- Taconet, O., Bernard, R. & 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.
- 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.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. & Zartarian, V. G. (1992). A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *J. Geophys. Res.* 97, 2717-2728.

## ANNEXE 5

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.

# Estimation of catchment-scale water-balance with a soil-vegetation-atmosphere transfer model

Gilles Boulet<sup>a</sup>, Jetse Kalma<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Laboratoire d'étude des Transfers en Hydrologie et Environnement, CNRS UMR 5564, INPG, UJF, F 38041, Grenoble cedex 9, France

<sup>b</sup>Department of Civil, Surveying and Environmental Engineering, The University of Newcastle, Callaghan NSW 2308, Australia

(Received 20 May 1997; accepted 19 September 1997)

## Abstract

Catchments with a small elevation range and relatively long dry periods in high radiation conditions may be described as an array of vertical one-dimensional pathways for water and energy. Such a representation enhances the ability of SVAT modeling to simulate mass exchanges across the catchment. This note reports on a comparison of a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) model (Braud *et al.*, 1995), a deterministic hydrological model (Dawes and Hatton, 1993) and a stochastic hydrological model (Sivapalan and Woods, 1995; Kalma *et al.*, 1995). The original version of the SVAT model only considers vertical transport and this one-dimensional representation must be aggregated to describe the entire catchment. Therefore, two new versions have been developed: a deterministic SVAT model which sub-divides the catchment into 40 sub-regions linked by surface flow, and a stochastic model which provides a distribution of the output fluxes as related to the spatial distribution of initial water content and/or soil properties. All simulations have been made for a 60-day period. © 1998 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

**Keywords:** SVAT model; catchment hydrology; water balance; SE Australia

Software availability	
Program title:	SISVAT
Contact address:	Dr Isabelle Braud, LTHE BP 53 38401 Grenoble cedex 9 France
First available:	1995
Hardware requirements:	UNIX Workstation, or Pentium PC
Software requirements:	Graphical Interface
Program language:	Fortran 77
Availability and cost:	Public Domain

## Introduction

Water-balance models are usually classified according to their application and their scale of validity. There are still some gaps in the range of possibilities covered, notably for the accurate comprehension of water dynamics at the landscape scale. For that purpose, complex and highly parameterized deterministic models are favoured over very simple models, but their applicability is restricted to a narrow range of uses: one-dimensional study for most of the SVATs, and catch-

ment rainfall-runoff models for most hydrological models, even if they coarsely calculate the evaporative loss. For large areas with arid conditions, high radiation conditions and little relief-induced hydrology, it is difficult to accurately apply the simplifications of the hydrological models, especially the vertical heat and mass exchange at the soil-plant-atmosphere interface. On the other hand, SVAT modeling has been rarely applied at the landscape-scale in order to take into account the spatial variability of land cover, pedology and the topographical influence (Boulet *et al.*, 1995).

In this paper, we have attempted to extend the description of the heat and mass exchange to three dimensions, using (i) a *stochastic* approach, in which we assume that a statistical distribution of critical parameters can explain the major part of catchment variability and provide an average value for the catchment; and (ii) a *deterministic* approach, in which land cover is treated as homogeneous at the field scale and with a patchy variability for the whole catchment.

## 2. Description of SiSPAT, TOPOG and PATCHY

The one-dimensional SVAT model used in this study is SiSPAT (Braud *et al.*, 1995). We have used hourly observations and a computational time-step of a few minutes for the simulation of the daily variations of the heat and mass budget. SiSPAT is compared with a deterministic hydrological model TOPOG—IRM (Dawes and Hatton, 1993) and a stochastic hydrological model PATCHY (Sivapalan and Woods, 1995; Kalma *et al.*, 1995).

TOPOG—IRM (Dawes and Hatton, 1993) is a distributed-parameter hydrological model which simulates the water balance across three-dimensional catchments. It describes canopy interception of rainfall, lateral sub-surface flow, vertical drainage, saturated and unsaturated vertical moisture dynamics and the surface energy on a daily time-step. Units on the topographical surface are linked via sub-surface flow.

The *atmospheric module* in both SiSPAT and TOPOG—IRM is a one-layer representation between the surface and a reference level where atmospheric forcing is imposed. In SiSPAT turbulent transfers are simulated using the similarity theory of Monin and Obukhof, (1954). Roughness length and zero-height displacement are calculated differently for the open woodland and the grassland (using the theoretical drag-coefficient expression by Raupach, 1992). In TOPOG—IRM, uniform climatic data is used for the whole catchment. Aerodynamic resistances for the different vegetation covers are expressed as constants.

The *soil module* in SiSPAT and TOPOG—IRM is a multi-layer vertical column discretized in order to solve the non-linear conservation-diffusion equations. TOPOG—IRM uses soil type to determine the parameters according to particle-size classification, whereas SiSPAT requires *in situ* soil physical measurements. Altogether, the number of parameters does not really increase when introducing the non-isothermal behaviour of liquid and vapour, as these parameters are easily obtained from the percentage of organic and non-organic minerals (De Vries, 1963).

In SiSPAT, temperature  $T$  and matric potential  $h$  are the two state variables. Heat exchange and mass transfer in both liquid and vapour phases are described using the theory of Milly, (1982). SiSPAT needs accurate measurements of the soil physical parameters.

In TOPOG—IRM, vertical moisture dynamics through the soil is solved using a finite difference solution of the Richards equation. Moisture is assumed to move in a single phase only. Soil parameters are based on soil-type classification.

The *Soil-Vegetation-Atmosphere interface* in SiSPAT and TOPOG—IRM shows the use of empirical relationships for the stomatal resistance. In SiSPAT, there is direct coupling between the soil and the atmospheric compartments (Deardorff, 1978). Continuity of the fluxes and closure of the energy and mass budget comprise the five equations that are solved in this module. In TOPOG—IRM, evaporation is expressed with a surface resistance which depends on the depth of the drying front.

PATCHY is a statistical water balance model (Sivapalan and Woods, 1995; Kalma *et al.*, 1995; Wood *et al.*, 1992). It assumes that storage capacities and therefore runoff generation and evaporation will vary with topography, soils, and vegetation. The components of the water balance are predicted within 'the statistical framework provided by the concept of a distribution of storage elements of various capacities' (Sivapalan and Woods, 1995). It assumes that scaled storage capacity,  $s$ , is a random variable with a cumulative distribution

$$F_s(s) = 1 - [(1 - s)/(1 - s_{\min})]^\beta \quad (1)$$

where  $\beta$  and  $s_{\min}$  are empirical parameters. Storage capacity at any point in a catchment is defined as the maximum depth of rainfall which can infiltrate at that point. Scaled infiltration capacity,  $s$ , is the local infiltration capacity divided by the largest infiltration capacity for any point in the catchment. If  $z$  is the soil depth at any point, with a maximum value  $z_{\max}$  and if the soil porosity  $\Delta\theta$  is constant throughout the catchment, then  $s = (z\Delta\theta)/(z_{\max}\Delta\theta)$ . The soil moisture status for the entire catchment at a particular time can be described by the scaled soil moisture variable,  $v$ , which represents the actual scaled soil moisture in storage at every point of the catchment. Antecedent soil moisture status is indicated by  $v_0$  which is constant throughout the catchment. Those points on the land surface with  $s < v_0$  are considered to be saturated, before any rainfall begins. If all soil water in the catchment is assumed to be held in saturated soil, then the scaled soil moisture can be written as  $v_0 = y_0/z_{\max}$ , where  $y_0$  is the height of the water table above bedrock and  $z_{\max}$  the maximal soil depth across the catchment ( $y_0$  is assumed to be constant throughout the catchment). For a given  $v$ , the fraction of the land surface which is saturated is denoted by  $\alpha$ , and the total soil moisture held in the catchment is denoted by  $w$ .

Given values of  $\beta$  and  $s_{\min}$ , any one of  $v, w$ , or  $\alpha$  is sufficient to define the moisture status of the entire catchment. Evaporation in PATCHY is calculated with

a point-scale model of evaporation (Sivapalan and Woods, 1995) which depends on local soil moisture conditions and is integrated over the distribution of soil moisture conditions for the whole catchment.

### 3. General experimental background

The study centers on a 27 km<sup>2</sup> catchment area near Goulburn (Australia). Elevations vary between 600 and 762 m + m.s.l. The terrain is gently undulating. Most of the catchment area (70%) has been cleared and is part of a mixed grazing property. The vegetation is a mixture of native and introduced grasses. The higher ground in the eastern and south-eastern parts of the catchment is covered by eucalyptus-dominated (open) woodlands. The soils are duplex with a bleached sandy/silty A horizon changing abruptly to a heavy clay B horizon. Instrumentation and field measurements are described in Kalma *et al.*, (1987). Soil moisture data has been monitored with a neutron moisture meter (NMM) along three transects. The study period was 30 January to 30 March, 1992.

### 4. A stochastic approach for the spatial variability of storage capacity

PATCHY and SiSPAT—STO estimate the components of the catchment water balance by considering the statistical distribution of storage capacity as a critical catchment attribute which is linked to heterogeneity in bedrock depth as a predominant factor influencing variability. The statistical distribution of soil depth and storage capacity is based on observations at 11 locations. The length of the NMM tubes ranged from 60 cm to 150 cm. The spatial representativeness of the soil moisture measurements has been discussed by Kalma *et al.*, (1995). In addition to requiring input rainfall and potential evaporation data, PATCHY requires an initial value for  $w_0$ , the total soil moisture stored at the start of the simulation, and six model parameters. In order to get an approximate value of  $s_{\min}$  and  $\beta$  (see Eq. 1), it is assumed that the NMM network provides a set of total storage capacity values calculated from the difference between the highest ( $SM^*_{\max}$ ) and lowest ( $SM^*_{\min}$ ) soil measurements over the entire period of monitoring. These values were scaled by the highest value of  $(SM^*_{\max} - SM^*_{\min}) = 33$  mm, which, for an average porosity of 0.3, corresponds to a  $z_{\max}$  value of approximately 900 mm. The cumulative frequency distribution of the scaled total storage capacity for PATCHY and SiSPAT is then calculated from:

$$(SM^*_{\max} - SM^*_{\min})/268 \quad (2)$$

based on 41 NMM tubes. The cumulative frequency

value  $Fs(s)$  may be obtained by ranking all tubes according to  $(SM^*_{\max} - SM^*_{\min})$  and dividing the rank for each tube by the total number of tubes (35 tubes available in 92). This procedure assumes that the tubes are a representative sample for the catchment.  $s_{\min}$  represents the lowest value of  $s$  at which saturation occurs anywhere in the catchment. The data indicates that  $s_{\min} = 0.28$ . By trial and error it was estimated that the empirical data points were best represented with  $\beta = 4$ . The other parameters have been derived by optimization of computed and observed runoff.

Maximum soil moisture storage in the catchment is similarly deduced from

$$wc = s_{\min} + (1 - s_{\min})/(\beta + 1) \quad (3)$$

PATCHY assumes that actual soil moisture status can be approximated by the *uniform* scaled soil moisture storage  $v$  across the catchment, where

$$v = (SM^* - SM^*_{\min})/(SM^*_{\max} - SM^*_{\min})_{\max} \quad (4)$$

The model produces a time series of  $w$ , the total soil moisture storage for the entire catchment.  $w/wc$  then represents a catchment-scale soil moisture index.

SiSPAT simulates vertical mass and energy transfers at each NMM. Each simulation uses the same climate forcing, vegetation and atmospheric parameters, but, as in PATCHY, the storage capacity varies from one tube to another according to the depth of the tube indicating depth of bedrock. The NMM moisture profiles are used to set the SiSPAT initial conditions for 30 January 1992. The 35 simulations provide the daily storage values for each NMM tube. The  $SM^*_{\min}$  value for that particular tube is then subtracted from both the simulated and, when available, observed storage value  $SM^*$  and scaled (divided) by  $(SM^*_{\max} - SM^*_{\min})$  values in order to provide a simulated and measured  $v/s$  values.

For the whole set of NMM tubes, the simulated and observed  $SM^* - SM^*_{\min}$  are added and scaled by the maximum capacity for the catchment (268 mm) in order to provide simulated and measured  $w/wc$  values. Scaled simulated catchment values of evaporation, deep drainage and runoff are obtained by adding the individual values weighted by the discrete density of probability 1/35 and the maximum storage capacity.

The stochastic model is not designed for output comparison at a point in the landscape and our two-months simulation (30 January 1992 to 30 March 1992) study has been restricted to the whole catchment. Validation of the models is possible for the evolution of  $w/wc$  and runoff generation. Fig. 1 shows that SiSPAT reproduces well the evolution of the hydrological state of the landscape, whereas PATCHY overestimates both the storage during storm and the evaporation loss during interstorm periods. Even if initial conditions in SiSPAT on day 30 are set equal to the measured ones, there is a substantial bias due to the

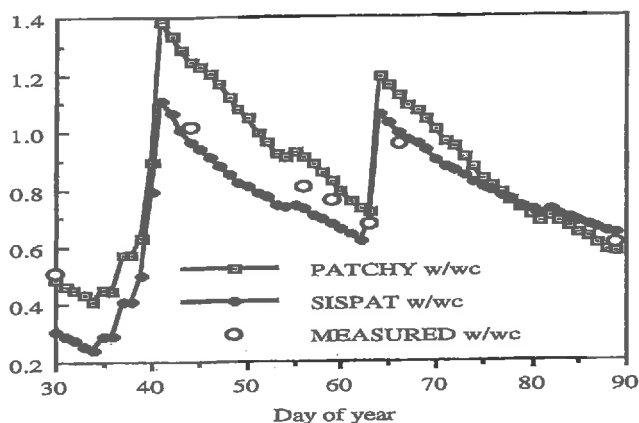


Fig. 1. Intercomparison of simulated and observed  $w/wc$ .

fact that the storage value is close to the minimum and that SiSPAT only takes into account four layers (i.e. four values of homogeneous water content for the calculation of the total storage). Despite this discrepancy, PATCHY and SiSPAT—STO gave accurate values of the runoff, as the equilibrium reached around day 38 (just before the biggest event leading to saturation) is similar in both cases. For the storm of days 39–41, PATCHY tends to underestimate evaporation during rainfall and to overestimate the storage (saturation is reached in PATCHY when a bucket is filled, whereas in SiSPAT—STO saturation can be reached before the bucket is full when the first node of the multi-layer soil profile is saturated, which explains the importance of the retention curve parameters). This is more obvious during the second storm event on day 65. Runoff simulated during these two events by SiSPAT—STO compare better (cf. Table 1) with the observed runoff than those simulated by PATCHY.

### 5. A deterministic approach in catchment hydrology

TOPOG—IRM and SiSPAT—DET describe the main components of water balance for individually parameterized point locations. Unlike PATCHY and

SiSPAT—STO, the position in the landscape affects the hydrological response to rainfall events. Vertical water movement is calculated independently for every unit, and the resulting runoff for each unit is then added to the input of the adjacent downstream unit.

Similar parameters values for porosity, saturated conductivity, rooting depth and minimal stomatal resistance have been used for consistent comparisons. As TOPOG—IRM needs several days to reach equilibrium, it has been run from early January until late March 1992. SiSPAT—DET and TOPOG—IRM have been applied to a network of 2000 and 40 units, respectively with different bedrock depth and vegetation cover data.

Table 2 shows the cumulative components of the water balance for the entire period of simulation (30 January to 30 March, 1992) and the whole catchment. Both models provide a very similar estimate of the cumulative evaporation. Different lower boundary conditions for the soil explain the important deep drainage simulated by SiSPAT when the soil profile is saturated.

Even if the first soil node of all units with the same vegetation type is saturated at the same time, differences in runoff generation between units occur when the whole soil profile is saturated (i.e. during the long storm event on days 39–41) because of the variable storage capacity throughout the catchment. On those particular days, TOPOG—IRM seriously underestimates the total catchment runoff (Table 2). It clearly indicates that the saturation process dominates the runoff generation.

Both models yield similar values of the daily evapotranspiration over pasture), but SiSPAT—DET gives much higher transpiration values over woodland than TOPOG—IRM. Experimental validation of the simulations is discussed in Boulet *et al.*, (1995). In TOPOG—IRM, most of the evaporation occurs through soil evaporation in a 15-day period after the storm. TOPOG—IRM imposes zero evaporation during every rainy half-day. In SiSPAT—DET, most of the available surface water (the depth of the simulated evaporation front is of the order of a few centimetres) has already been evaporated on the day of the rain and on the following day, and decreases rapidly in the next 5 to

Table 1  
Observed and simulated runoff (mm) for the two runoff generating storms in the selected period.

	Observed runoff	PATCHY simulated runoff	SiSPAT—STO simulated runoff
Storm 1 (days 39–41)	17.7	13.8	17.9
Storm 2 (days 65–66)	2.7	0	2.8

Table 2  
Water balance for TOPOG and SiSPAT for selected 60 days of simulation.

(mm)	TOPOG—IRM	SiSPAT—DET
Rain	218	218
Soil evaporation	126	90
Transpiration	23	33
Runoff (observed runoff: 21)	9	23
Deep drainage	1	29
Storage	66	43



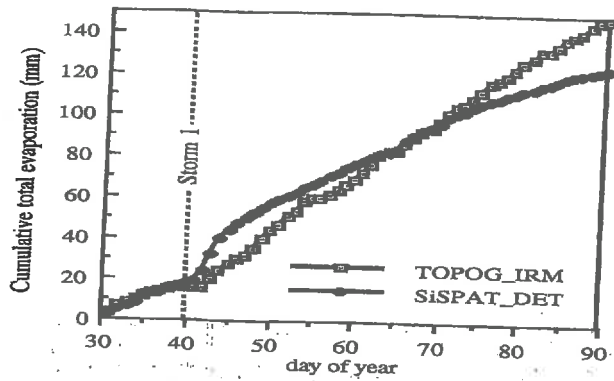


Fig. 2. Cumulative evaporation as simulated by SiSPAT-DET and TOPOG-IRM.

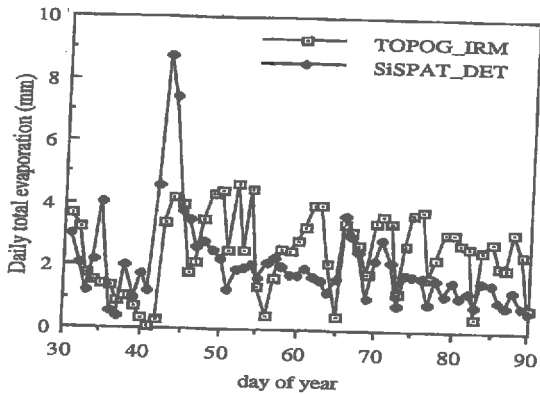


Fig. 3. Daily total evaporation as simulated by SiSPAT-DET and TOPOG-IRM.

0 days (Fig. 2). The maximum evaporation for SiSPAT-DET occurs on the day following the rain (Fig. 3), but even on the day of rain itself, 4 mm have already been evaporated due to a significant incoming radiation in the afternoon ( $600 \text{ W m}^{-2}$ ).

Comparison between measured water content at several NMM locations and their homologous units in SiSPAT-DET and TOPOG-IRM (see for example Fig. 4) shows that SiSPAT produces reasonable results

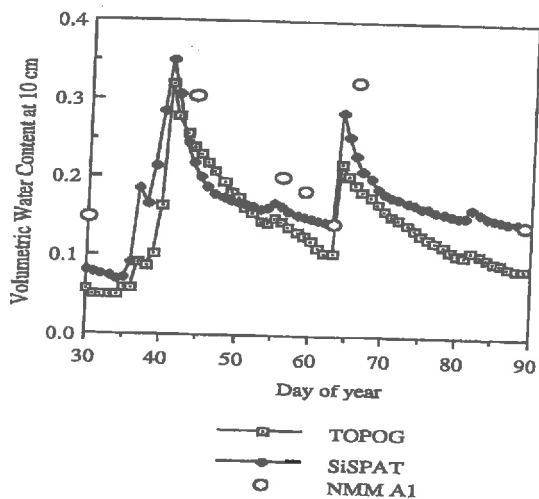


Fig. 4. Evolution of measured (NMM tube A1) and simulated (equivalent unit) volumetric water content at 10 cm and m.

for the time trend close to the surface. However, it remains difficult to reproduce what is happening in a specific location. It is also clear that the stochastic approach can only deal with spatial heterogeneity of deeper soils. The spatial homogeneity of the first 20 cm of soil explains the validation of simulated (unit scale) and measured (point scale) near-surface water content.

## 6. Conclusions

This paper describes how a one-dimensional SVAT model (SiSPAT) has been spatially extended as a stochastic model and a deterministic model. The former has been compared with the statistical water-balance model PATCHY and the latter with the deterministic eco-hydrological model TOPOG-IRM. All four models give accurate values of the different components of the water-balance (storage, runoff, evaporation, deep drainage), except TOPOG-IRM in its prediction of the runoff. Over relatively flat terrain affected by large diurnal temperature and high radiation conditions, the SVAT model is more likely to give an accurate description of the water dynamics.

Deterministic models can not easily be validated with point measurements and the stochastic approach seems to be the only alternative for describing hydrological dynamics for field-scale homogeneous surfaces linked in a deterministic way. Relief is not a dominant factor for hydrology in this study, and two landscape units (grassland and open woodland) are therefore sufficient to describe the average behaviour of the soil-plant-atmosphere continuum. This involves neglecting (i) the variability due to catchment-scale and hillslope-scale topography – as taken into account by deterministic models, and (ii) the local variability of soil internal properties – not taken into account by deterministic models. The next step towards finer resolution would be to apply two stochastic models to these land units.

## References

- Boulet, G., Kalma, J. D. and Hacker, J. M. (1995) Short-term modelling of regional-scale energy and mass exchange at the land surface and comparison with aircraft measurements, *Proceed. Intern. Congress on Modelling and Simulation MODSIM 95*, November 1995, Newcastle NSW, 202–207.
- Braud, I., Vauclin, M., Thony, J. L., Dantas-Antonino, A. C. and Ruelle, P. (1995) A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SiSPAT). *Journal of Hydrology* **166**, 213–250.
- Dawes, W. and Hatton, T. J. (1993) TOPOG-IRM; model description. CSIRO Div. of Water Resources, Tech. Memo 93/5.
- Deardorff, J. W. (1978) Efficient prediction of ground

- surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research* **20**, 1889–1903.
- De Vries, D. A. (1963) Thermal Properties of Soils. In *Physics of Plant Environment*, ed. W. R. Van Wijk, North Holland, Amsterdam, 210–223.
- Kalma, J. D., Alksnis, H., Daniel, P. and Laughin, G. P. (1987) The regional evaporation project: Instrumentation and field measurements, CSIRO Div. of Water Resources, Tech. Memo. 87/12.
- Kalma, J. D., Bates, B. C. and Woods, R. A. (1995) Predicting catchment-scale soil moisture status with limited field measurements. *Hydrological Processes* **9**, 445–468.
- Milly, P. C. D. (1982) Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head based formulation in a numerical model. *Water Resources Research* **18**, 489–498.
- Monin, A. S. and Obukhof, A. M. (1954) Basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere. *Tr. geofiz. Inst. Aka. Nauk.* **24**, 163–187.
- Raupach, M. R. (1992) Drag and drag partition on rough surfaces. *Bound. Layer Meteorol.* **60**, 375–395.
- Sivapalan, M. and 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. *Hydrological Processes* **9**, 697–718.
- Wood, E. F., Lettenmaier, D. P. and Zartarian, V. G. (1992) A land surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research* **97**, 2717–2728.