

INRA

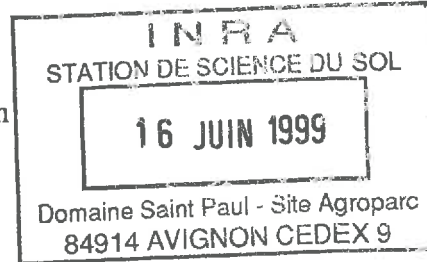
Institut National de la Recherche Agronomique

Centre de Recherches d'Avignon

Unité de Science du Sol



UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE



TH - GD 23

RAPPORT de STAGE pour l'obtention du D.E.A

"Fonctionnement Physique, Chimique et Biologique de la Biosphère Continentale"

commun à l'*Institut National Agronomique Paris-Gignon*, l'*Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*
et l'*Ecole Normale Supérieure*

et du

diplôme de **Magistère de Physique**

de l'*Université Denis Diderot (Paris VII)*

**ESTIMATION DE L'EVAPORATION DES SOLS NUS A L'AIDE
D'UN MODELE DE RESISTANCE DE SURFACE
INTEGRANT L'HUMIDITE ET LA TEMPERATURE DE SURFACE**

Présenté par : Apelan Christian LABARE

Responsable de Stage : André CHANZY

Mars/.../Septembre 1998

REMERCIEMENTS

Durant le stage de six mois effectué au sein de votre *laboratoire de Science du Sol* à l'*Institut National Agronomique*, Centre de Recherche d'Avignon, j'ai beaucoup appris tant dans le domaine de la recherche scientifique appliquée, notamment dans l'ingénierie informatique et statistique que celui des relations humaines.

Précisément, j'ai pu m'initier à la fois dans l'utilisation du logiciel pour l'analyse des données *S-Plus* qui m'a servi lors du traitement statistique (régression non linéaire des modèles étudiés) et aux techniques d'analyse des propriétés physiques des transferts d'eau et d'énergie dans le sol.

Par ailleurs, j'ai été profondément sensible à l'accueil chaleureux que vous m'avez réservé et à la qualité de l'environnement matériel dans lequel j'ai travaillé.

Aussi, je tiens à remercier Monsieur Laurent BRUCKLER, directeur du laboratoire, pour m'avoir accueilli au sein de son équipe et tout particulièrement mon responsable Monsieur **André CHANZY** pour son encadrement efficace, ses conseils et ses remarques pertinentes. Je tiens à lui témoigner toute ma gratitude.

A tout le personnel du laboratoire, pour l'aide qu'ils m'ont apportée et pour leur sympathie, qu'ils veuillent bien trouver ici l'expression de mes sincères remerciements.

RESUME

Au cours de cette étude nous avons cherché à *estimer l'évaporation des sols nus* à l'échelle de temps horaire, à l'aide d'un *modèle de résistance de surface* intégrant l'humidité de la couche de sol 0-5cm prise à 12h et la température de surface. Deux modèles ont été retenus : le modèle de *Penman-Monteith* et celui de la *β -méthode*. Ceux-ci diffèrent par les données d'entrée qu'il faut leur fournir. Dans le modèle de Penman-Monteith, la demande climatique est caractérisée par l'évaporation potentielle E_p , tandis qu'elle est appréhendée avec la température de surface T_s dans le cas de la β -méthode. Nous avons travaillé sur un jeu de données simulé par un modèle de référence (*modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur*) couvrant une grande variété de conditions hydriques et de sollicitations climatiques et trois types de sol (limon-argileux, limon-sableux, argile).

Les deux modèles (Penman-Monteith et β -méthode) font intervenir le sol par une résistance de surface (r_s). Celle-ci a été modélisée par une formulation empirique en fonction des variables $\theta_{0-5cm, 12h}$, E_{pj} et U_{aj} . Les paramètres de cette formulation ont été ajustés en utilisant un jeu de données simulé couvrant la variabilité climatique rencontrée en zone tempérée. Le modèle a ensuite été évalué sur un jeu de données complémentaire également simulé mais avec des séries climatiques différentes du premier jeu de données. On intègre ensuite cette formulation de r_s dans les modèles de Penman-Monteith et β -méthode. On montre que ces modèles ainsi calés permettent de représenter de manière satisfaisante l'évolution de l'évaporation dans des conditions variées d'humidité et de climat.

Nous obtenons de meilleurs résultats sur le modèle de Penman-Monteith que sur le modèle de la β -méthode. Toutefois, la mise en œuvre du modèle de résistance de surface dépend de notre capacité à accéder à ses paramètres qui sont très variables d'un sol à l'autre.

TABLE des MATIERES

INTRODUCTION	4
I / EVAPORATION, BASES PHYSIQUES ET MODELISATION	5
1. Bases physiques	5
1.1 Formes sous lesquelles l'eau se présente à la surface du sol	5
1.2 Transferts de vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère	5
1.3 Bilan d'énergie	7
1.4 Transferts d'eau dans le sol	7
2. Modèles d'estimation de l'évaporation des sols nus utilisant une résistance de surface	8
2.1 Evaporation potentielle	9
2.2 Modèles d'estimation de l'évaporation utilisant une résistance de surface	10
2.2.1 Modèle de Penman-Monteith	10
2.2.2 Formulation aérodynamique : β -méthode	11
2.2.3 Formulation aérodynamique : α -méthode	12
2.3 Analyse critique et choix des modèles	13
2.3.1 Différences entre les formulations de Penman-Monteith et la β -méthode	13
2.3.2 Sens physique de la résistance de surface r_s	13
2.3.3 Choix des modèles utilisant une résistance de surface	15
3. Mise en œuvre des modèles choisis	15
3.1 Relations entre résistance de surface et l'humidité de surface	15
3.2 Influence des cycles diurnes sur la relation $r_s = f(\theta_{0-5cm})$	15
4. Conclusion partielle	16
II / MATERIEL ET METHODES	16
1. Simulation des données par le modèle de référence	16
2. Contenu des jeux de données utilisés lors des simulations	17
2.1 Le jeu de données principal	17
2.2 Le jeu de données complémentaire pour la validation	17
2.3 Grandeurs extraites du modèle de référence	17
3. Calcul des résistances	19
3.1 Calcul de la résistance aérodynamique	19
3.2 Calcul de la résistance de surface	19

III / RESULTATS	19
1. Relations entre rs_h (base horaire) et $\theta_{0.5cm}$	19
1.1 Relation $rs_h = f(\theta_{0.5cm})$	19
1.2 Pondérations de rs_h	19
2. Relations entre rs_j (base journalière) et $\theta_{0.5cm,12h}$	20
2.1 Relation $rs_j = f(\theta_{0.5cm,12h})$	20
2.2 Evaporation estimée à partir de rs_j	20
2.3 Influence du climat sur la restitution de l'évaporation	21
2.4 Influence du profil initial sur la restitution de l'évaporation	21
3. Modèle de résistance de surface utilisant la variable $\theta_{0.5cm,12h}$	21
3.1 Détermination de la forme analytique du modèle $rs = f(\theta_{0.5cm,12h})$	21
3.2 Ajustement de la relation $rs_j = f(\theta_{0.5cm,12h})$	22
3.2.1 Procédure de calage	22
3.2.2 Résultats du calage	23
3.2.3 Performances du modèle	24
3.3 Influence de Ep_j et Ua_j sur la relation $rs_j = f(\theta_{0.5cm,12h})$	24
4. Modèle de résistance de surface utilisant les variables $\theta_{0.5cm,12h}$, Ep_j et Ua_j	25
4.1 Détermination de la forme analytique du modèle $rs = f(\theta_{0.5cm,12h}, Ep_j, Ua_j)$	25
4.2 Réduction du nombre de paramètres	26
4.3 Ajustement de la relation $rs_j = f(\theta_{0.5cm,12h}, Ep_j, Ua_j)$	26
4.4 Validation du modèle $rs = f(\theta_{0.5cm,12h}, Ep_j, Ua_j)$	27
4.5 Analyse de sensibilité de l'évaporation estimée à partir du modèle rs	27
4.5.1 Sensibilité aux paramètres	27
4.5.2 Sensibilité aux variables d'entrée $\theta_{0.5cm,12h}, Ep_j, Ua_j, Ep_h, T_s$	28
IV / CONCLUSION ET PERSPECTIVES	29
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	30
ANNEXES :	30
ANNEXE I : Complément sur la formule de Penman-Monteith	
1. Calcul de l'évaporation potentielle de Penman	
2. Calcul de la formule de Penman-Monteith dans le cas des sols nus	
3. Analyse des hypothèses du modèle de Penman-Monteith	
ANNEXE II : Complément sur la α -méthode et sur la β -méthode	
1. Calcul de la formule dite de la α -méthode	
2. Calcul de la formule dite de la β -méthode	
3. Différence entre la formule de Penman-Monteith et la formule dite de la β -méthode	
ANNEXE III : Calcul des coefficients d'échange convectif	
ANNEXE IV : Le modèle de référence	

ANNEXE V : Instruments de calibration du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$

1. Modèle de régression
2. Critères statistiques utilisés
3. Modèle de variance

ANNEXE VI : Présentation de l'INRA et du laboratoire d'accueil :
Unité de Science du Sol-Avignon

INTRODUCTION

La caractérisation des transferts d'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère est une préoccupation qui touche de nombreuses disciplines telles que l'hydrologie, l'agronomie ou la météorologie.

Et pour cause, l'eau, "source de vie", est associée à bien des activités humaines, notamment en agriculture irriguée où l'absence de contrôle de l'évaporation des sols peut conduire à des pertes en eau considérables.

Pour éviter ces pertes, tout en répondant à la demande, il faut être en mesure de gérer au mieux les ressources en eau. Cela exige plus de connaissances sur le fonctionnement du système sol-plante-atmosphère.

De nombreux modèles d'estimation de ces transferts d'eau appelés TSVA (modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère) ont été développés. Ces modèles TSVA prennent en compte la transpiration des plantes (qui ne fait pas partie de l'objet de notre étude) et l'évaporation du sol en relation avec les conditions climatiques.

Dans cette étude nous nous intéressons aux *modèles d'estimation de l'évaporation du sol nu* (qui n'est toujours bien appréhendé dans les modèles TSVA) à l'échelle de temps instantanée se limitant aux processus de surface et intégrant *l'humidité de surface* et la température de surface.

L'utilisation de l'humidité de surface pour caractériser l'évaporation des sols nus vient du fait que cette variable intervient dans le contrôle des transferts d'eau permettant la réalimentation hydrique des surfaces évaporantes. De plus, cette grandeur est accessible par des systèmes de mesure et notamment par télédétection hyperfréquence.

De même, l'utilisation de la température de surface dans la caractérisation des propriétés évaporatives des surfaces naturelles trouve sa justification dans le fait que c'est une variable d'équilibre du bilan d'énergie et elle est également accessible par télédétection infra-rouge.

Deux grandes familles de modèles d'évaporation à base physique s'appuyant sur ces deux variables existent actuellement :

- *modèles de transferts hydriques* (équations de *Richards* ou modèles de transferts couplés d'eau et de chaleur). Ces modèles sont lourds à mettre en œuvre, à cause du temps de calcul qu'il leur faut pour la résolution numérique des équations de transferts d'eau et de leur forte sensibilité aux propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol.

- *modèles dits de "surface"* où l'évaporation est une résultante du bilan d'énergie de la surface entrant dans la description des flux convectifs échangés à l'interface sol-atmosphère.

Dans de tels modèles l'influence du sol sur l'évaporation est prise en compte soit par la température de surface, soit par des paramètres de surface telle que la résistance du sol à l'évaporation ou l'humidité relative de l'air en équilibre avec la surface.

C'est à cette dernière famille de modèle que nous allons nous intéresser, car ils sont mieux adaptés pour prendre en compte les observations accessibles par télédétection. Dans les études rapportées dans la littérature, le sol intervient dans des paramètres dont la détermination repose la plupart du temps sur des formulations empiriques qui ne prennent bien en compte la variabilité du sol et du climat. Nous nous proposons dans ce travail de rechercher des formulations plus robustes.

I / EVAPORATION, BASES PHYSIQUES ET MODELISATION

1. Bases physiques

L'évaporation est le flux d'eau qui résulte de la différence de concentration de vapeur d'eau entre la surface et un niveau donné de la masse d'air se trouvant au dessus.

De fait, l'évaporation affecte les bilans d'énergie et hydrique du sol, offrant ainsi plusieurs possibilités de modélisation différentes :

- l'évaporation est un flux entre la surface et l'air qui est caractérisé par un gradient de concentration et un coefficient d'échange lié aux propriétés physiques de la masse d'air ;
- l'évaporation est un terme du bilan d'énergie de la surface du sol ;
- l'évaporation est considérée comme une perte en eau du sol.

Les deux premières approches concernent le même système physique constitué de l'air et de l'interface sol-atmosphère, tandis que la dernière ne concerne que le sol. Nous étudierons donc séparément ces deux systèmes physiques. Ces trois approches permettent chacune une modélisation de l'évaporation, elles sont aussi complémentaires et peuvent être associées dans un même modèle.

1.1 Formes sous lesquelles l'eau se présente à la surface du sol

L'eau se présente essentiellement dans le sol sous deux formes : **liquide** et **vapeur**.

Le potentiel hydrique total ψ_T (dont les principales composantes sont : le potentiel matriciel ψ , le potentiel gravitaire et le potentiel osmotique) permet de caractériser l'état énergétique de l'eau en phase liquide alors que la phase vapeur est caractérisée par sa pression partielle p_v ou

par son humidité relative $h_r = \frac{p_v(T)}{P_{sat}(T)}$ où $P_{sat}(T)$ est la pression partielle de vapeur saturante.

L'évaporation est liée au phénomène de changement de phase liquide-vapeur. En considérant la **vapeur d'eau comme un gaz parfait** et en admettant qu'il existe un état d'équilibre thermodynamique entre le gaz et le liquide, la relation d'équilibre permet de relier ψ et h_r par la relation de **Kelvin** :

$$h_r = \exp\left(\frac{M_{H_2O} g h}{RT_s}\right) \quad (1.1)$$

où

ψ est le potentiel matriciel au niveau de la surface qui rend compte de l'énergie de liaison de l'eau et de la matière solide [m] [Hillel, 1974]

$M_{H_2O} = 0,018 \text{ mol.l}^{-1}$ est la masse molaire de l'eau [kg.mol⁻¹]

$R = 8,314 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$ est la constante des gaz parfaits

T_s est la température de surface [K]

$g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$ est l'accélération de la pesanteur [m.s⁻²]

1.2 Transferts de vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère

Lorsqu'un gradient de concentration de vapeur d'eau s'établit entre la surface et les basses couches de l'atmosphère on obtient un flux de vapeur qui est l'évaporation. Le principal mécanisme de ce transport de vapeur d'eau est la convection liée aux mouvements turbulents des masses d'air dans les basses couches de l'atmosphère.

En effet, dans les conditions naturelles il y a trois types de convection :

- **convection libre** (le déplacement des masses d'air est dû au gradient de température)

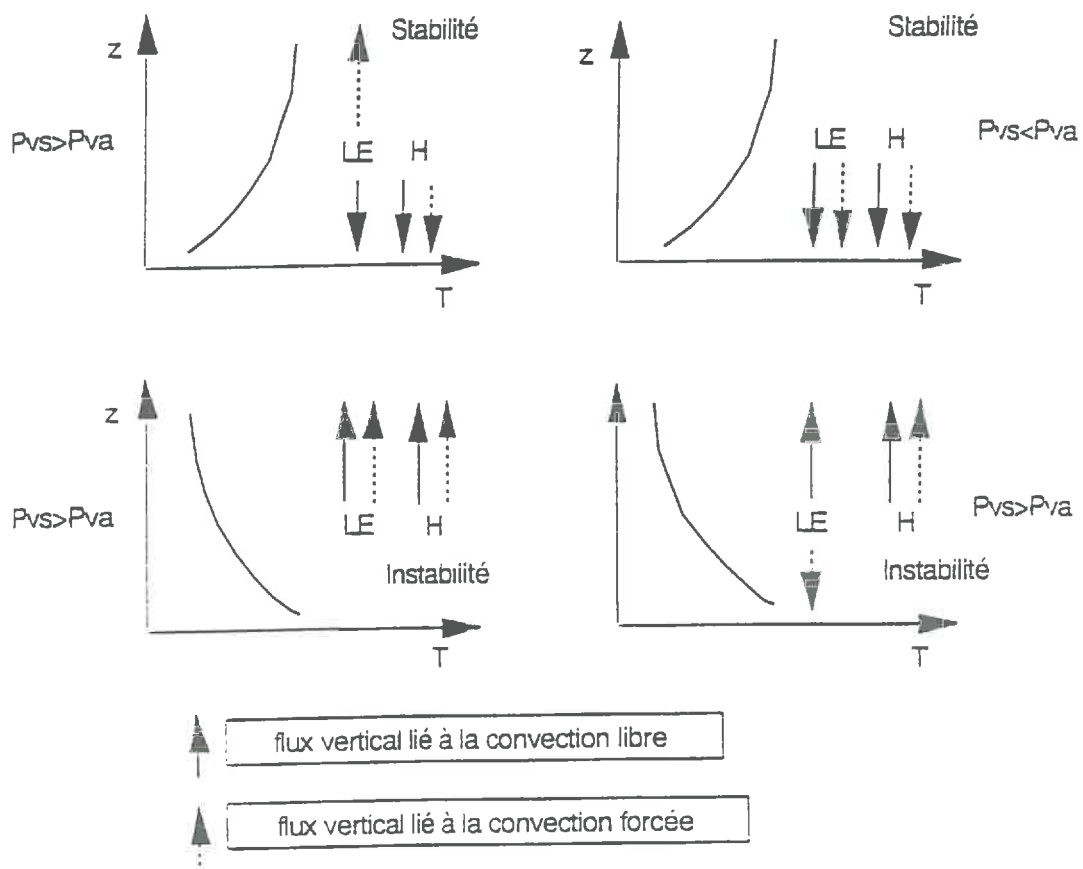


Figure 1.1 : représente le sens des flux verticaux de chaleur sensible (H) et latente (LE) dans le cas de stabilité ou d'instabilité thermique

- **convection forcée** (le déplacement des masses d'air se fait sous l'action d'une force extérieure (vent))

- **convection mixte** (coexistence de la convection libre et de la convection forcée)

Sous l'hypothèse des flux convectifs, la modélisation de LE et de H (chaleur sensible) passe par une caractérisation de la convection forcée et de la convection mixte.

Lorsque la convection est mixte (voir **figure I.1**), on distingue deux cas qui dépendent du gradient de température entre le sol et la surface : la **stabilité** (existe lorsque la température du sol est inférieure à celle de l'air, cette situation est présente principalement la nuit) et l'**instabilité** (existe lorsque la température du sol est supérieure à celle de l'air, cette situation correspond la plupart du temps à une condition d'évaporation diurne).

La représentation analogique des flux convectifs permet d'écrire :

$$\begin{aligned} H &= \rho_a c_p h_H (T_a - T_s) \\ LE &= L h_w (c_a - c_s) \end{aligned} \quad (I.2) \text{ et } (I.3)$$

où

ρ_a est la masse volumique de l'air [kg.m^{-3}]

c_p est la chaleur massique de l'air à pression constante [$\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$]

c_a et c_s sont les concentrations respectivement de l'air au niveau de référence et de la vapeur d'eau à la surface du sol [mol.l^{-1}]

h_H et h_w sont respectivement les coefficients d'échanges convectifs de chaleur sensible et de chaleur latente entre la surface le niveau de référence dans l'air [m/s]

L'utilisation de cette formulation ramène le problème de l'estimation des flux convectifs à la détermination des coefficients d'échange convectifs dans le cas de la convection mixte et de la convection forcée.

En supposant que les coefficients d'échange convectifs h_w et h_H sont égaux et en utilisant les relations de similitudes de *Monin et Obukhov [1954]*, on a (voir **Annexe III** pour le détail des calculs):

$$r_a = \frac{1}{h_w} = \frac{\left[\varphi_m \left(\frac{z_a}{L'} \right) - \varphi_m \left(\frac{z_0}{L'} \right) \right] \left[\varphi_h \left(\frac{z_a}{L'} \right) - \varphi_h \left(\frac{z_{0T}}{L'} \right) \right]}{k^2 U_a} \quad (I.5)$$

où

r_a est la résistance aérodynamique [s/m]

U_a est la vitesse du vent à une altitude de référence z_a

k , constante de Karman vaut 0,4

L' est la longueur d'Obukhov [m] qui prend en compte la stratification thermique de l'air (voir **Annexe III**)

z_0 est la longueur de rugosité du sol [m]

z_{0T} est la longueur de rugosité pour le transfert de chaleur [m] (voir **Annexe III**)

φ_m et φ_h sont les fonctions de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement et de chaleur respectivement. Celles-ci sont calculées selon l'approche de *Paulson [1970]* (voir **Annexe III**).

Les coefficients d'échange dépendent donc de U_a , de T_a , de T_s et de z_0 . Cette dernière variable est une caractéristique du sol qui prend, pour les sols nus, une valeur comprise entre 0,1 mm et 1 cm [*Brunet, 1984, 1990*].

En supposant que l'air est un gaz parfait (I.3) peut s'écrire :

$$LE = \frac{LM_{H_2O}}{RT} \frac{p_v(T_a) - p_v(T_s)}{r_a} \quad (I.4)$$

où

$T = \frac{T_a + T_s}{2}$ est la température de la masse d'air entre le sol et un niveau de référence

$p_v(T_a)$ et $p_v(T_s)$ sont respectivement les pressions partielles de vapeur d'eau de l'air et à la surface du sol [P_a]

1.3 Bilan d'énergie

Le bilan d'énergie énonce l'équilibre entre le bilan des échanges radiatifs et celui des échanges convectifs au variation de stock près (conduction thermique). L'équation du bilan d'énergie à la surface s'écrit :

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad [W/m^2] \quad (I.6)$$

où

R_n est le rayonnement net (regroupe toutes les composantes radiatives)

G est le flux de chaleur dans le sol (conduction thermique).

Cette équation offre ainsi une possibilité de modélisation de l'évaporation.

1.4 Transferts d'eau dans le sol

Les transferts d'eau dans le sol permettent de réalimenter des surfaces évaporantes. Les transferts depuis les sites évaporatifs vers l'atmosphère sont d'écrits par des formalismes différents suivant l'état physique de l'eau (liquide ou vapeur):

- Les transferts en phase liquide sont décrits par la loi de **Darcy** généralisée aux milieux non- saturés. Celle-ci s'écrit :

$$\phi_l = -K\rho_w \frac{\partial \psi_T}{\partial z}$$

où

la côte z est orienté vers le bas

ϕ_l est la densité de flux d'eau en phase liquide [$kg.m^{-2}.s^{-1}$]

K est la conductivité hydraulique [m/s]

ψ_T est le potentiel hydrique total [m] qui correspond à l'énergie libre de l'eau dans le sol.

- Les transferts d'eau en phase gazeuse sont décrits par la loi de **Fick** :

$$\phi_g = D_v \frac{\partial c_v}{\partial z}$$

où

ϕ_g est la densité de flux d'eau en phase gazeuse [$kg.m^{-2}.s^{-1}$]

D_v est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans le sol [m^2/s]

c_v est la concentration de vapeur d'eau [$mol.l^{-1}$]

En supposant que la vapeur d'eau est un gaz parfait, c_v peut être reliée à la pression partielle de vapeur d'eau par la relation :

$$c_v = p_v \frac{M_{H_2O}}{RT}$$

où

p_v est la pression partielle de vapeur d'eau [Pa]

En utilisant la relation de *Kelvin* équation (I.1), on peut relier p_v au potentiel matriciel ψ et à la température :

$$p_v = P_{sat}(T) e^{\frac{\psi M_{H_2O}}{RT}}$$

où

$P_{sat}(T)$ est la pression partielle de vapeur saturante à la température T.

Ainsi, la description physique des flux d'eau dans le sol nécessite la connaissance :

- des coefficients de transferts K et D_v
- des variables ψ et T

en tout point du sol.

La détermination des propriétés hydrodynamiques constitue l'une des principales difficultés pour la modélisation des flux d'eau car ces coefficients de transferts varient fortement d'un sol à l'autre (essentiellement K) ainsi qu'en fonction de son humidité et dans une moindre mesure, de sa température.

2. Modèles d'estimation de l'évaporation des sols nus utilisant une résistance de surface

Jackson [1973] et *Jackson et al. [1973]* ont montré que sur un sol nu en condition d'assèchement naturel, les variations d'humidité à la surface du sol θ_s pendant la journée étaient considérables d'une part et que d'autre part, l'évaporation est directement reliée à cette humidité. *Deardorff [1977, 1978]* s'appuie du reste sur ces résultats pour relier l'évaporation l'humidité de surface.

Idso et al. [1974] ont défini l'évaporation du sol nu suivant trois phases (voir *figure I.2*) qui apparaissent successivement au cours d'une période de dessèchement :

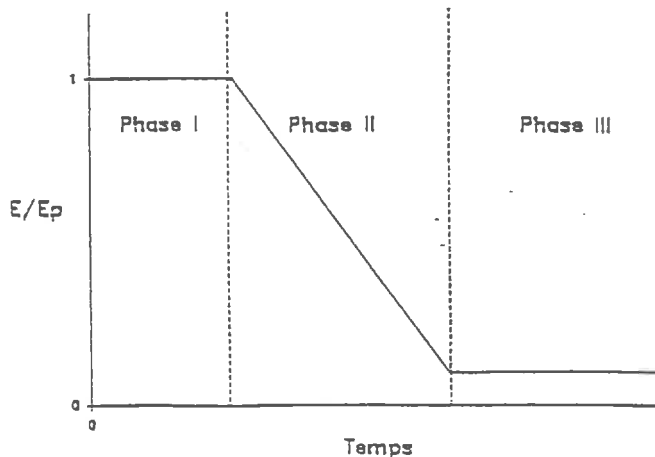


Figure I.2 : Evolution du rapport $\frac{E}{E_p}$ (d'après Chanzy [1991])

- la *phase I* concerne les sols humides en surface. Elle correspond à une évaporation E importante qui résulte des conditions climatiques. L'évaporation est alors égale à l'évaporation potentielle E_p (ou demande climatique) qui est définie comme l'évaporation se produisant pour une situation climatique donnée, lorsque l'alimentation en eau de la surface n'est pas limitante
- la *phase II* est la période pendant laquelle il y a diminution du rapport $\frac{E}{E_p}$. En effet, lorsque le sol s'assèche en surface, la réalimentation hydrique de la couche de surface n'est plus assez rapide pour compenser la demande climatique
- la *phase III* concerne les sols très secs en surface. Elle correspond à un niveau d'évaporation faible et relativement constant.

Ainsi, cette description qualitative de l'évaporation permet de bien identifier les deux composantes qui vont déterminer l'intensité de l'évaporation puisqu'elle met en exergue une composante climatique ou demande évaporative et une composante "sol" qui détermine la disponibilité de l'eau en surface. Celle-ci dépend du contenu en eau et des propriétés hydrodynamiques du sol qui influencent la réalimentation en eau de la couche de surface. L'importance relative de chacune de ces composantes dépend du niveau de dessèchement du sol. Lorsque le sol s'assèche, l'évaporation passe progressivement d'un processus à composante dominante "climat" (phase I) à un processus à composante dominante "sol" (phase III) [Passerat de Silans, 1986 ; Chanzy, 1991].

2.1 Evaporation potentielle

E_p est l'évaporation que nous aurions, si l'eau disponible en surface ne constituait pas un facteur limitant. Cette hypothèse permet de résoudre les équations du bilan d'énergie et aboutit à la formulation de Penman [1948] (voir *Annexe I* pour le détail des calculs) :

$$E_p = \frac{\gamma}{P'+\gamma} E_a + \frac{P'}{P'+\gamma} (R_n + G) \quad (I.7)$$

où

E_a est l'évaporation de la surface si elle était à la température de l'air [W/m^2]

γ est la constante psychrométrique [Pa/K]

P' est la dérivée de la pression partielle de vapeur saturante à la température de rosée

R_n est le rayonnement net [W/m^2]

G est le flux de conduction dans le sol [W/m^2]

Elle dépend principalement des apports énergétiques par les facteurs du climat et, dans une moindre mesure, de l'état de la surface par l'intermédiaire du coefficient d'échange convectif qui entre dans la définition de E_a . Cette formule de Penman donne ainsi l'évaporation potentielle théorique d'une nappe d'eau correspondant à la *phase I* précédemment décrite.

2.2 Modèles d'estimation de l'évaporation utilisant une résistance de surface

2.2.1 Modèle de Penman-Monteith

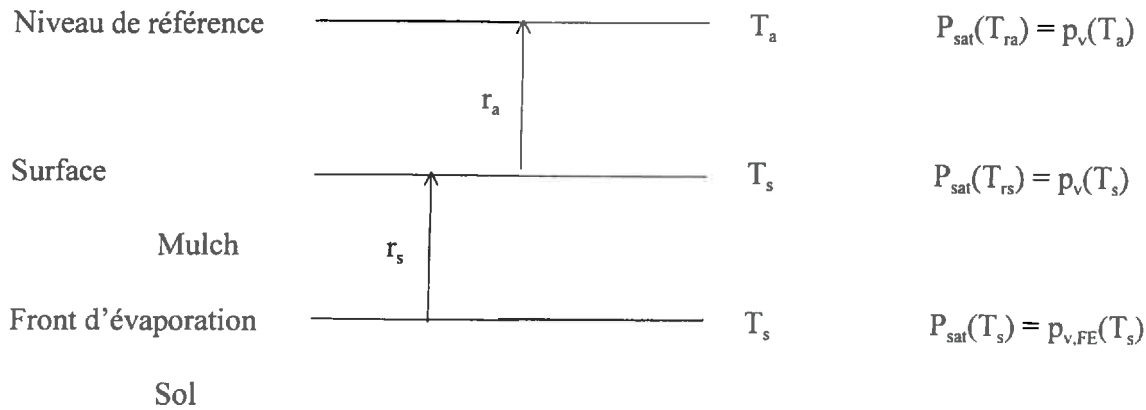


Figure I.3 : Description schématique du système physique sol nu de Penman-Monteith

• Principales hypothèses

- H₁ : l'évaporation se fait au niveau du front d'évaporation qui s'enfonce lorsque le sol s'assèche (formation d'un mulch)
- H₂ : le mulch est isotherme
- H₃ : les flux d'eau dans le mulch se font en phase gazeuse. Ceux-ci sont conservatifs et soumis à une résistance r_s liée aux propriétés de diffusion gazeuse du milieu
- H₄ : la pression de vapeur d'eau est saturante au niveau du front d'évaporation.

• Formulation du modèle

L'équation de Penman-Monteith [Monteith, 1965, 1981] (voir *Annexe I* pour les détails des calculs) s'écrit de la manière suivante :

$$E = \frac{E_p}{1 + \frac{\gamma}{(P' + \gamma)} \frac{r_s}{r_a}} \quad (I.8)$$

où

γ est la constante psychrométrique et vaut en moyenne 66,053 [Pa.K⁻¹]

P' est la dérivée de la pression partielle de vapeur d'eau à la température $T = \frac{T_a + T_s}{2}$

2.2.2 Formulation aérodynamique : β -méthode

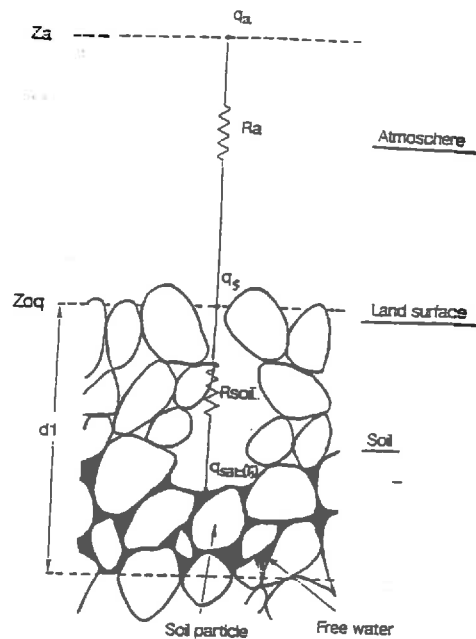


Figure I.4 : Description schématique du système physique sol nu de la β -méthode (d'après Mahfouf et Noilhan [1991])

• Principales hypothèses

Ce sont les mêmes que celles du modèle de Penman-Monteith (voir I.2.2.1)

• Formulation du modèle

Cette formulation de type aérodynamique a été étudiée par plusieurs auteurs [Nappo, 1975 ; Camillo et al., 1983 ; Camillo et Gurney, 1986 ; Kondo et al., 1990 ; Mahfouf et Noilhan, 1991 ; Ye et Pielke, 1993 ; Mihailovic et al., 1995 ; Matsushima et Kondo, 1995 ; Daamen et Simmonds, 1996].

Nappo [1975] en examinant les différents processus physiques l'évaporation décrits en I.1 introduit une autre paramétrisation de la rétention de l'eau dans le sol correspondant à l'humidité de l'air au dessus du mulch (β).

L'équation de la β -méthode (voir Annexe II pour le détail des calculs) s'écrit de la façon suivante :

$$E = \rho_a \frac{q_{\text{sat}}(T_s) - q_a}{rs + ra}$$

soit encore

$$E = \rho_a \beta \frac{q_{\text{sat}}(T_s) - q_a}{ra} \quad (I.9)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{1}{1 + \frac{rs}{ra}}$$

β dépend de θ_s et de la vitesse de vent U_a .

où

β est la disponibilité en eau pour l'évaporation au niveau du mulch

ρ_a est la masse volumique de l'air [kg/m^3]

$q_{\text{sat}}(T_s)$ est l'humidité spécifique de la surface à saturation à la température T_s []

q_a est l'humidité spécifique au niveau de référence z_a

T_s est la température de surface

$q_{\text{sat}}(T_s)$ et q_a sont calculées en utilisant les relations suivantes [Brutsaert, 1982] :

$$q_a = \frac{0,622 p_v(T_a)}{P_{\text{atm}} - 0,378 p_v(T_a)} \quad \text{et} \quad q_{\text{sat}}(T_s) = \frac{0,622 P_{\text{sat}}(T_s)}{P_{\text{atm}} - 0,378 P_{\text{sat}}(T_s)}$$

où

P_{atm} est la pression atmosphérique et vaut 1013,25 hPa

$P_{\text{sat}}(T_s)$ est la pression partielle de vapeur d'eau à saturation.

2.2.3 Formulation aérodynamique : α -méthode

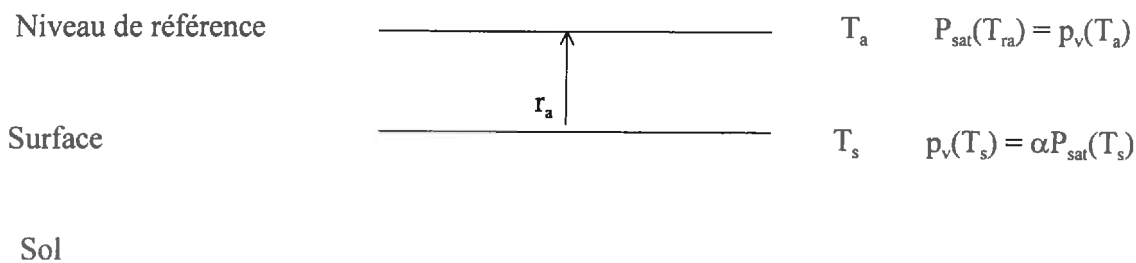


Figure I.5 : Description schématique du système physique sol nu de la α -méthode

• Principales hypothèses

H_1 : l'évaporation se fait au niveau de la surface

• Formulation du modèle

Barton, 1979 ; Yasuda et Toya, 1981 ; Toya et Yasuda, 1988 en étudiant les mécanismes de l'évaporation introduisent un paramètre de surface correspondant à l'humidité de l'air à la surface (α).

L'équation de la α -méthode (voir *Annexe II* pour le détail des calculs) s'écrit de la façon suivante :

Caractérisation physique du système	Variable d'entrée	Modèle Penman-Monteith
Atmosphère	T_a U_a $\rho_a(T_a)$ E_p	
Sol	$r_s ?$	$E = \frac{E_p}{1 + \frac{\gamma}{P^* + \gamma} \frac{r_s}{r_a}}$ $r_s = \frac{P^* + \gamma}{\gamma} \left(\frac{E_p}{E} - 1 \right) - r_a$ <p>r_s est estimée à partir des relations de similitude de <i>Moran-Obukov [1954]</i></p>

Caractérisation physique du système	Variable d'entrée	Modèle de la β -méthode
Atmosphère	T_a U_a $\rho_a(T_a)$	
Sol	T_s $r_s ?$	$E = \rho_a \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_s + r_a}$ $= \rho_a \beta \frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{r_a}$ $\beta = \frac{1}{1 - \frac{r_s}{r_a}}$ <p>avec</p> $r_s = \rho_a \left[\frac{q_{sat}(T_s) - q_a}{E} \right] - r_a$ <p>r_s est estimée à partir des relations de similitude de <i>Moran-Obukov [1954]</i></p>

Caractérisation physique du système	Variable d'entrée	Modèle de la α -méthode
Atmosphère	T_a U_a $\rho_a(T_a)$	
Sol	T_s $\alpha ?$	$E = \rho_a \frac{[\alpha q_{sat}(T_s) - q_a]}{r_a}$ $\alpha = \frac{1}{q_{sat}(T_s)} \left[r_s \frac{E}{\rho_a} + q_a \right]$ <p>r_s est estimée à partir des relations de similitude de <i>Moran-Obukov [1954]</i></p>

Tableau I.1 : Description schématique des trois modèles étudiés

$$E = \rho_a \frac{[\alpha q_{sat}(T_s) - q_a]}{ra} \quad (I.10)$$

où

$$\alpha = \frac{q_s(T_s)}{q_{sat}(T_s)} = \frac{q_s}{q_{sat}(T_s)} \quad \text{est l'humidité de l'air à la surface}$$

α peut être relié par la relation de *Kelvin* au potentiel matriciel de l'eau à la surface du sol et dépend donc de θ_s qui est relié au potentiel matriciel par la courbe de rétention d'eau du sol.

Le *tableau I.1* résume les caractéristiques physiques et les variables d'entrée à connaître des trois modèles décrits plus haut.

2.3 Analyse critique et choix des modèles

2.3.1 Différences entre les formulations de Penman-Monteith et la

β -méthode

Les deux modèles utilisent une représentation analogique des flux d'eau mais celui de Penman-Monteith introduit en plus dans sa formulation le bilan d'énergie de la surface.

La résistance de surface introduite dans les deux modèles est théoriquement la même (voir *Annexe II.3*). Toutefois, des différences peuvent apparaître dans les calculs. Celles-ci résultent des variables d'entrée qu'il faut fournir au deux modèles (E_p pour le modèle de Penman-Monteith et T_s pour celui de la β -méthode). A travers E_p on peut calculer la température de surface T_{s0} qui n'est pas nécessairement égale à T_s .

2.3.2 Sens physique de la résistance de surface r_s

La caractérisation du dessèchement de la surface à l'aide du concept de résistance [Monteith, 1965] a fait l'objet de nombreuses études [Perrier, 1975 ; Menenti, 1984 ; Passerat de Silans, 1986 ; Chanzy, 1991 ; Daamen, 1993 ; Daamen et Simmonds, 1996]. Cette résistance de surface sert à décrire la disponibilité en eau dans le sol. De nombreuses formulations sont proposées dans ce sens.

r_s est reliée au coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau D_v dans la couche superficielle du sol et à la profondeur du front d'évaporation z_e .

Menenti [1984] propose la relation suivante :

$$r_s = \frac{z_e}{D_v}$$

Chanzy et Bruckler [1993] donnent pour D_v [m^2/s] la relation suivante :

$$D_v = 0,229 \cdot 10^{-4} (\chi_p)^{2,248}$$

où χ_p est la porosité du sol.

Dans la même ordre d'idée, Yamanaka et al. [1997] donnent la relation suivante :

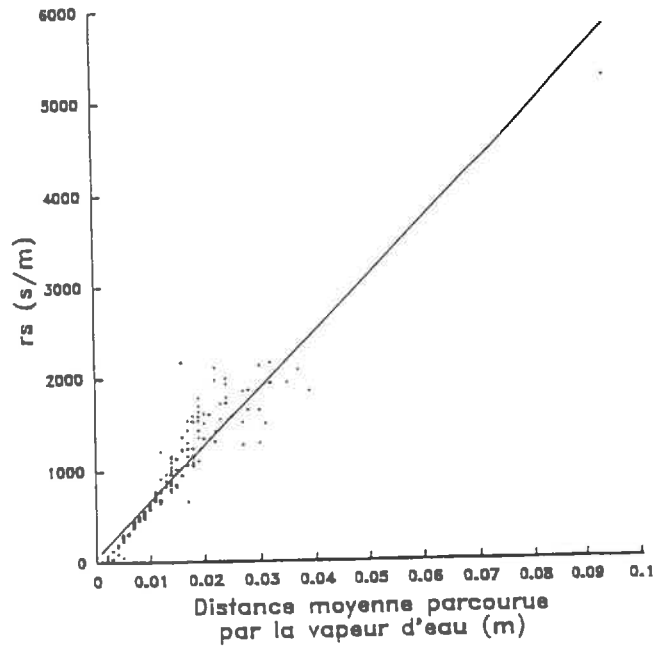


Figure 1.6 : relation entre r_s et la distance moyenne parcourue par la vapeur d'eau (l_v). Le calcul a été fait pour toutes les heures comprises entre 8 et 18h pour une séquence d'évaporation (limon-argileux, climat : Juillet , profil initial H. La droite est droite d'ajustement (d'après Chanzy [1991])

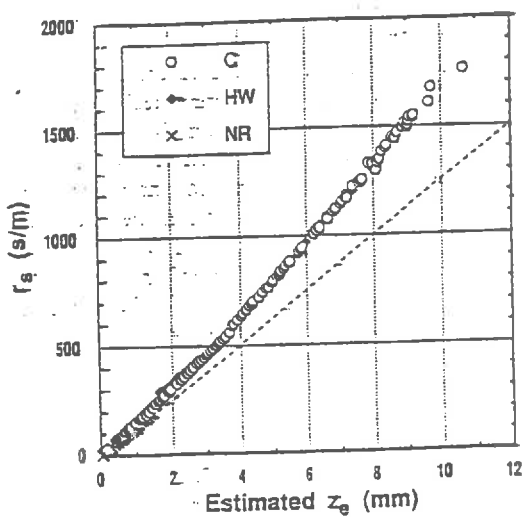


Figure 1.7 1000) représente la résistance de surface r_s (calculée avec la β -methode) en fonction de la profondeur du front d'évaporation z_e .
 (—) représente la résistance de surface r_s , en fonction de z_e , dans trois conditions expérimentales en laboratoire (contrôlée [C], vent fort [HW], on ne tient pas compte du rayonnement [NR]) (d'après Yamanaka et al. [1997])

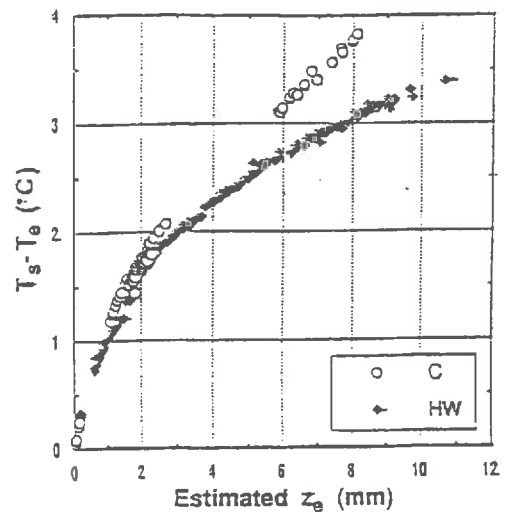


Figure 1.8 : représente l'écart de température entre T_s et T_a , en fonction de z_e , dans trois conditions (C, HW, NR) (d'après Yamanaka et al. [1997])

$$r_s = \frac{z_e}{D_v \gamma_f \chi_p \tau} \quad (I.11)$$

avec

v_r est la teneur pondérale en eau et vaut 1,02.

χ_p est la porosité

τ est la tortuosité et est reliée à a par la relation $\tau = a^{1/3}$

Toutefois, pour des couches de sol de quelques mm, *Choudhury et Monteith [1988]* montrent que cette description de la résistance de surface du mulch de surface ne peut pas, à elle seule, prédire l'évolution diurne de l'évaporation.

Chanzy [1991] montre notamment que certaines hypothèses du modèle de Penman-Monteith ne sont pas compatibles. Par exemple :

- “la supposition selon laquelle la pression partielle de la vapeur d'eau est saturante au niveau du front d'évaporation”
- “la couche de surface à travers laquelle la diffusion de la vapeur d'eau est suffisamment mince pour être considérée comme homogène en température (isothermie)”

conduisent à des épaisseurs de mulch significativement différentes (voir *Annexe I*). Cela montre les limites du modèle et la difficulté de relier le paramètre r_s à des caractéristiques physiques du sol.

Par contre, *Chanzy [1991]* montre qu'une “bonne ” relation existe entre r_s et la distance moyenne (l_v) parcourue par la vapeur d'eau dans le sol (voir *figure I.6*). En étant reliée à l_v , la résistance r_s serait donc bien associée au phénomène diffusion de la vapeur d'eau dans les couches de surface.

Yamanaka et al [1997] montrent, de même pour la β -méthode, que la résistance de surface r_s (calculée avec l'équation de la β -méthode) et la résistance de surface r_s provenant de l'équation *I.11* ne sont pas toujours équivalentes (voir *figure I.7*) surtout en périodes de fort vent et de forte demande climatique. D'après ces auteurs, cela serait dû à la non vérification de l'hypothèse d'isothermie entre la surface et le front d'évaporation.

En effet, l'utilisation de r_s [*Yamanaka et al., 1997*] exige la connaissance précise de la température au niveau du front d'évaporation (T_e) alors que celle-ci est difficile à mesurer [*Van de Griend et Owe, 1994*]. La *figure I.8* montre l'écart non négligeable entre T_s et T_e au fur à mesure que la profondeur du front d'évaporation s'enfonce au cours du temps.

Une position intermédiaire est celle que proposent *Kondo et al. [1990]* en introduisant dans la paramétrisation de r_s , à la fois, θ_s et D_v (coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau).

Une autre voie d'amélioration possible de cette approche consisterait à s'affranchir de l'hypothèse d'isothermie en prenant en compte le flux de conduction (λ) qui est une fonction de θ_s dans le mulch [*Perrier, 1973*] dans la paramétrisation de r_s :

$$r_s = f(z_m, D_v, \lambda(\theta))$$

où z_m est l'épaisseur du mulch. En s'engageant dans cette approche on risque de se trouver avec un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur.

Dans la pratique, les résistances de surfaces utilisées proviennent de formulations semi-empiriques qui nécessitent de disposer de jeux de données pour les établir, ce qui pose alors le problème de leur domaine de validité.

Tableau 1.2 : présente différentes expressions de la résistance de surface tirées de la littérature.

D_{air} est le coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau.

θ_{FC} est la capacité au champ,

θ_{sat} est l'humidité volumique à saturation

MODELE	Formulation (α, β)	Résistance de surface r_s (s/m)	REFERENCE
Penmann-Monteith		$r_{\text{sat}} = 3,5 \left(\frac{\theta_{\text{sat}}}{\theta_v} \right)^{2,1} + 33,5$	Sun [1982]
		$r_{\text{sat}} = 3,811310^4 \exp(-13,515 \frac{\theta_{\text{sat}}}{\theta_v})$	Passerat de Silans [1986]
β -méthode	$\beta = \frac{ra}{ra + r_{\text{sat}}}$	$r_{\text{sat}} = \frac{216}{D_{\text{air}}} (\theta_{\text{sat}} - \theta_v)^{10}$ <i>sol limoneux</i>	Kondo et al. [1990]
		$r_{\text{sat}} = \frac{8,32 \cdot 10^5}{D_{\text{air}}} (\theta_{\text{sat}} - \theta_v)^{16,6}$ <i>sol sableux</i>	
		$D_{\text{air}} = 0,229 \cdot 10^{-1} \left(\frac{T_v}{273,16} \right)^{1,75}$	
		$r_{\text{sat}} = 10 e^{0,3563(15 - \theta_v)}$	Van de Griend et Owe [1994]

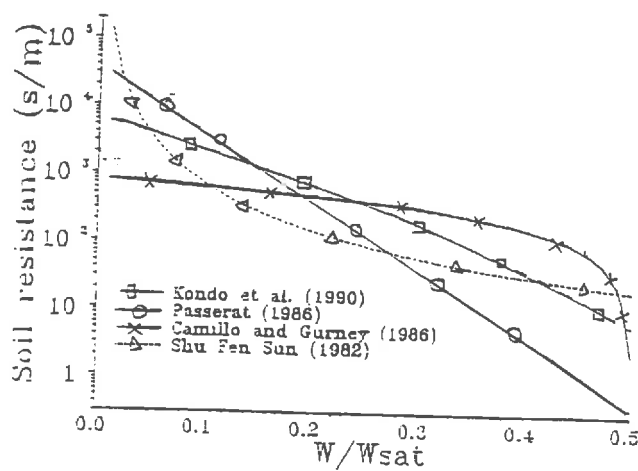


Figure 1.9 représente différentes relations $r_s(\theta)$ dans un diagramme semi-logarithmique (d'après Mahfouf et Nothan (1991))

2.3.3 Choix des modèles utilisant une résistance de surface

Dans ce travail, l'humidité de surface θ_s considérée est l'humidité volumique moyenne intégrée sur les cinq premiers centimètres de la couche de sol ($\theta_{0-5\text{cm}}$). Cette information n'est disponible qu'à une certaine heure de la journée (contrainte liée au mesure de télédétection).

Nous avons choisi de caractériser $\theta_{0-5\text{cm}}$ par sa valeur prise à 12h (heure choisie arbitrairement) afin d'avoir une dynamique de variation maximale de cette grandeur.

Dans notre choix, nous privilégierons les approches permettent d'intégrer dans les paramètres utilisées les processus de surface de l'ensemble de la couche de sol soumis à l'évaporation et aux conditions atmosphériques.

Il s'avère que la α est souvent relié à ψ_s et à T_s par la relation de *Kelvin* [Acs et al., 1991 ; Kondo et al., 1992 ; Lee et Pielke, 1992 ; Ye et Pielke, 1993 ; Mihailovic et al. 1993 ; Alvenas et Janson, 1997].

Or, ψ_s varie beaucoup en fonction des heures au cours de la journée. De plus, ψ_s présente des gradients très élevés au voisinage de la surface [Camillo et Gurney, 1986 ; Kondo et al., 1990 ; Kondo et al, 1992].

Compte tenu des variations diurnes de ψ_s il nous paraît difficile d'appréhender cette grandeur avec une valeur quotidienne de $\theta_{0-5\text{cm}}$. En revanche, nous avons vu que r_s dépend linéairement de l_v , grandeur qui nous paraît plus facilement fiable à $\theta_{0-5\text{cm}}$. Cela nous amène à retenir pour la suite de cette étude le modèle de *Penman-Monteith* et le modèle de la β -méthode.

Ce qui suit est une présentation des différentes formulations proposées dans la littérature pour la caractérisation du dessèchement de la surface du sol.

3. Mise en œuvre des modèles choisis

3.1 Relations entre résistance de surface et l'humidité de surface

L'introduction de $\theta_{0-5\text{cm}}$ dans les modèles retenus, fait intervenir des relations statistique

$$r_s = f(\theta_{0-5\text{cm}}).$$

Ainsi, plusieurs formulations empiriques de r_s en fonction de l'humidité de surface $\theta_{0-5\text{cm}}$ ont été établies à l'aide de données expérimentales (voir *tableau I.2* et *figure I.9*)

Ces travaux montrent que la relation $r_s(\theta_{0-5\text{cm}})$ n'est pas univoque, mais qu'elle est influencée par les cycles climatiques [Kondo et al., 1990 ; Chanzy, 1991 ; Daamen, 1993 ; Van de Griend et Owe, 1994 ; Daamen et Simmonds, 1996 ; Yamanaka et al., 1997].

3.2 Influence des cycles diurnes sur la relation $r_s = f(\theta_{0-5\text{cm}})$

Chanzy [1991], en étudiant également l'équation de Penman-Monteith pour une séquence climatique à forte demande évaporative, montre que les valeurs prises par r_s sont très marquées par les alternances jour-nuit (voir *figure I.10*). Les *cycles diurnes* apparaissent dans l'évolution de r_s au cours du temps à cause des phénomènes d'*humectation* et de *dessiccation* du sol et de la demande évaporative. Le matin, le sol a été réhumecté en surface pendant la nuit, l'eau devient ainsi disponible pour l'évaporation ; le soir, le sol s'est desséché au cours de la journée et la résistance du sol est plus forte en surface. La demande climatique joue

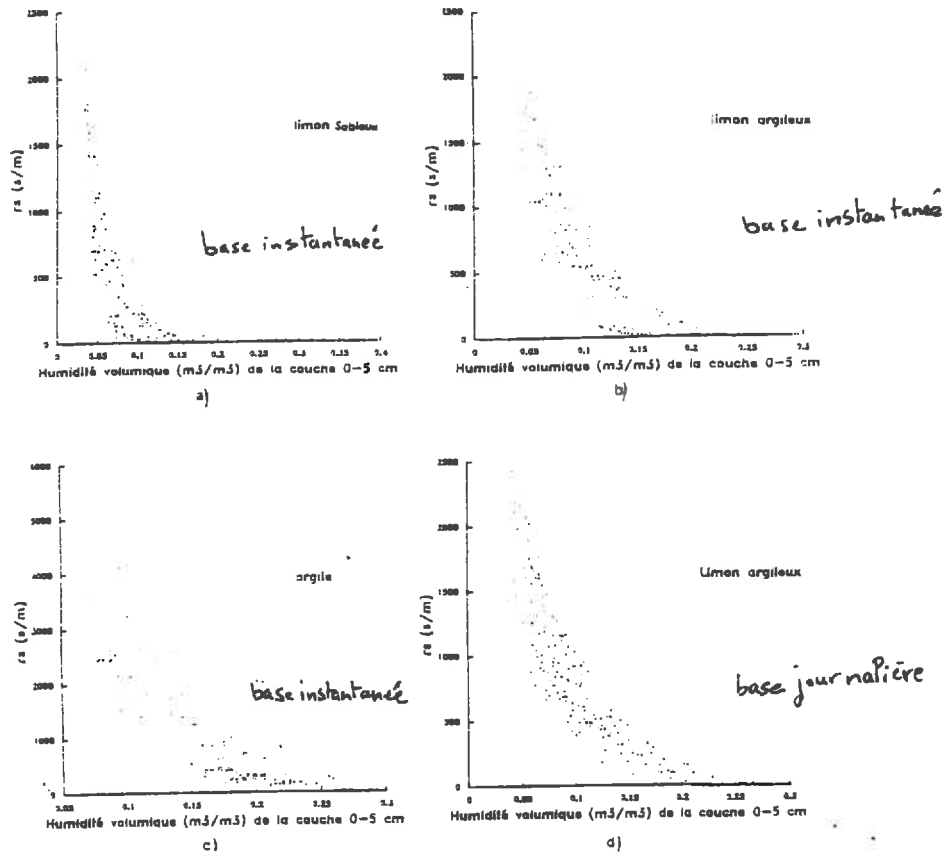


Figure I.10 : représente les relations $r_s = f(\theta_{0-5 \text{ cm}})$ où $\theta_{0-5 \text{ cm}}$ est la valeur obtenue à midi.
 r_s est une valeur instantanée calculée à midi : (a), (b) et (c),
 r_s est moyennée sur la période 8-18h : (d)
 (d'après Chanzy, [1991])

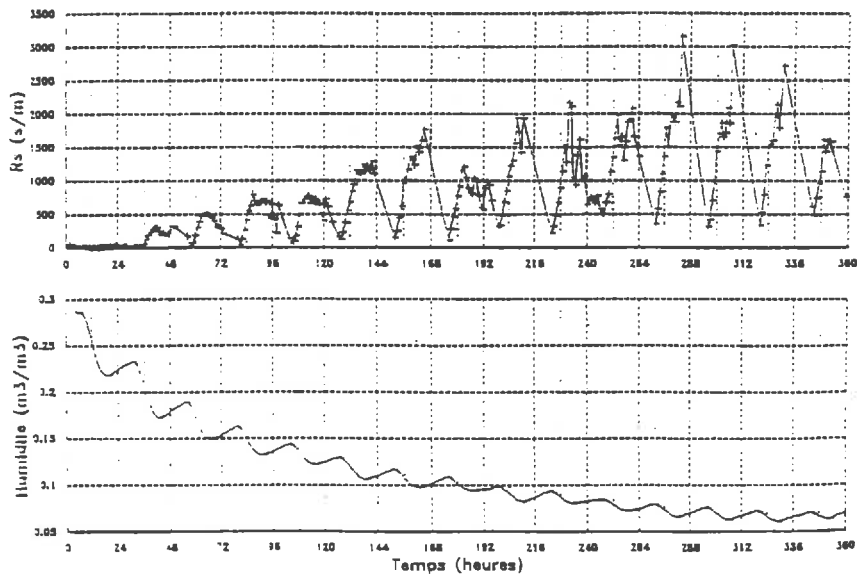


Figure I.11 : Evolution comparée de r_s et de $\theta_{0-5 \text{ cm}}$ au cours d'une séquence d'évaporation simulée avec le limon-argileux : climat de "Juillet", profil initial (H)
 (d'après Chanzy, [1991])

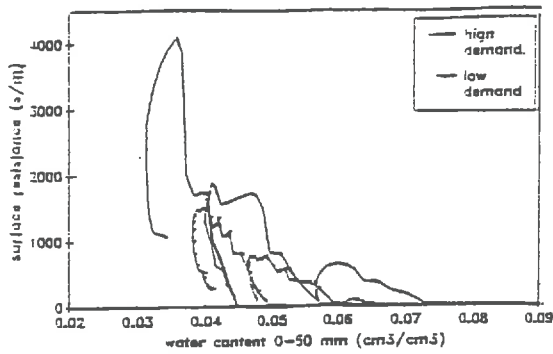


Figure 1.12 : Time series of soil surface resistance for high-demand and low-demand simulation plotted against soil water content for the 0- to 50-mm layer (d'après Daamen et Simmonds [1996])

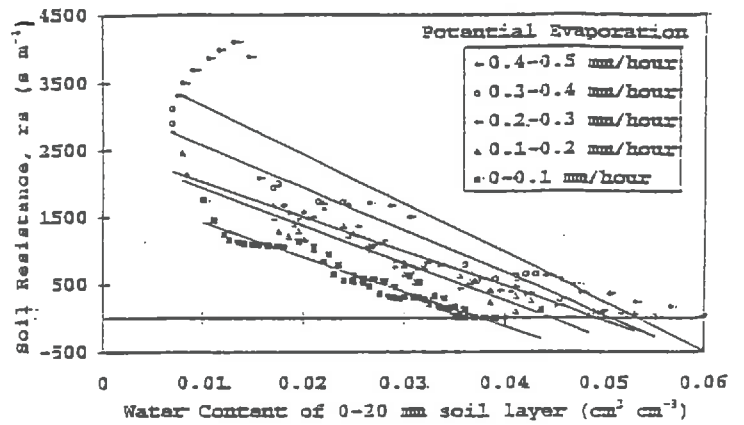


Figure 1.13 : Surface resistance plotted against water content for five ranges of potential evaporation. Linear regression lines for the five data ranges are also plotted (d'après Daamen et Simmonds [1996])

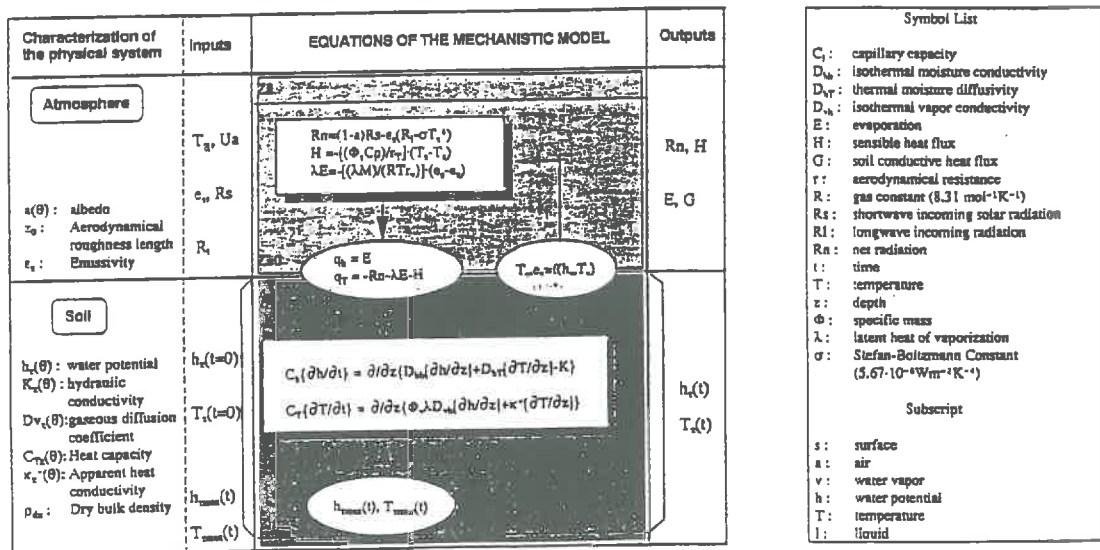


Figure II.1 : Description schématique du modèle mécaniste (d'après Chanzy et Bruckler [1993])

également un rôle important. En effet, les flux de réalimentation hydrique de la surface évaporante favorise l'évaporation par faible demande climatique et devient limitante par forte demande climatique sans θ_{0-5cm} que varie fortement.

L'influence de E_p qu'on observe à l'échelle de la journée aura sûrement des répercussions d'une période climatique à l'autre. En d'autres termes pour θ_{0-5cm} donnée la valeur de r_s obtenue en plein été risque d'être différente de celle obtenue en hiver.

De plus, il observe des relations différentes d'un sol à l'autre et une dispersion des points importante (voir *figure I.11*).

Pour un même type de sol, lorsqu'on s'approche d'une situation de dessèchement c'est-à-dire pour de faibles valeurs de θ_{0-5cm} , r_s présente d'importantes variations sans qu'elles soient accompagnées d'une modification significative de θ_{0-5cm} . Dans ces gammes d'humidité, θ_{0-5cm} n'apporte pas une information sur r_s car pour une même valeur de θ_{0-5cm} , r_s peut varier de beaucoup.

Daamen [1993], Daamen et Simmonds [1996] confirment ces résultats et montrent que r_s ne dépend pas seulement de θ_{0-5cm} mais aussi de la demande climatique (voir *figure I.12*). Ils proposent une paramétrisation de r_s qui tient compte de classes d'évaporation potentielle (voir *figure I.13*).

4. Conclusion partielle

Nous avons mis en exergue au cours de cette étude préliminaire, deux types de modèles d'estimation de l'évaporation des sols nus :

- modèle de *Penman-Monteith*
- modèle de la *β -méthode*

Ces deux modèles diffèrent entre autre par les données d'entrée qu'il faut leur fournir, notamment, l'un exige la connaissance de E_p , l'autre de T_s .

Cependant, tous les deux modèles ont recouru à des relations dont les paramètres ne sont accessibles que par ajustement à partir de jeux de données partiels. De tels jeux :

- font intervenir des paramètres qui dépendent uniquement du type de sol
- ne prennent pas en compte explicitement la demande climatique dans la relation

$$r_s = f(\theta_{0-5cm}).$$

Afin de bien cerner les domaines de validité des modèles retenus, il convient de les étudier sur un jeu de données couvrant une grande variété de sols, de conditions hydriques et de sollicitations climatiques.

II / MATERIEL ET METHODES

1. Simulation des données par le modèle de référence

Le système physique utilisé par le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur (appelé par la suite **modèle mécaniste**) est constitué de l'air, de l'interface sol-atmosphère et du sol (voir *Annexe IV* pour plus de détail).

Le schéma de fonctionnement d'ensemble du modèle de référence présenté sur la *figure II.1* met en avant le couplage entre le modèle de transfert d'eau et de chaleur dans le sol avec la modélisation des flux convectifs et le bilan d'énergie.

Pour obtenir les paramètres et les variables d'entrée des modèles retenus, nous allons dans la

Identification climat	Ep _j moyenne (mm/j)	Ep _j min (mm/j)	Ep _j max (mm/j)	Part radiat. moyenne (mm)	Part convect. moyenne (mm)
Jeu de données principal					
"Juil"	5.30	3.72	7.46	3.00	2.30
"Aout"	4.38	1.29	8.91	2.31	2.06
"Octo"	0.97	0.25	1.80	0.71	0.27
"Mars"	4.88	3.64	7.44	0.78	4.10
"Nove"	0.93	0.10	2.10	0.47	0.47
Jeu de données complémentaire					
"Fevr"	1.07	0	2.25	0.18	0.87
"Mai1"	5.01	3.26	8.07	2.54	2.47
"Aou2"	4.72	3.53	6.32	2.59	2.13
"Sep3"	2.14	0.52	3.84	1.60	0.55

Tableau II.1 : Caractéristiques des séquences climatiques des jeux de données (d'après Chanzy, [1991])

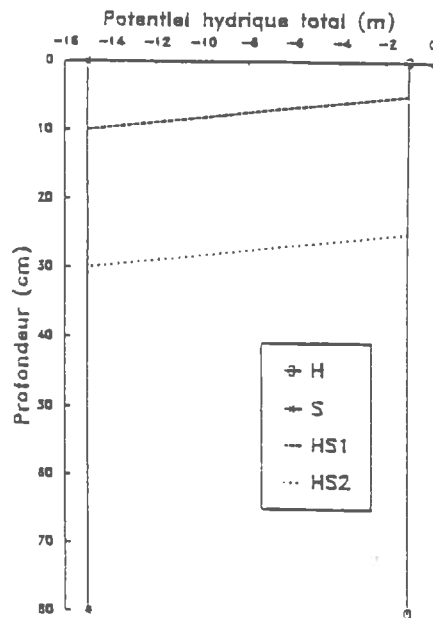


Figure II.2 : Profils initiaux de potentiel hydrique pour les simulations du jeu de données principal (d'après Chanzy, [1991])

suite, reprendre la version du modèle de référence dont les propriétés hydrodynamiques sont celles utilisées ou calées par Chanzy [1991].

2. Contenu des jeux de données utilisés lors des simulations

2.1 Le jeu de données principal

Pour travailler sur un jeu de données qui présente une variabilité pédo-climatique, nous avons constitué trois jeux de données contenant :

- trois types de sol “**limon-argileux**” (site de Poirson), “**limon-sableux**” (site de Collias) et “**argileux**” (site des Vignères)

- **cinq séquences climatiques** (*Juillet, Août, Octobre, Novembre, Mars*) de 15 jours.

Les données climatiques sont celles de la station de bioclimatologie de l'INRA d'Avignon (voir *tableau II.1*).

- **quatre situations initiales d'humidité** : *sol humide (H), sol sec (S), sol initialement sec qui a reçu, soit une petite pluie (HS1), soit une pluie plus importante de quelques mm (HS2)* (voir *figure II.2*).

Ce qui fait au total, **20 simulations** pour chaque type de sol et **60 simulations** pour l'ensemble.

2.2 Le jeu de données complémentaire pour la validation

Ce qui est différent du précédent jeu de données, ce sont les conditions climatiques . A chaque type de sol associe **quatre séquences climatiques** (Février, Mai, Août, Septembre) de **15 jours** et reprend uniquement le *profil initial humide (H)* comme situation initiale d'humidité.

2.3 Grandeurs extraites du modèle de référence

Nous avons effectué des simulations de données à partir du modèle de référence. Chacune des simulations de référence contient

- E_{ref} : *évaporation de référence*
c'est une variable de sortie du modèle mécaniste
- *des données climatiques* : ce sont des données d'entrée du modèle mécaniste
 - Vitesse du vent U_a
 - Température de l'air T_a
 - Pression partielle de vapeur d'eau à la température T_a : $p_v(T_a)$
- $\theta_{0-5\text{ cm}}$: *humidité volumique moyenne de la couche de sol 0-5 cm*
elle est intégrée sur les cinq premiers centimètres de la couche de sol
- Ψ_s : *potentiel matriciel de la surface*
c'est une variable de sortie du modèle mécaniste
- T_s : *température de surface*

c'est une variable de sortie du modèle mécaniste

- $P_{sat}(T_s)$: *pression partielle de vapeur saturante à la surface*
elle est calculée à l'aide de T_s et Ψ_s
- *Humidités spécifiques*
elles sont calculées à partir des relations suivantes [Brutsaert, 1982]:

$$q_a = \frac{0,622 p_v(T_a)}{P_{atm} - 0,378 p_v(T_a)}$$

$$q_{sat}(T_s) = \frac{0,622 P_{sat}(T_s)}{P_{atm} - 0,378 p_{sat}(T_s)}$$

- LEp_{ref} : *évaporation potentielle de référence*

elle est calculée à l'aide de la formule de Penman [1948] qui tient compte de données climatiques (voir *Annexe I* pour le détail des calculs) :

$$Ep = \frac{\gamma}{P' + \gamma} Ea + \frac{P'}{P' + \gamma} (R_n + G)$$

où

Ea est l'évaporation de la surface si elle était à la température de l'air [W/m^2]

γ est la constante psychrométrique [Pa/K]

P' est la dérivée de la pression partielle de vapeur saturante à la température de rosée

R_n est le rayonnement net [W/m^2]

G est le flux de conduction dans le sol [W/m^2]

R_n et G sont des variables de sortie du modèle mécaniste.

Cependant, il existe deux manières de considérer l'évaporation potentielle qui répondent toutes les deux aux hypothèses de Penman. Chanzy [1991] montre que ces deux approches aboutissent à des résultats différents Ep et Ep_0 .

- Ep_0 est l'évaporation que nous aurions sur une surface de référence susceptible de satisfaire en permanence la demande évaporative. Cette surface qui est en permanence bien alimentée en eau a un fonctionnement hydrique et énergétique qui lui est propre. Ces considérations laissent transparaître l'ambiguïté que soulève la notion d'évaporation potentielle sur les sols nus. Puisque le sol joue un rôle important dans les échanges énergétiques avec l'atmosphère indépendamment des conditions climatiques, le choix d'une surface de référence "sol nu" ne peut pas permettre de calculer de façon standard l'évaporation potentielle.

- Ep est l'évaporation de la surface étudiée (sol nu, par exemple) si nous faisons la seule hypothèse que la disponibilité en eau n'est pas limitante. Ep caractérise alors l'énergie réellement disponible au niveau de la surface d'étude pour l'évaporation et n'est accessible que par calcul [Katul et Parlange, 1992 ; Parlange et Katul, 1992].

Dans la suite, nous choisirons Ep pour décrire l'évaporation potentielle [Chanzy, 1991]. Ce choix est guidé par le fait que c'est ce formalisme qui est pris en compte dans l'équation de Penman-Monteith. Mais dans la pratique l'introduction d'une telle grandeur comme variable d'entrée pose le problème de son estimation. Nous n'aborderons pas ce point dans ce travail.

Penman-Monteith

β -méthode

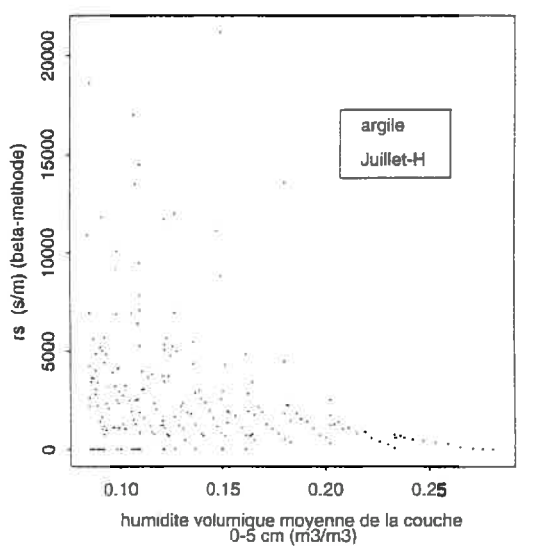
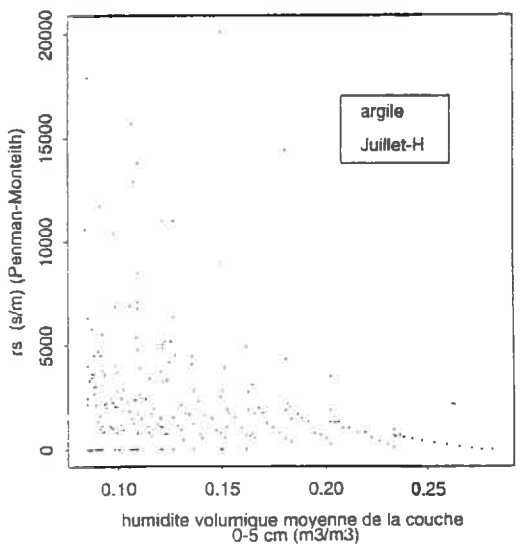
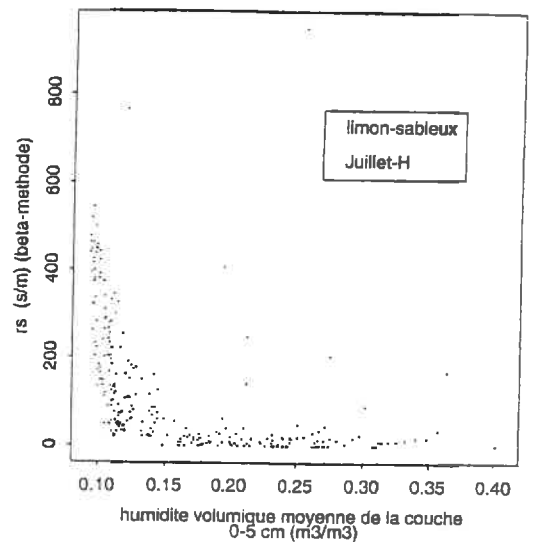
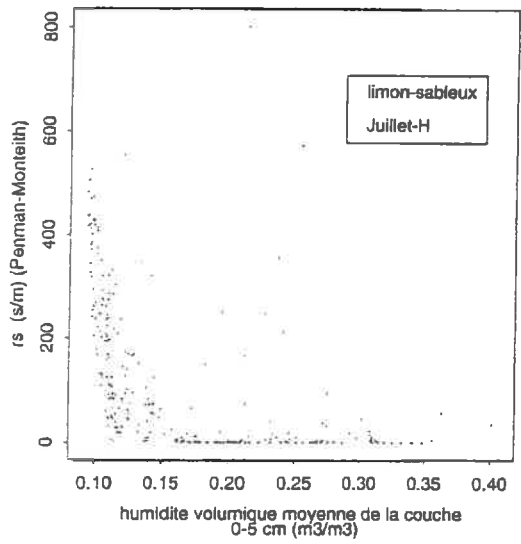
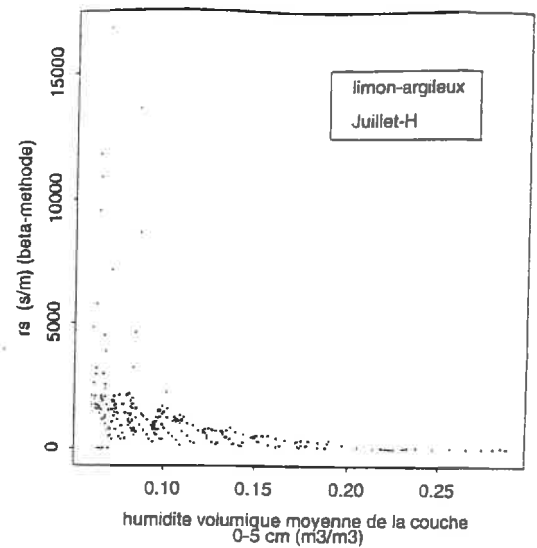
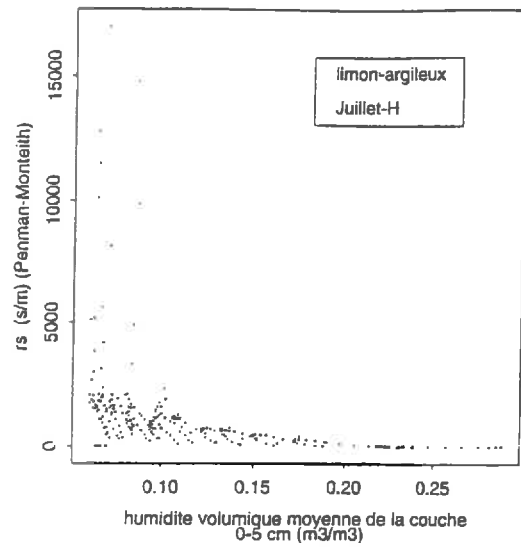


Figure III.1 : représente la résistance de surface r_s en fonction de $\theta_{0-5\text{cm}}$ pour les trois types de sol, climat du mois de "Juillet", profil initial (H)

3. Calcul des résistances

3.1 Calcul de la résistance aérodynamique

La résistance aérodynamique est calculée à l'aide de l'équation (I.5)

3.2 Calcul de la résistance de surface

- Modèle de Penman-Monteith
rs est extraite de l'équation de Penman-Monteith,

$$\text{soit } r_s = \frac{P' + \gamma}{\gamma} \left[\frac{LE_{p_{ref}}}{LE_{ref}} - 1 \right] - r_a$$

tous les termes étant précédemment calculés.

- Modèle de la β -méthode
de même, rs est extraite de l'équation de la β -méthode,

$$\text{soit } r_s = \rho_a \left[\frac{q_{\text{sat}}(T_s) - q_a}{LE_{ref}} \right] - r_a$$

III / RESULTATS

1. Relations entre r_{sh} (base horaire) et $\theta_{0.5cm}$

1.1 Relation $r_{sh} = f(\theta_{0.5cm})$

La **figure III.1** représente la relation $r_{sh} = f(\theta_{0.5cm})$ pour les trois types de sol pour un climat de "Juillet" et un profil hydrique initial (H) en fonction de l'humidité de $\theta_{0.5cm}$. Des variations de rs très importantes sont observées, identiques à celles trouvées par *Chanzy [1991]* et *Passerat de Silans [1986]*. Une des raisons de la forte dispersion est la variabilité diurne de r_s . Celle-ci varie dans des proportions beaucoup plus grandes que $\theta_{0.5cm}$ si on se réfère à la gamme de variation de ces paramètres. Pour prendre en compte cette variabilité, plusieurs choix s'offre à nous, notamment :

- soit déterminer une relation $r_s = f(\theta_{0.5cm})$ qui prend en compte des cycles diurnes
- soit estimer un r_s journalier qu'on cherchera à optimiser pour représenter au mieux les flux au cours de la journée.

C'est la deuxième possibilité qui a été retenue dans ce travail, car elle est plus simple à mettre en œuvre. Nous travaillerons sur des pondérations de r_s .

1.2 Pondérations de r_{sj}

Pour mieux calculer r_{sj} , nous avons testé deux types de pondération (pondération avec E et pondération avec E_p) qui ont pour objectif de privilégier les valeurs de r_{sh} lorsque l'évaporation est importante:

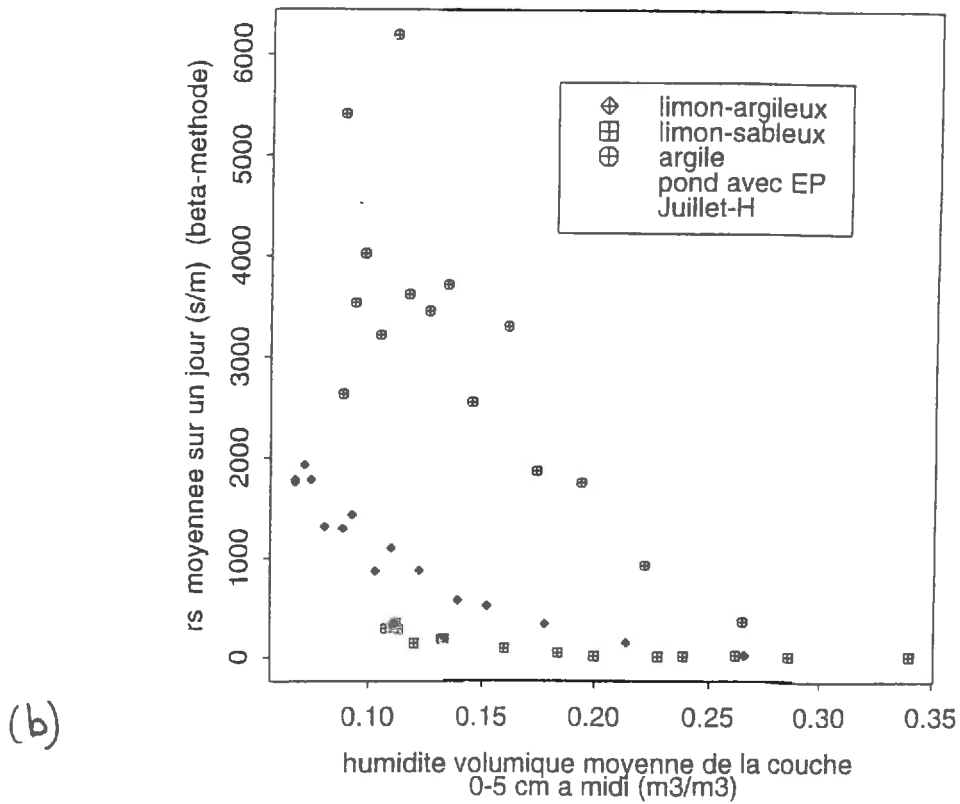
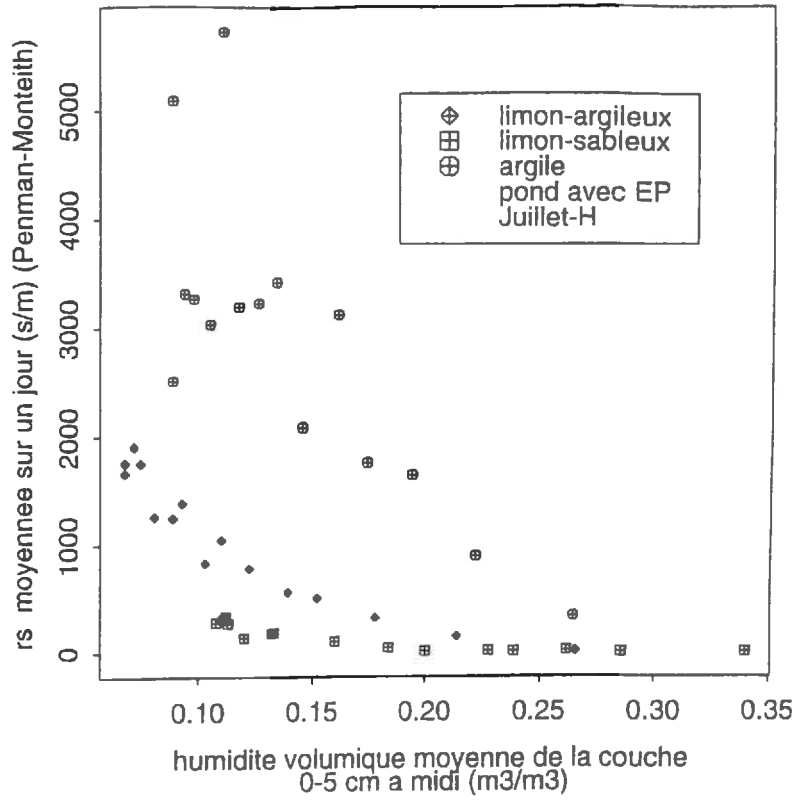


Figure III.2 : Relations $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ pour les modèles de **Penman-Monteith** et de la **β -méthode**, $\theta_{0-5cm, 12h}$ est la valeur obtenue à midi : (a), (b), (c), (d), (e), (f) pour la **pondération Ep**, profil initial H, climat de "Juillet".

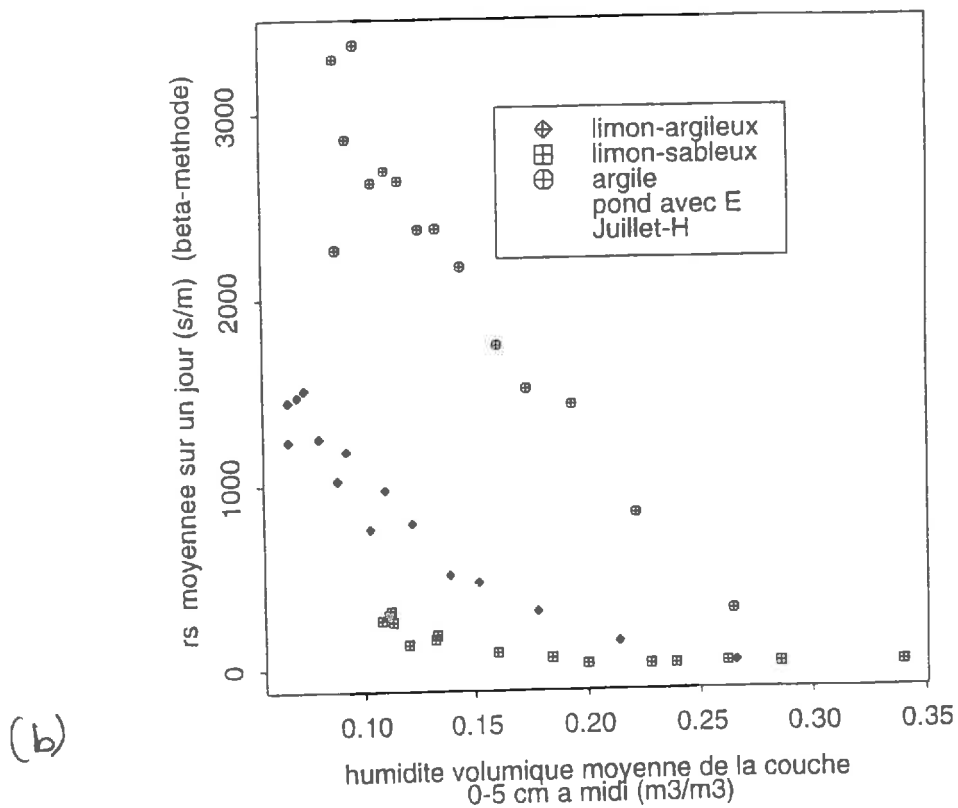
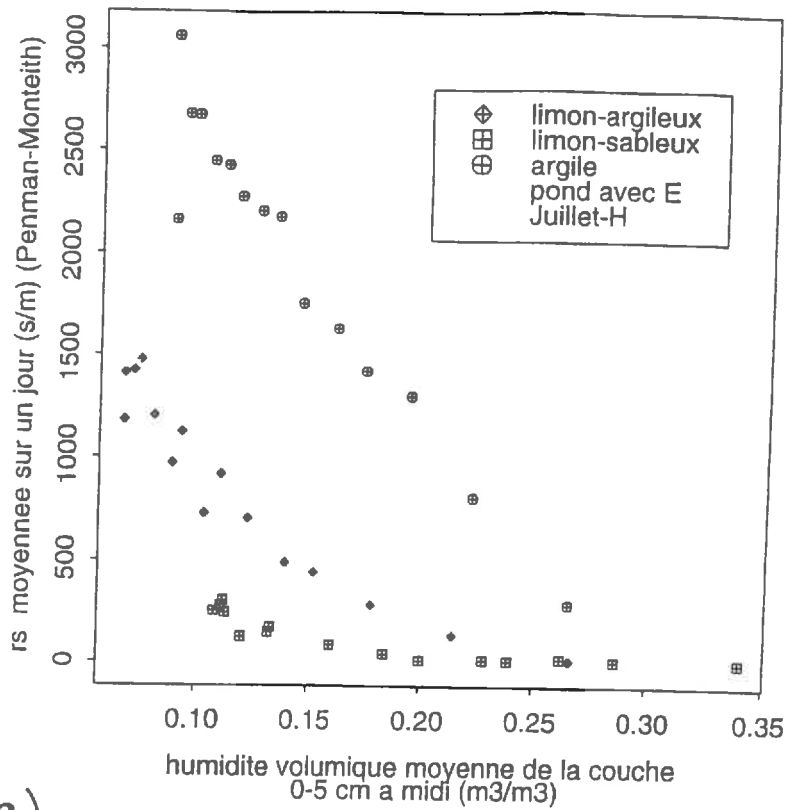


Figure III.3 : Relations $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ pour les modèles de **Penman-Monteith** et de la β -**méthode**, $\theta_{0-5cm, 12h}$ est la valeur obtenue à midi : (a), (b), (c), (d), (e), (f) pour la **pondération E**, profil initial H, climat de "Juillet".

(III.1)

$$rs_j = \sum_{h=1}^{h=24} rs_h \frac{LEp_{ref,h}}{\sum_{h=1}^{h=24} LEp_{ref,h}}$$

$$rs_j = \sum_{h=1}^{h=24} rs_h \frac{LE_{ref,h}}{\sum_{h=1}^{h=24} LE_{ref,h}}$$

(III.2)

Nous avons filtré les valeurs aberrantes de rs dues au calcul de $\frac{LE}{LEp}$ en phase nocturne. En effet, pendant cette période, LEp et LE prennent des valeurs voisines qui sont proches de zéro, cela peut entraîner des variations considérables du rapport $\frac{LE}{LEp}$ qui ne seraient que des instabilités numériques. Ce filtrage correspond à des valeurs de $Ep < 20W.m^{-2}$.

2. Relations entre rs_j (base journalière) et $\theta_{0-5cm,12h}$

2.1 Relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$

rs_j est calculée à l'aide des deux types de pondération donnés par les équations (III.1) et (III.2). A partir des figures III.2 a, b, c, d, e, f et III.3 a, b, c, d, e, f qui représentent la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$ établit dans le cas des modèles de Penman-Monteith de la β -méthode respectivement en fonction de $\theta_{0-5cm,12h}$ (*humidité volumique moyenne de la couche de sol 0-5cm mesurée à midi pour toutes les journées disponibles*) ; nous pouvons faire plusieurs observations :

Pour une même pondération et pour un même modèle, la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$ pour une humidité donnée n'est pas la même d'un sol à l'autre. Cette différence est liée à la disponibilité en eau pour l'évaporation pour une humidité $\theta_{0-5cm,12h}$ donnée. Cette influence est la résultante des propriétés hydrodynamiques. En effet, $\Psi(\theta)$ donne le potentiel de la surface qui joue sur le gradient de pression partielle entre la surface et l'atmosphère. De plus, $K(\theta)$ et $\Psi(\theta)$ engendrent des gradients hydriques différents qui ont une incidence sur l'évaporation et la localisation des sites évaporatifs.

D'autre part, pour une même valeur de $\theta_{0-5cm,12h}$, rs_j peut varier de beaucoup, environ 1000 s/m. Ce qui montre la difficulté d'estimer rs_j avec la seule information $\theta_{0-5cm,12h}$.

2.2 Evaporation estimée à partir de rs_j

Nous nous intéressons ici à titre d'illustration au cas du sol "limon-argileux" (*sol intermédiaire aux trois types de sol étudié*) pour le climat de "Juillet" et le profil initial humide (H). Ce choix se justifie par la volonté de couvrir une large gamme de valeurs des variables étudiées.

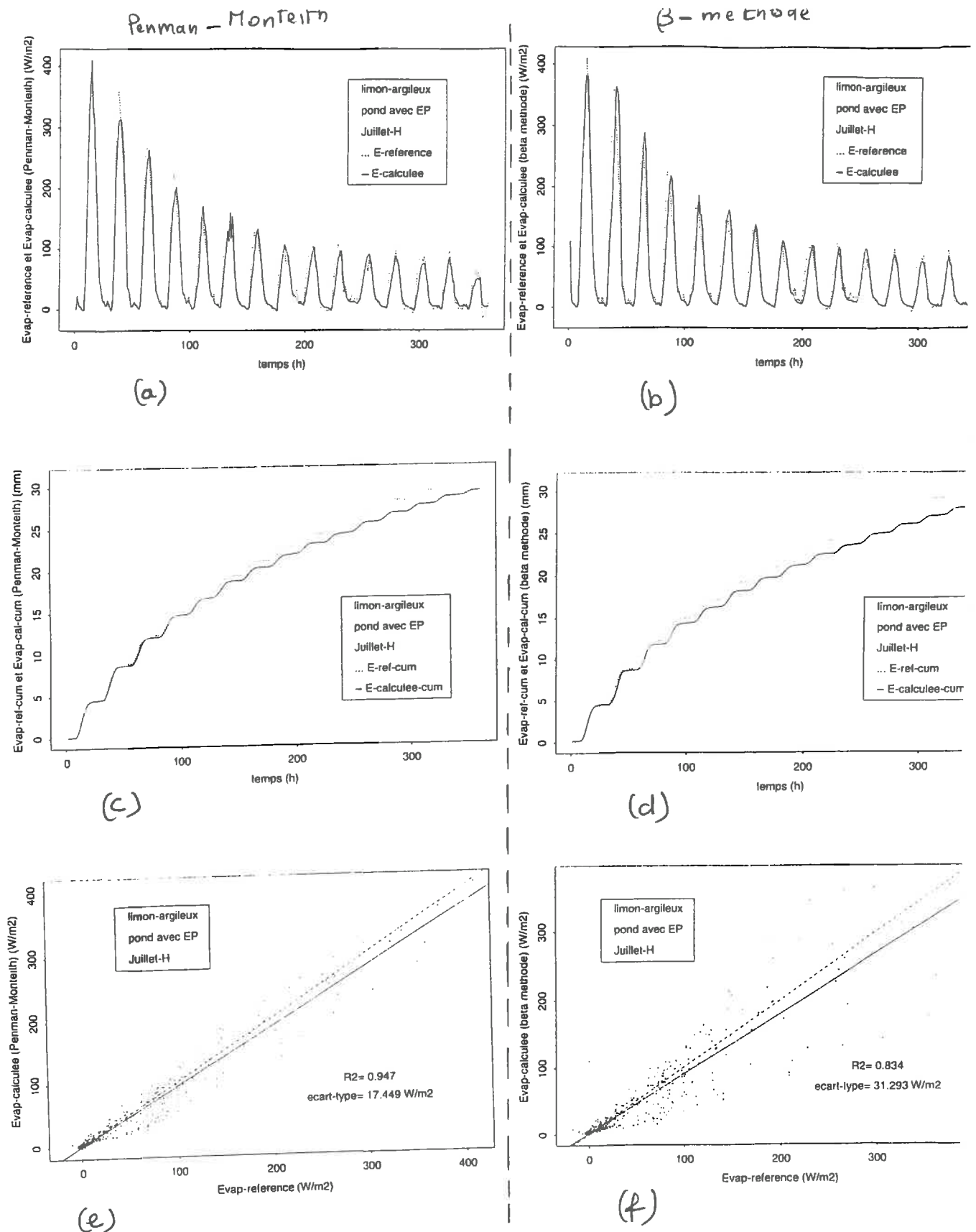


Figure III.4 : Comparaison de l'évaporation et de l'évaporation cumulée calculée respectivement avec les modèles de **Penman-Monteith** et de la **β -méthode** et de l'évaporation et de l'évaporation cumulée du modèle de référence pour la **pondération Ep**, profil initial humide (H).

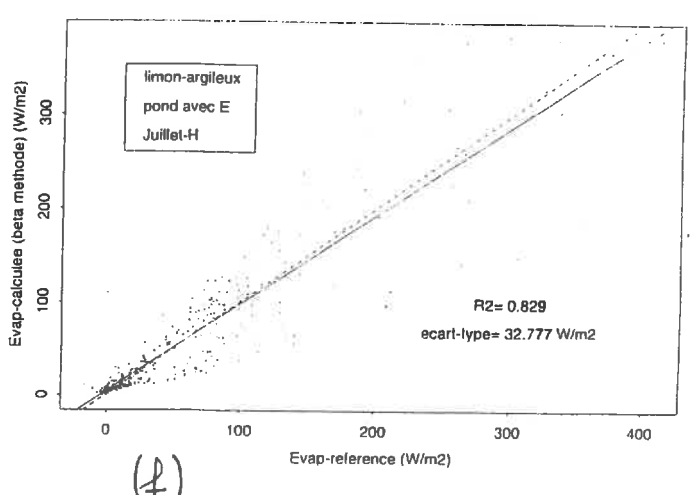
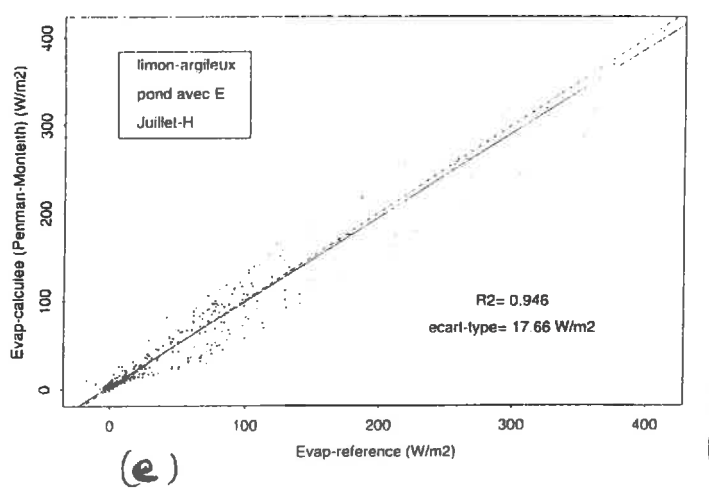
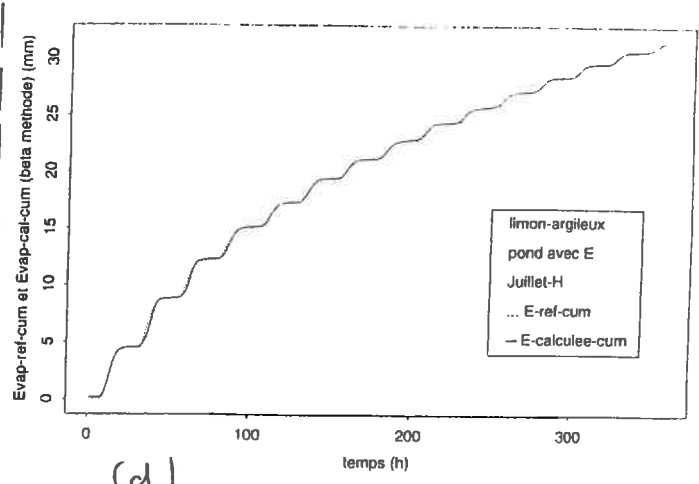
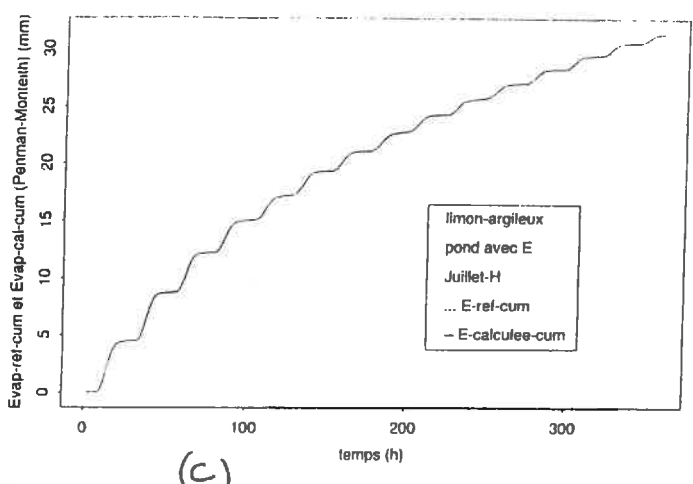
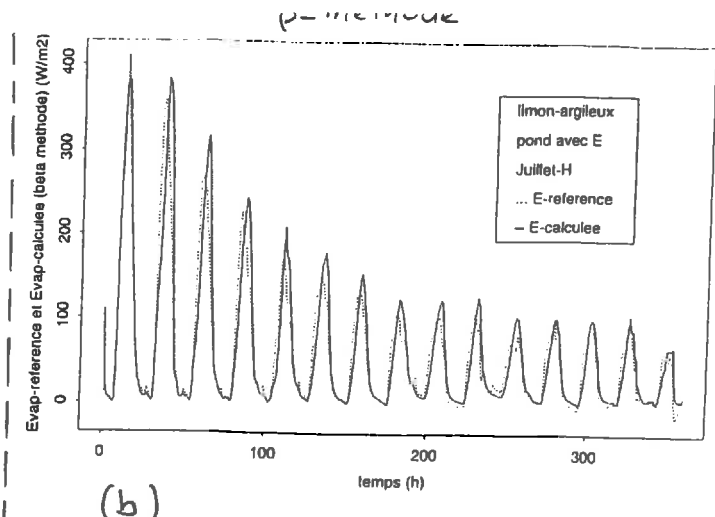
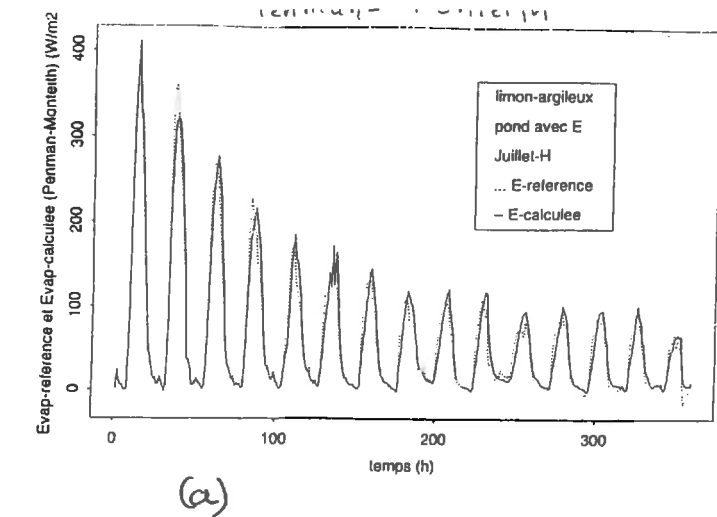


Figure III.5 : Comparaison de l'évaporation et de l'évaporation cumulée calculée respectivement avec les modèles de **Penman-Monteith** et de la **β-méthode** et de l'évaporation et de l'évaporation cumulée du modèle de référence pour la **pondération E**, profil initial humide (H).

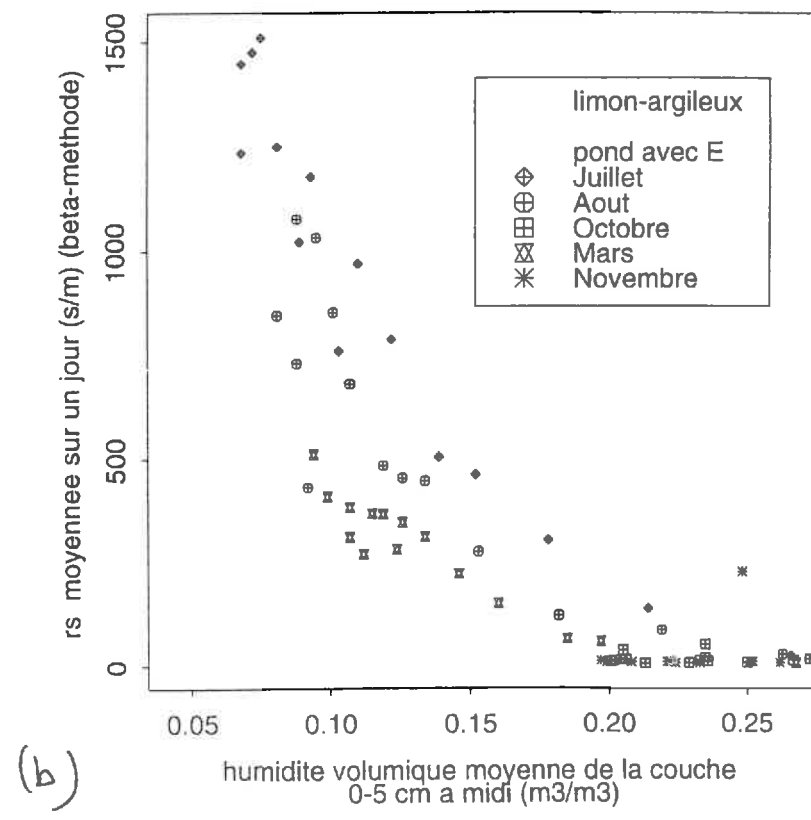
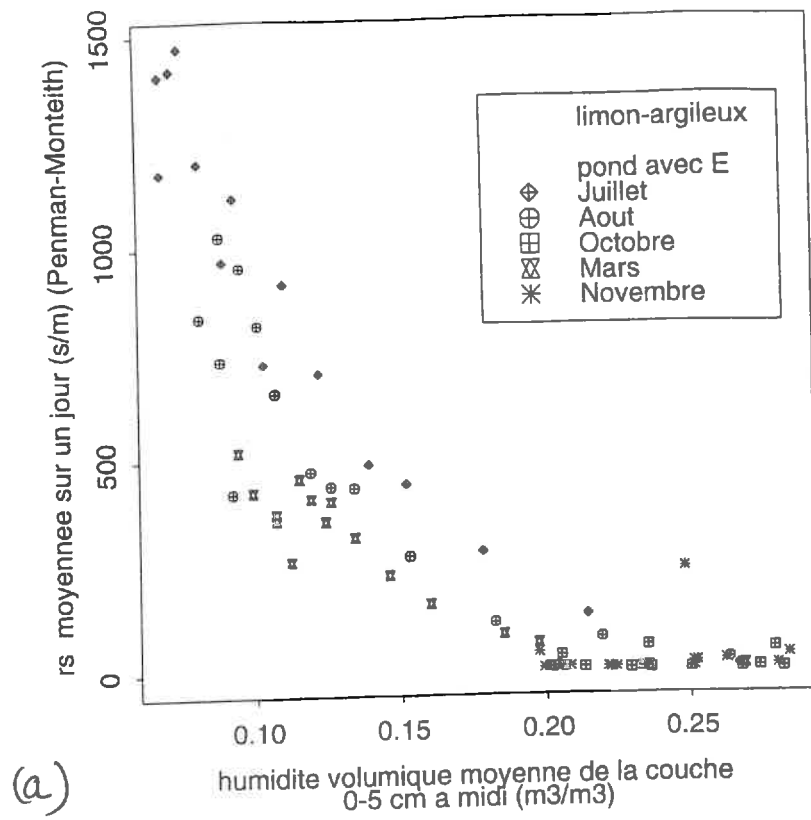
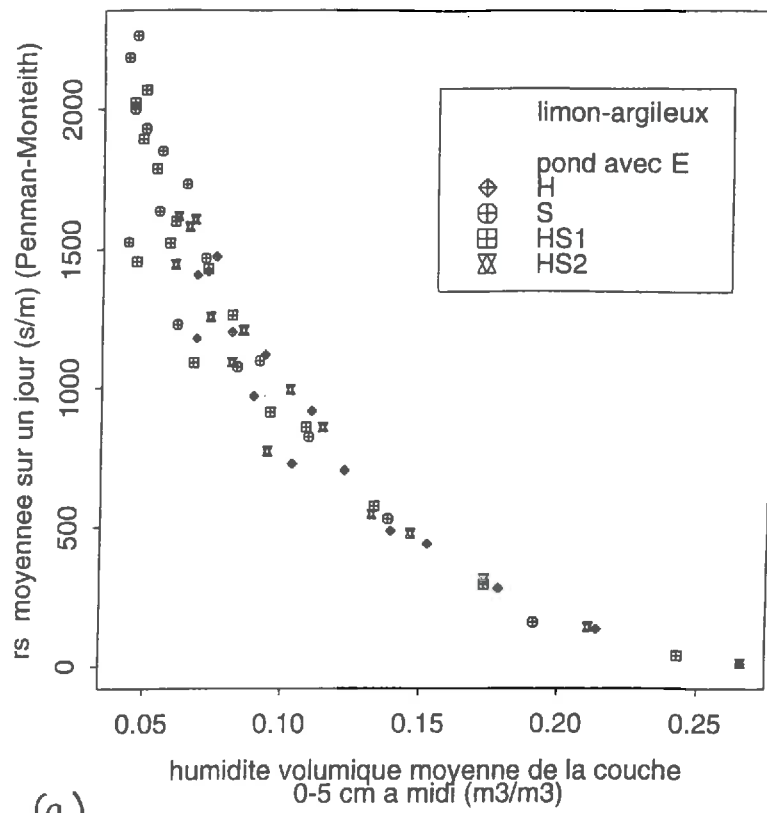
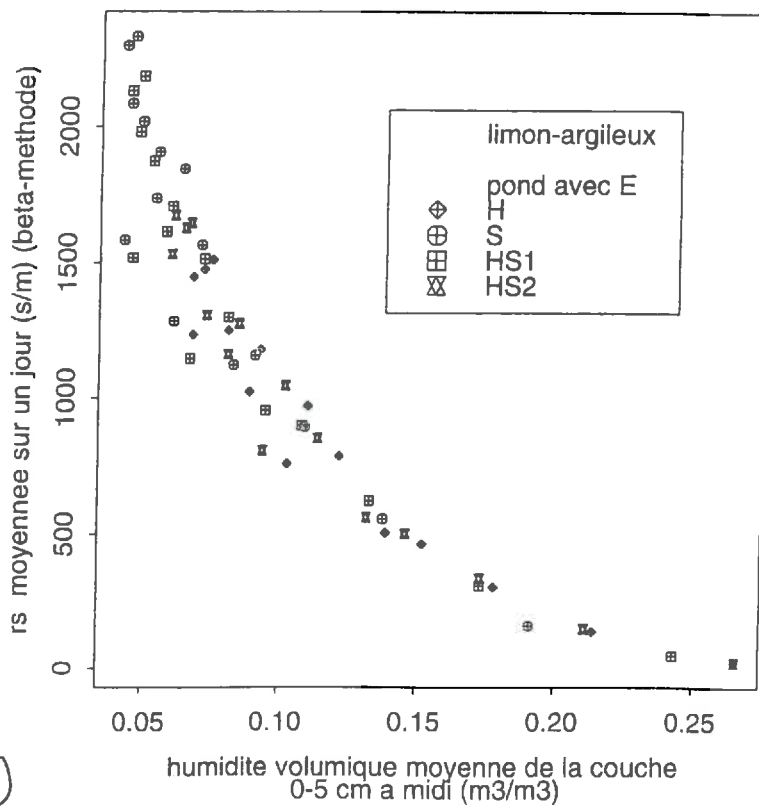


Figure III.6 : Influence du climat sur la restitution de l'évaporation pour la pondération E, sol limon-argileux, profil initial humide (H).



(a)



(b)

Figure III.7 : Influence du profil hydrique initial sur la restitution de l'évaporation pour la pondération E, sol limon-argileux, pour le climat de Juillet.

<i>Penman-Monteith</i>					<i>β-méthode</i>			
<i>Sol</i>	Ecart-type [W.m ⁻²]		R ²		Ecart-type [W.m ⁻²]		R ²	
	pond E	pond Ep	pond E	pond Ep	pond E	pond Ep	pond E	pond Ep
Limon-argileux	17,66	17,448	0,946	0,947	32,777	31,296	0,829	0,834
Limon-sableux	21,756	20,504	0,977	0,98	46,357	42,454	0,901	0,914
Argile	17,712	19,058	0,864	0,85	24,364	24,576	0,752	0,739

Tableau III.1 : Donne les écart-type et les coefficients de détermination de l'évaporation estimée avec les rs_j , pour les *deux pondérations*, climat de Juillet, profil initial H.

<i>Penman-Monteith</i>			<i>β-méthode</i>	
<i>Climat</i>	Ecart-type [W.m ⁻²]	R ²	Ecart-type [W.m ⁻²]	R ²
Mars	24,277	0,777	20,022	0,864
Juillet	17,66	0,946	32,777	0,829
Août	16,704	0,948	27,937	0,863
Octobre	2,097	0,999	8,057	0,976
Novembre	3,284	0,996	9,069	0,963

Tableau III.1 bis : Donne les écart-type et les coefficients de détermination de l'évaporation estimée avec les rs_j , pour la *pondération E* pour plusieurs climats, sol limon-argileux, profil initial H.

<i>Penman-Monteith</i>			<i>β-méthode</i>	
<i>Profil initial</i>	Ecart-type [W.m ⁻²]	R ²	Ecart-type [W.m ⁻²]	R ²
H	17,66	0,946	32,777	0,829
S	16,202	0,903	25,238	0,78
HS1	16,624	0,932	27,111	0,827
HS2	17,423	0,946	32,299	0,829

Tableau III.2 : Donne les écart-type et les coefficients de détermination de l'évaporation estimée avec les rs_j , pour la *pondération E* pour plusieurs profils initiaux, sol limon-argileux, climat de Juillet.

Les *figures III.4 a et b* et *III.5 a et b* montrent que, pour une pondération donnée, l'évolution diurne de l'évaporation est correctement restituée en début de journée, par contre les écarts en milieu de journée sont les plus importants. Ces deux périodes correspondent au moment où l'évaporation décroche de l'évaporation potentielle.

Les *figures III.4 d et III.5 d* et le *tableau III.1* montrent que les écart-type résiduels et les *coefficients de détermination R^2* sont identiques pour les deux types de pondération ; mais la comparaison des *figures III.4 c et III.5 c* montre que la pondération E restitue mieux les cumuls d'évaporation, ce qui nous fait adopter la loi de pondération associé cette grandeur pour décrire la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$.

Dans la suite de cette étude, nous adopterons cette loi de pondération.

2.3 Influence du climat sur la restitution de l'évaporation

Nous nous intéressons ici également à titre d'illustration au cas du sol "limon-argileux" pour un profil initial humide (H), pour étudier l'influence du climat (mois de Juillet, Août, Octobre, Novembre, Mars) sur l'évaporation.

Les *figures III.6 a et b* montrent la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$, pour une humidité donnée est différente selon le climat. Par exemple, Les données de mois de Mars sont en dessous du nuage de points alors que celles du mois de Juillet sont au dessus.

Les valeurs des écart-type (voir *tableau III.1 bis*) sont plus faible en Octobre et en Novembre car le sol dans ces deux périodes évapore à l'évaporation potentielle.

2.4 Influence du profil initial sur la restitution de l'évaporation

Les *figures III.7 a et b* montrent que l'effet "profil initial" n'est pas très marqué. Cela est dû vraisemblablement au fait que les gradients hydriques dans les cinq premiers centimètres du sol sont peu sensibles à l'état hydrique des couches plus profondes [Chanzy, 1991]. Les écart-type résiduels confirment l'absence de l'effet "profil initial" sur la restitution de l'évaporation (voir *tableau III.2*).

3. Modèle de résistance de surface utilisant la variable $\theta_{0-5cm,12h}$

Dans cette partie, nous essayons d'établir un modèle de résistance surface afin d'appréhender sa dynamique journalière voire saisonnière.

3.1 Détermination de la forme analytique du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm,12h})$

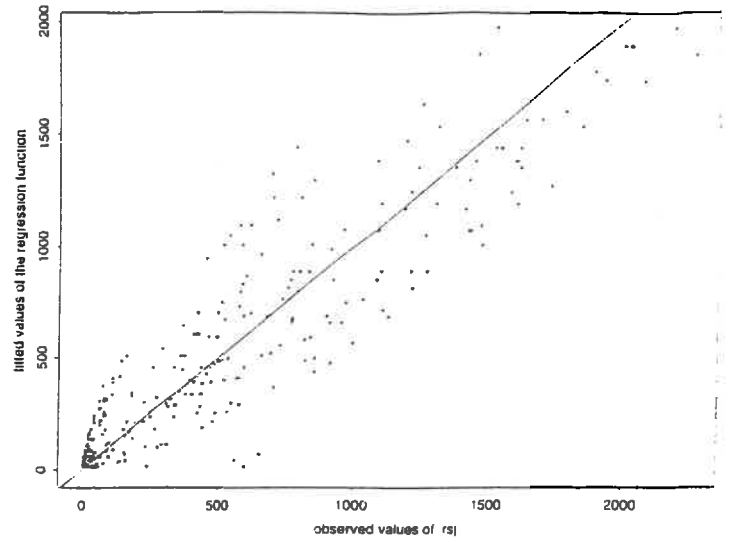
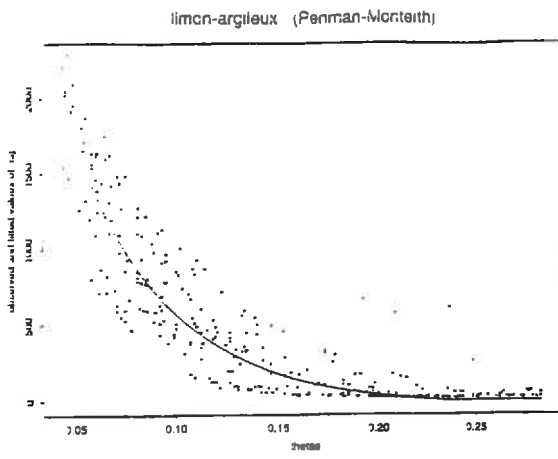
Les différentes étapes de la construction de se modèle découlent de plusieurs faits observés dans la littérature.

P_1 : il existe un θ_{seuil} au dessus duquel l'évaporation est potentielle (correspond à la *phase I* de l'évaporation décrite dans la partie *I.2*)

P_2 : pour $\theta = \theta_{seuil}$ on a $rs = 0$

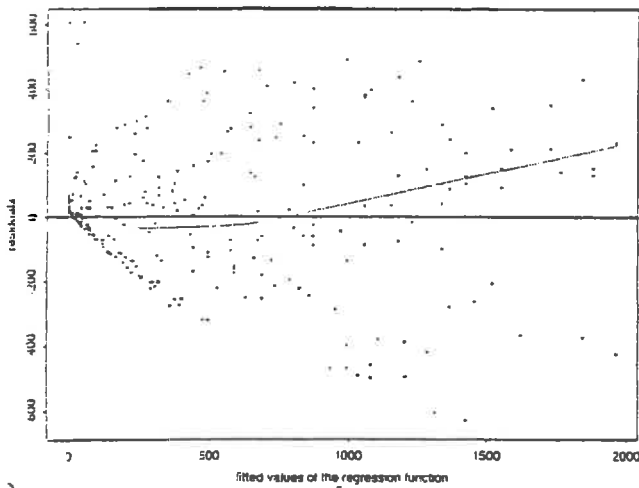
Le nuage de points de la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h})$ provenant, pour chaque type de sol, du jeu de donnée regroupant l'ensemble des rs_j de toutes les simulations relatives à ce sol, a une forme exponentielle décroissante. (voir *figure III.8 a et III.9 a*) ce qui est conforme à la plupart des

limon-argileux (Penman-Monteith)



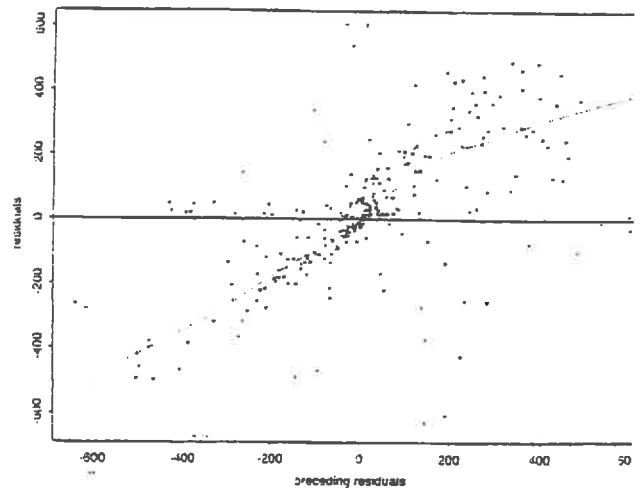
(a)

limon-argileux (Penman-Monteith)



(b)

limon-argileux (Penman-Monteith)



(c)

Figure III.8 :

- (a) : représente la variation de rs_j provenant du modèle de **Penman-Monteith** dans le cas du limon-argileux.
- (b) : représente la courbe d'évolution des résidus en fonction de rs_j ajusté du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h})$
- (c) : représente l'autocorrélation des résidus liée aux rs_j ajustées.

travaux sur ce sujet.

On pose alors : $rs(\theta_{0.5cm,12h,i}) = a e^{-b\theta} + c$

L'introduction de P_1 et P_2 dans cette relation conduit à :

$$rs(\theta_{0.5cm,12h,i}) = a e^{-b(\theta - \theta_{seuil})} + c$$

puis $rs = 0$ pour $\theta = \theta_{seuil}$ donne $a = -c$

d'où

$$rs(\theta_{0.5cm,12h,i}, p) = a [e^{-b(\theta - \theta_{seuil})} - 1] \quad \text{pour } \theta < \theta_{seuil}$$

$$rs=0 \quad \text{pour } \theta > \theta_{seuil}$$

La formulation générale du modèle de régression s'écrit alors sous la forme suivante :

$$rs_j(i) = rs(\theta_{0.5cm,12h,i}, p) + \varepsilon_i$$

où

rs_j correspond aux valeurs de la résistance de surface pondérées avec E provenant de la concaténation de l'ensemble des simulations dans le cas du limon-argileux.

i est l'indice d'observation

rs est appelée ici fonction de régression dépendant d'un paramètre p :

$$rs(\theta_{0.5cm,12h,i}, p) = a [e^{-b(\theta - \theta_{seuil})} - 1] \quad \text{(III.3)}$$

$$rs = 0 \quad \text{pour } \theta > \theta_{seuil}$$

$\theta_{0.5cm,12h,i}$ est une des valeurs mesurées de l'humidité volumique (variable indépendante)

p est le jeu de paramètres à estimer du modèle de régression [$p=(a, b, \theta_{seuil})$]

$\varepsilon = (\varepsilon_i)_i$ est l'erreur aléatoire de variance homogène [$\text{var}(\varepsilon_i) = \sigma^2$]

3.2 Ajustement de la relation $rs_j = f(\theta_{0.5cm,12h})$

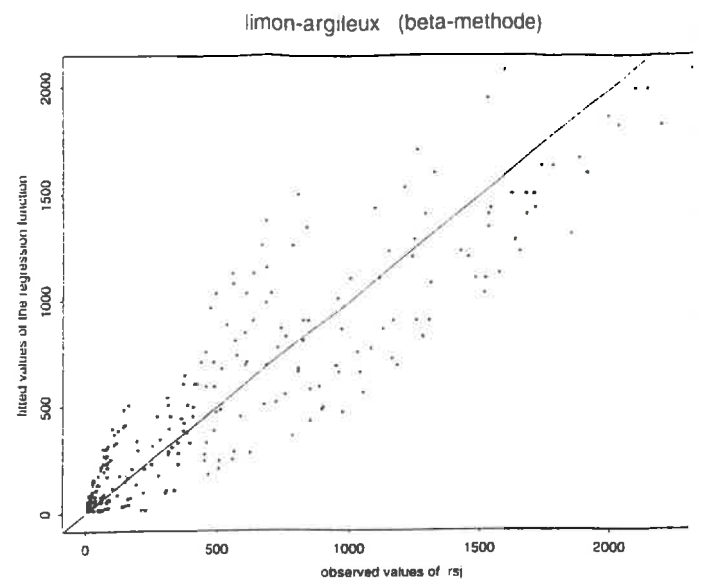
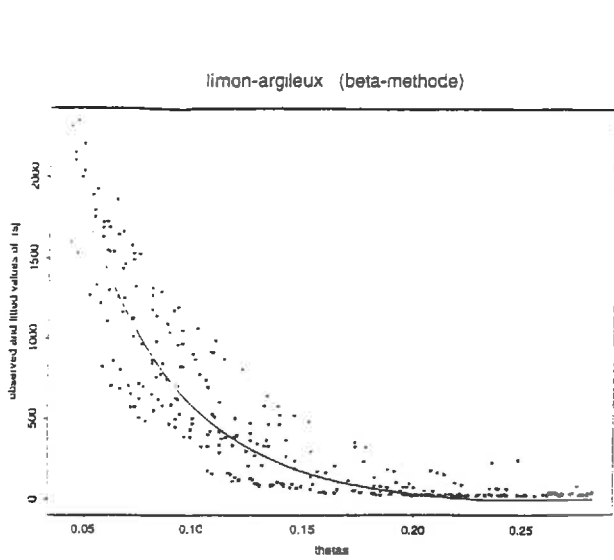
3.2.1 Procédure de calage

La procédure de calage de ce modèle [Delécolle et al., 1995] consiste à estimer la valeur de p en minimisant [Tomassone et al., 1983 ; Huet et al., 1992 ; Huet et al., 1996] les écarts entre les valeurs des rs_j pondérées (voir III.3.1) et des $rs(\theta_{0.5cm,12h,i}, p)$.

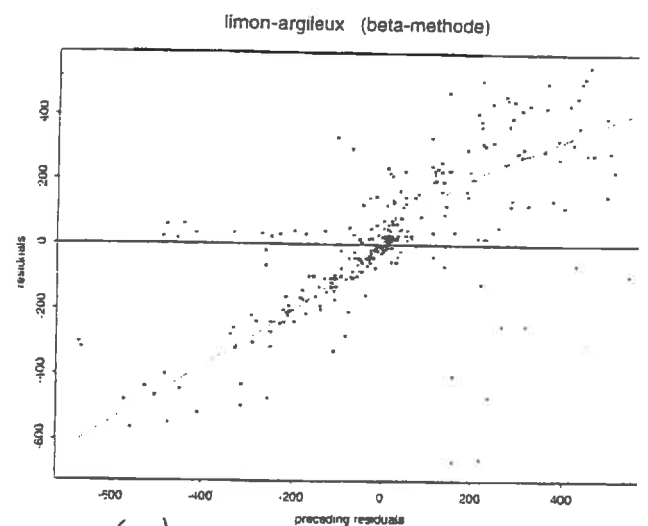
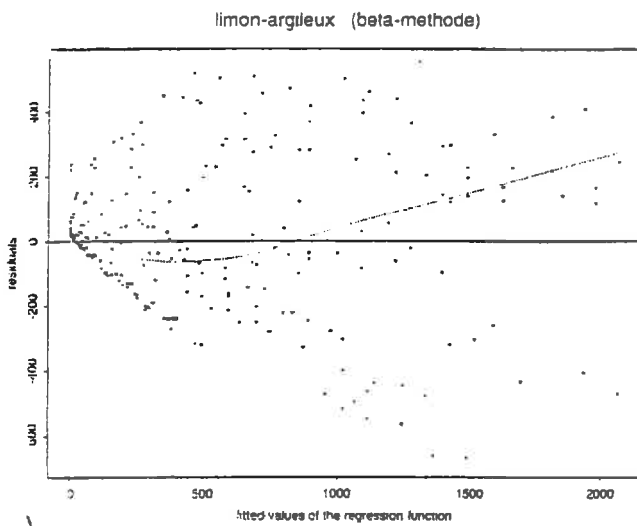
Le **critère d'arrêt** que nous nous sommes fixés est le suivant : les valeurs des paramètres sont estimées dès qu'elles satisfont le **critère du maximum de vraisemblance** (voir Annexe V) avec une variance résiduelle homogène. En comparant le critère précédent à celui des moindres carrés nous avons constaté que le choix du critère n'avait que peu d'incidence sur la valeur des paramètres estimés. Le jeu des paramètres a, b, θ_{seuil} ainsi calibrés constitue le jeu de paramètres optimaux qui permet d'ajuster le modèle.

La procédure de calage a été réalisée à l'aide de la "bibliothèque *nls2*" de *S-Plus* développé par l'INRA qui utilise la méthode itérative de convergence (avec "descente" vers le minimum) de **Gauss-Marquardt** [Marquardt, 1963].

L'intérêt de cette méthode dite aussi du gradient conjugué est que, s'il existe un minimum unique, la méthode converge en un nombre fini d'itérations



(a)



(b)

(c)

Figure III.9 :

- (a) : représente la variation de rs_j provenant du modèle de la β -**méthode** dans le cas du limon-argileux.
- (b) : représente la courbe d'évolution des résidus en fonction de rs_j ajusté du modèle $rs = f(\theta_{0.5cm, 12h})$
- (c) : représente l'autocorrélation des résidus liée aux rs_j ajustées.

3.2.2 Résultats du calage

A partir d'un jeu initial de paramètres pris dans la littérature, la suite de jeu de paramètres tend vers le point correspondant au minimum du critère du maximum de vraisemblance. Nous travaillerons ici uniquement sur le limon-argileux.

Les *tableau III.3* et *III.4* représentent ce jeu de paramètres optimaux qui a satisfait au critère d'arrêt pour un sol limon-argileux, respectivement dans le cas du modèle de Penman-Monteith et celui de la β -méthode.

Paramètre	Valeur initiale	Valeur estimée	Ecart-type	Intervalle de confiance
a	50 (s/m)	37,10	34,23	[-30,6 ; 104,83]
b	19 (m ⁻³ .m ³)	20,75	1,35	[18,1 ; 23,4]
θ_{seuil}	0,20 (m ³ .m ⁻³)	0,235	0.034	[0,17 ; 0,30]

Tableau III.3 : Caractéristiques statistiques des paramètres lors de la phase de calibration pour un sol limon-argileux, au modèle de Penman-Monteith

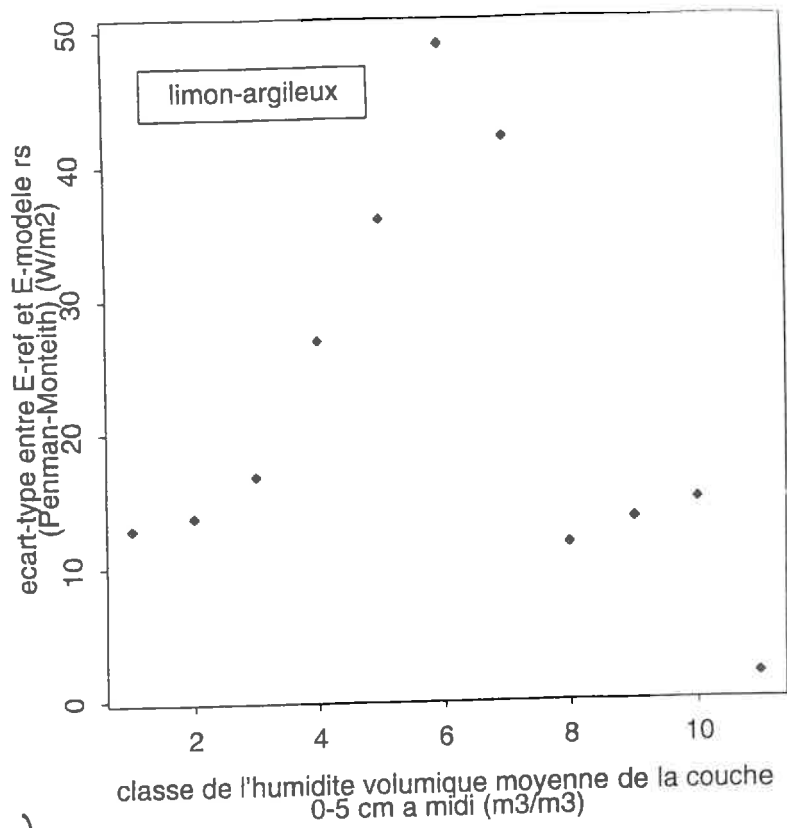
Paramètre	Valeur initiale	Valeur estimée	Ecart-type	Intervalle de confiance
a	50 (s/m)	35,23	35,38	[-34,8 ; 105,2]
b	19 (m ⁻³ .m ³)	21,57	1,40	[18,8 ; 24,3]
θ_{seuil}	0,20 (m ³ .m ⁻³)	0,232	0.037	[0,16 ; 0,30]

Tableau III.4 : Caractéristiques statistiques des paramètres lors de la phase de calibration pour un sol limon-argileux, au modèle de la β -méthode

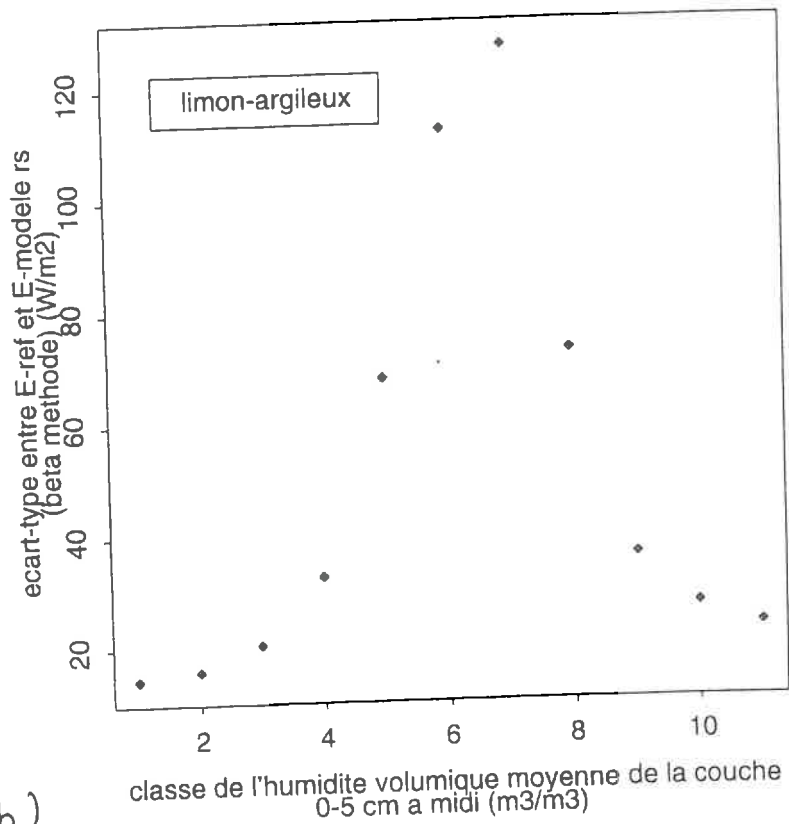
Les intervalles de confiance obtenus restent élevés pour le paramètre **a**, ceux-ci montrent que ce paramètre est très sensible. Cela est dû au fait qu'il est fortement corrélé au paramètre de **b** (le coefficient de corrélation correspondant vaut $\rho(a,b) = \frac{\text{cov}(a,b)}{\sigma_a \sigma_b} = -0,835$ pour le modèle de Penman-Monteith et $\rho(a,b) = -0,829$ pour celui de la β -méthode) et décrivent probablement tous les deux la courbure.

Les *figures III.8 a* et *III.9 a* montrent que la courbe s'ajuste bien aux valeurs de rs_j pour un sol limon-argileux.

D'autre part, les *figures III.8 b* et *c* et *III.9 b* et *c* montrent que les résidus ne sont pas corrélés et surtout qu'ils n'ont pas, dans l'ensemble, une structure particulière sauf pour $rs_j < 500 \text{ s.m}^{-1}$, où on a une structure des résidus. L'introduction d'un modèle de variance (avec une variance résiduelle hétérogène) peut, à ce niveau, être justifiée, puisque les résidus sont les valeurs estimées des erreurs, et les erreurs doivent vérifier les postulats suivants : espérance nulle, variance constante, indépendance, distribution normale centrée réduite.



(a)



(b)

Figure III.10 : représente l'écart-type de l'erreur sur l'évaporation estimée avec le modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ pour les deux modèles étudiés et l'évaporation de référence en fonction des classes d'humidité, pour le sol limon argileux.

3.2.3 Performances du modèle

• “Evalueur” de modèle

Il s'agit d'établir la pertinence d'un modèle de résistance de surface utilisant uniquement l'humidité de surface comme variable d'entrée. Un évaluateur de modèle basé sur l'écart-type obtenu sur la différence E_{ref} (simulée par le modèle de référence) et $E_{modèle, rs}$ (estimée à partir du modèle de résistance de surface $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h})$) et sur les classes d'humidité (la taille d'une classe correspond à $0,025 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ pour une humidité donnée) a été construit.

Cet écart-type constituera notre critère d'évaluation de la performance des modèles étudiés.

Cette approche permet d'obtenir une représentation synthétique de la performance des modèles retenus par rapport aux classes d'humidité tout en prenant en compte de l'ensemble des situations climatiques et hydriques rencontrées sur les trois types de sols.

• Performances du modèle

Les résultats donnés par ce protocole sur le jeu de données complémentaire (voir *II.2.2*) sont représentés sur les *figures III.10 a* et *b*. Ces figures font apparaître une variabilité du nuage de points qui est différent selon les classes, l'importance des erreurs sur l'estimation de $E_{modèle, rs}$ nous incite à affiner notre modèle en prenant en compte d'autres variables indépendantes (essentiellement, E_p et U_a) dans les descriptions des paramètres de l'équation (*III.3*).

3.3 Influence de E_p et U_a sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$

En effet, l'étude préliminaire menée en *I.3.2* a montré que E_p a une influence sur la relation entre la résistance surface et l'humidité de surface. Plus précisément, pour le sol limon-argileux, dans les *figures III.11 a* et *b* nous avons représenté les couples de points (rs_j , $\theta_{0-5cm, 12h}$) avec des symboles dont la taille est proportionnelle à E_p .

Il ressort de ces figures que la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ est influencée par les variations de E_p .

Les *figures III.12 a* et *b* représentent de même les couples de (rs_j , $\theta_{0-5cm, 12h}$) avec des symboles dont la taille est proportionnelle à U_a . Nous constatons qu'il est difficile de structurer le nuage de points en fonction de U_a . Pour mieux cerner l'effet du vent nous avons travaillé sur des sous populations en les triant avec des classes de E_p (voir *figures III.13 a, b, c et d* et *III.14 a, b, c et d*).

Les *figures III.11 a* et *b* montrent que rs_j augmente quand E_p augmente, car il y a création d'un fort gradient d'humidité alors que rs_j diminue quand E_p diminue. Ceci s'explique par le fait que le gradient hydrique pour $\theta_{0-5cm, 12h}$ donnée peut être différent selon la demande climatique.

Les *figures III.13 a, b, c et d* et *III.14 a, b, c et d* montrent que rs_j diminue quand la vitesse du vent U_a augmente. Une telle propriété peut s'expliquer de la manière suivante. Lorsque le vent augmente, la fraction radiative de la demande climatique diminue. Or, *Chanzy[1991]* montre que les flux en phase vapeur augmentent avec la part radiative de la demande climatique et que rs_j était relié au trajet moyen parcouru par la vapeur d'eau dans le sol. Ainsi en augmentant le U_a on diminue le trajet moyen, ce qui se traduit par une diminution de rs .

A la lumière de ces observations, un nouveau modèle de régression a été établi afin d'améliorer le précédent.

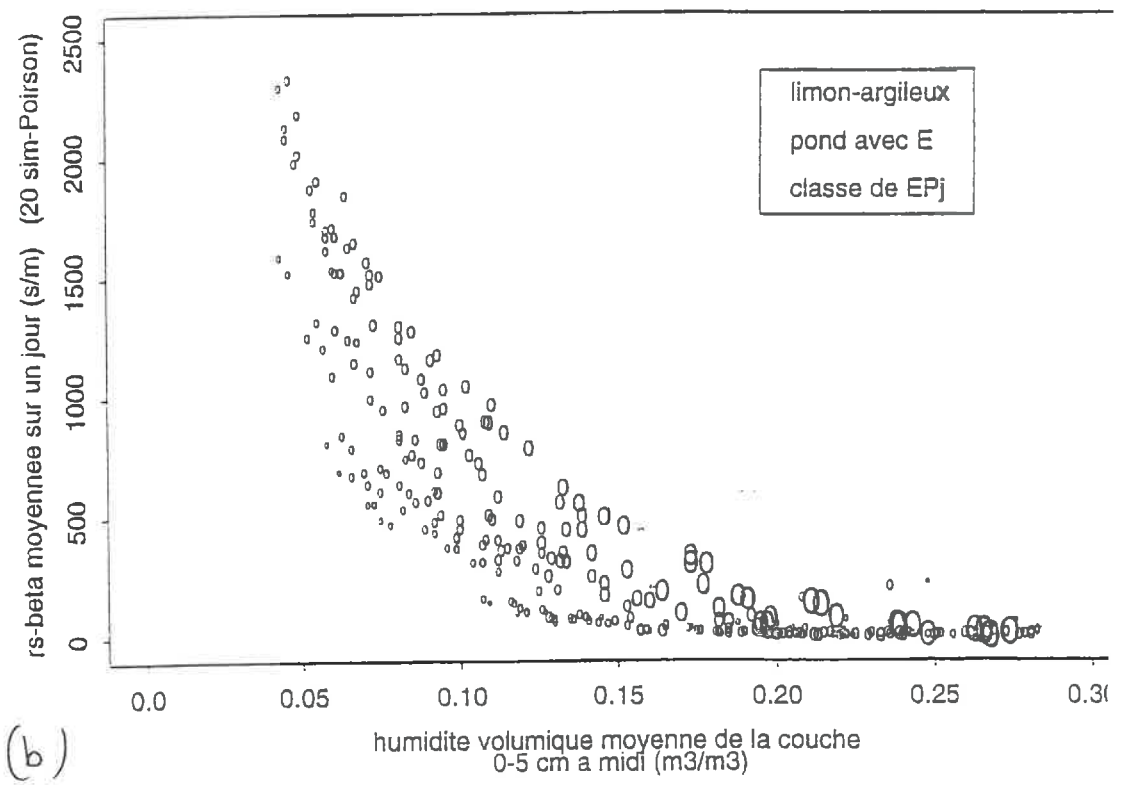
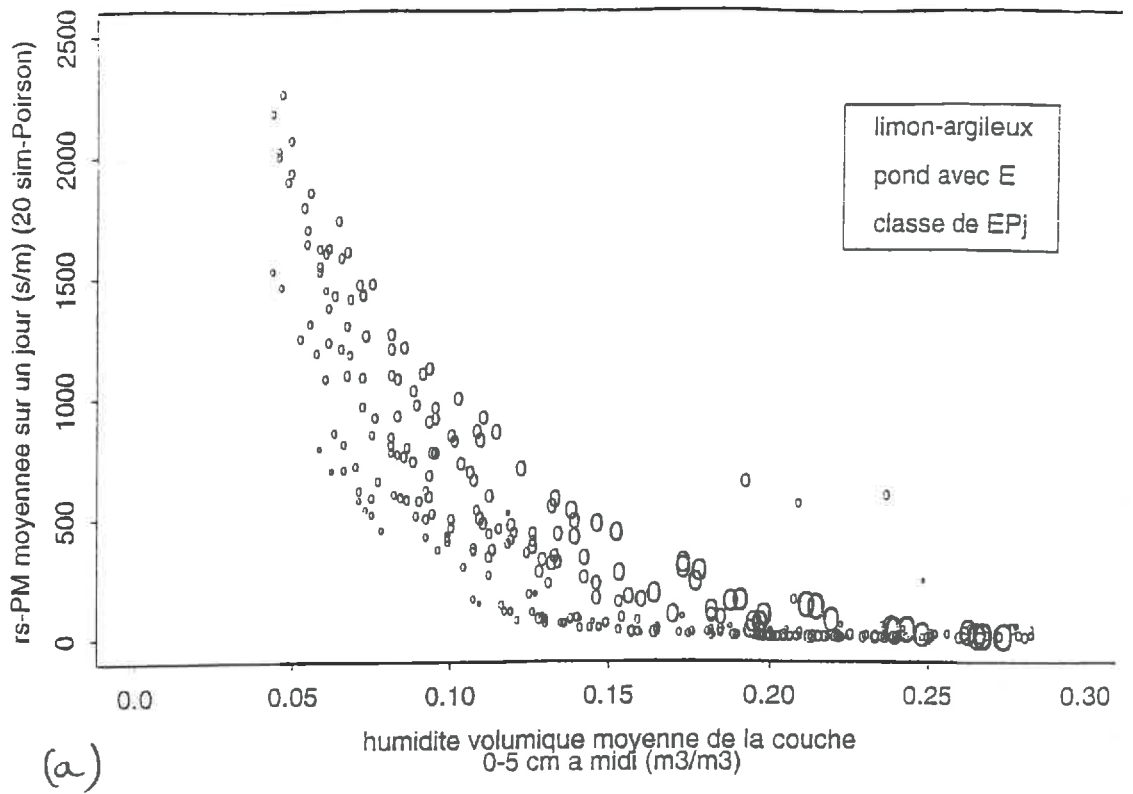


Figure III.11 : Influence des classes de EP_j sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ dans le cas limon-argileux.

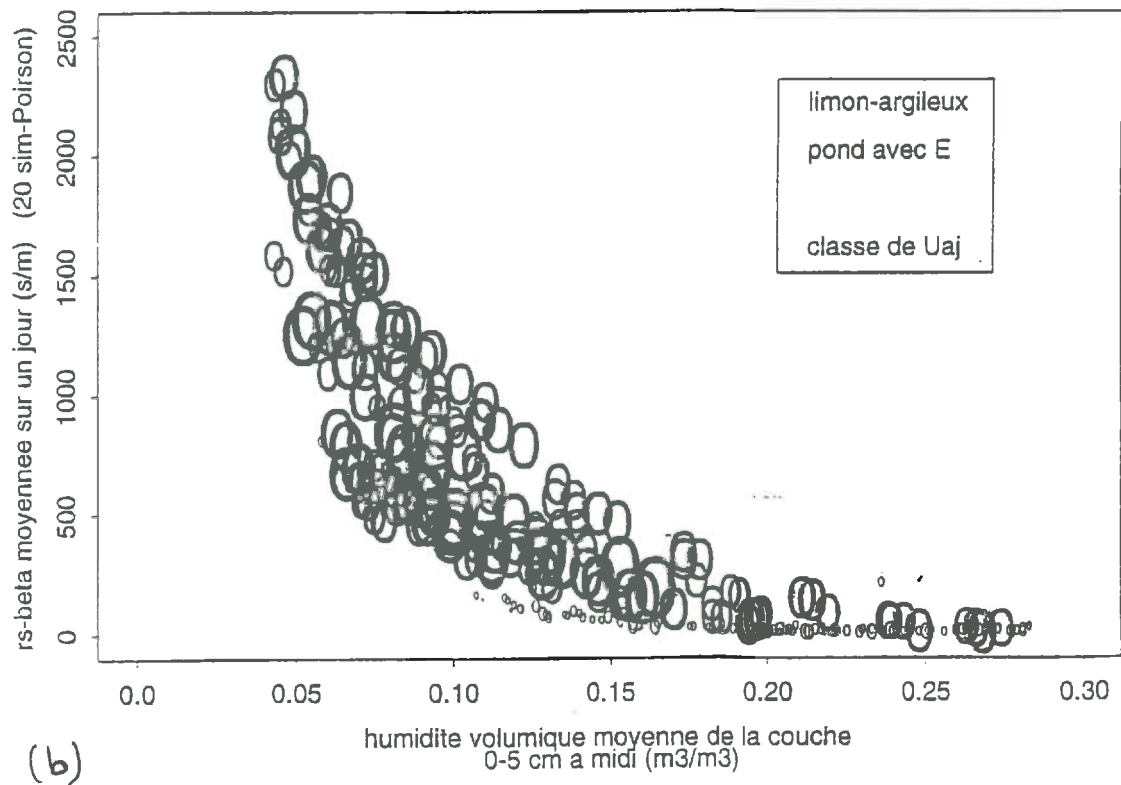
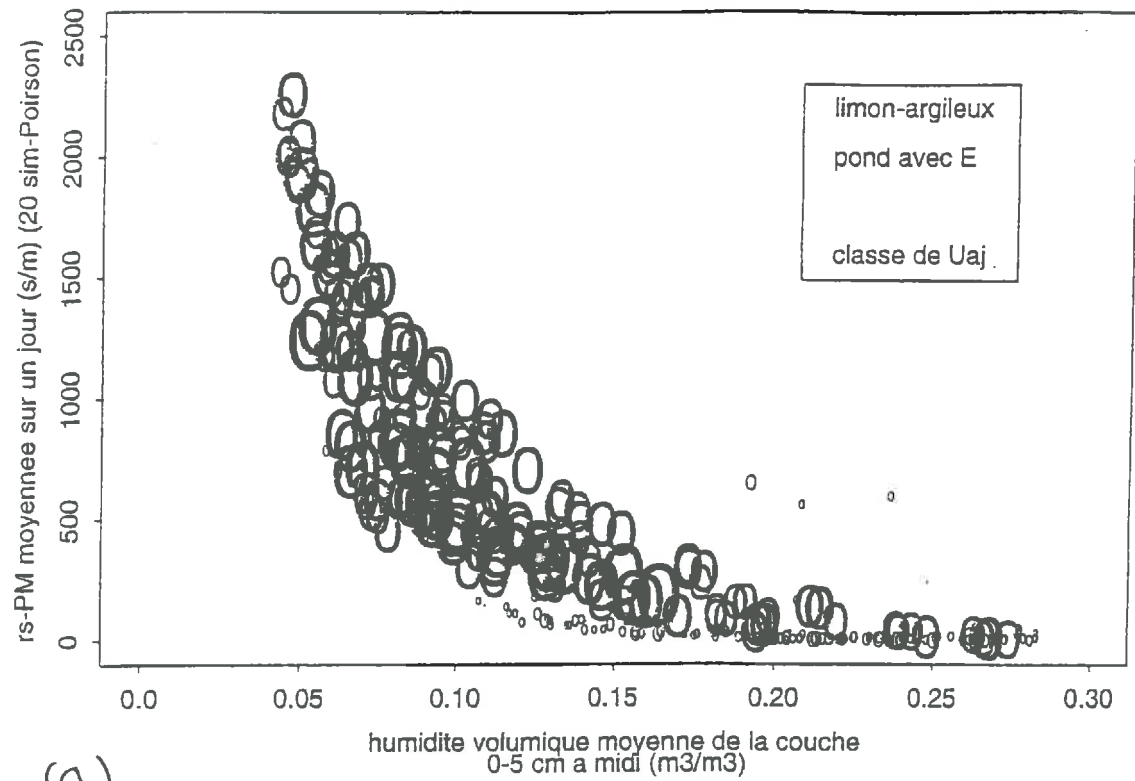
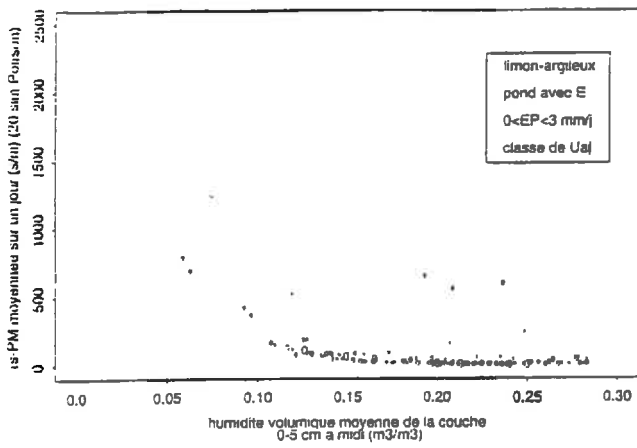
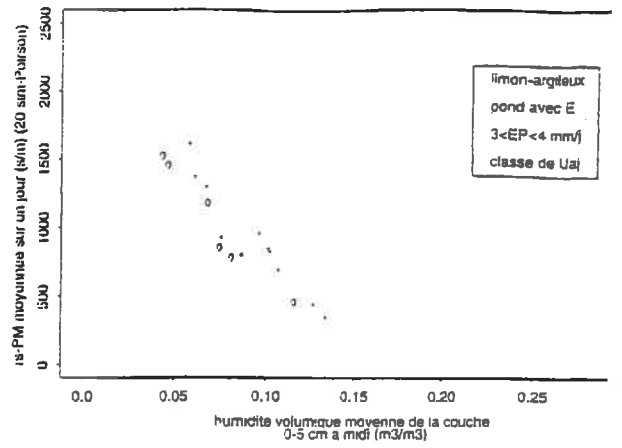


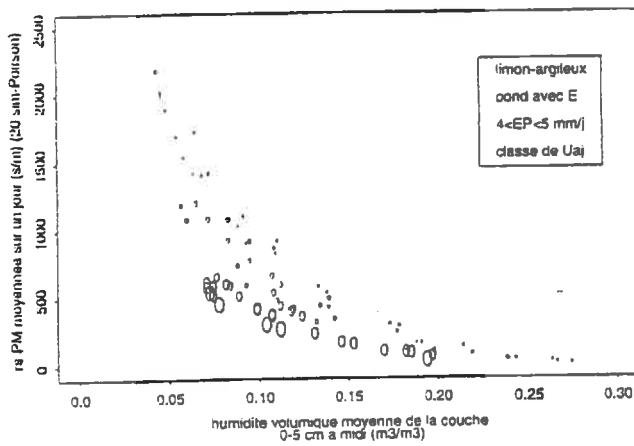
Figure III.12 : Influence des classes de U_{aj} sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ dans le cas du limon-argileux.



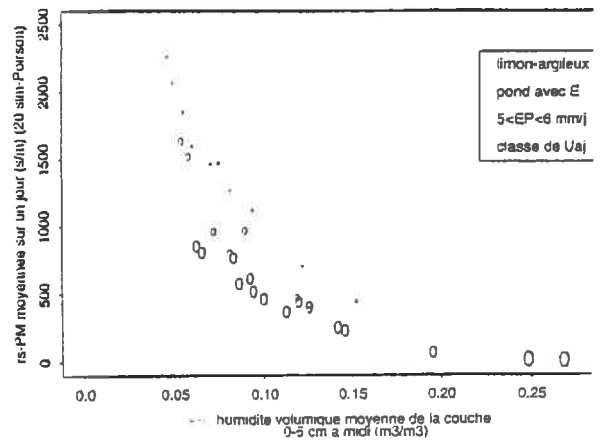
(a)



(b)

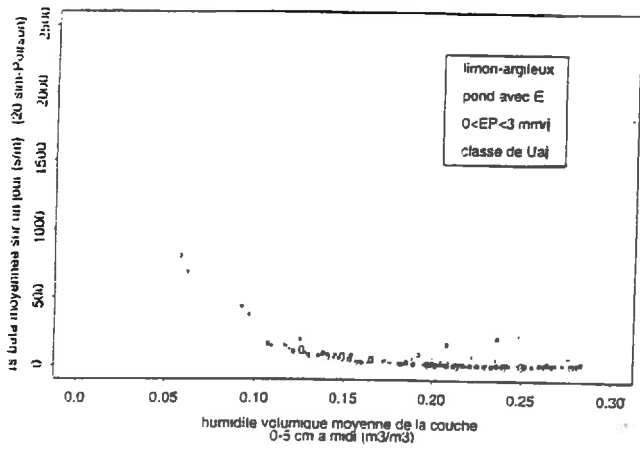


(c)

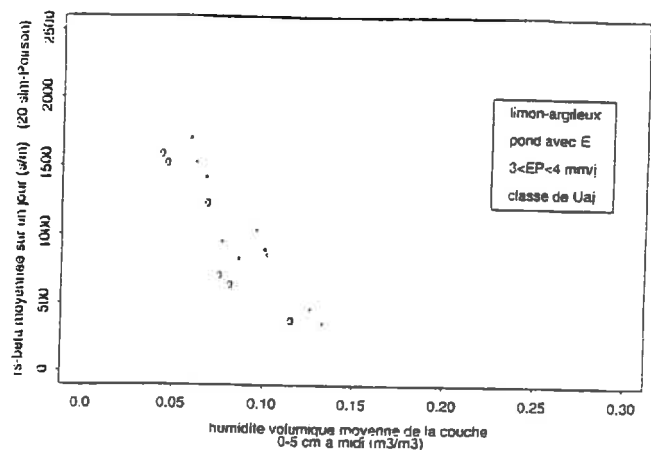


(d)

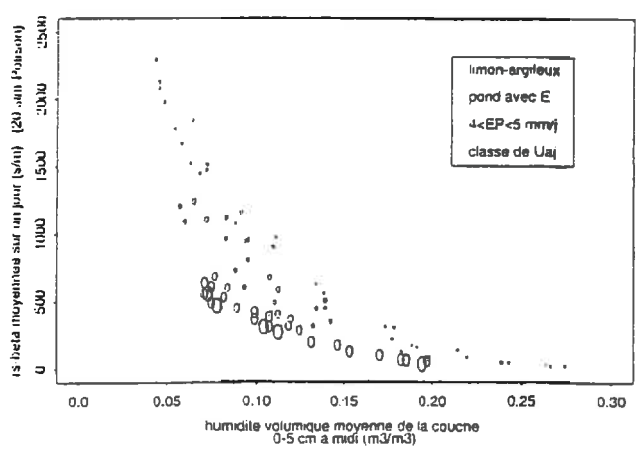
Figure III.13 : Influence des classes de U_{aj} sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ pour 4 classes d'évaporation potentielle, modèle de Penman-Monteith dans le cas du limon-sableux.



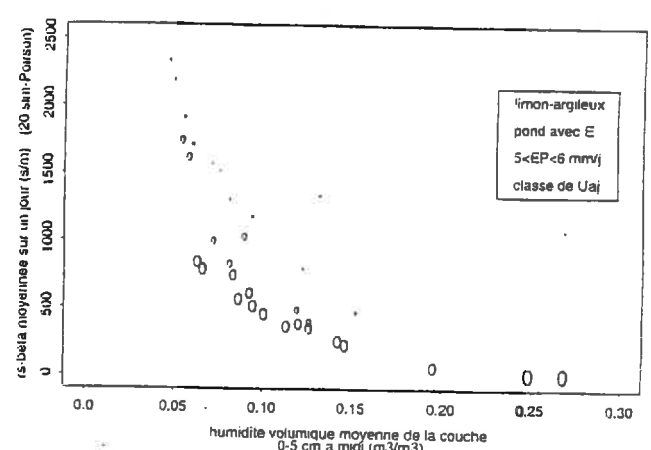
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure III.14 : Influence des classes de U_{aj} sur la relation $r_{sj} = f(\theta_{0-5 \text{ cm}, 12h})$ pour 4 situations d'évaporation potentielle, modèle de la β -méthode dans le cas du limon-argileux

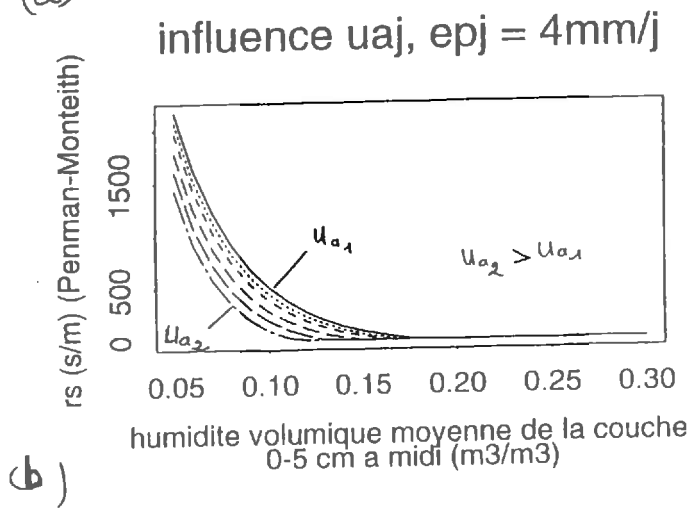
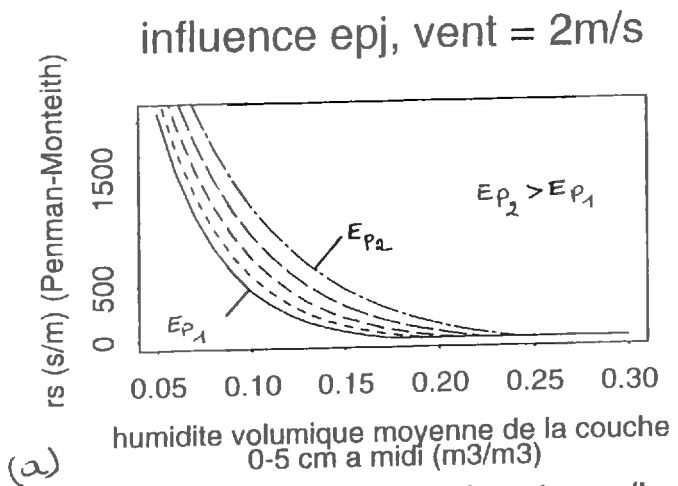
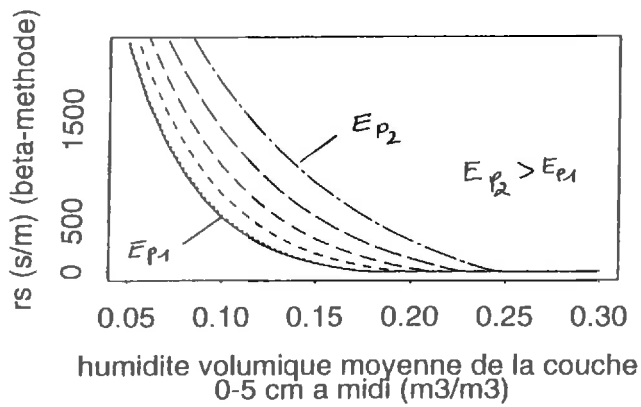


Figure III.15 : Influence des classes de Ep_j et Ua_j sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$ pour un sol limon-argileux, modèle de **Penman-Monteith**. $Ep_j \in [3,8]$ et $Ua_j \in [1,9]$

influence ep_j , vent = 2m/s



influence ua_j , $ep_j = 4\text{mm/j}$

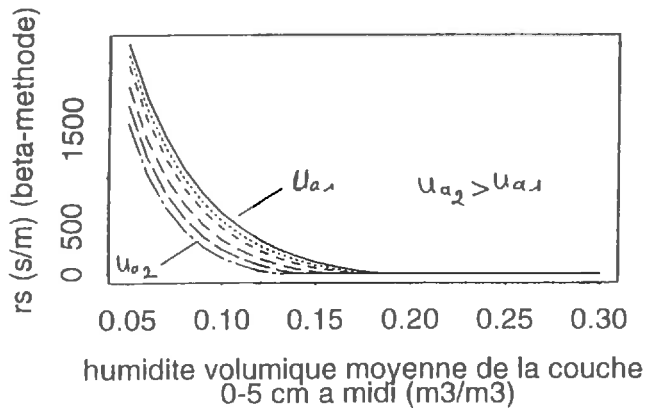


Figure III.16 : Influence des classes de Ep_j et Ua_j sur la relation $rs_j = f(\theta_{0-5\text{cm}, 12h}, Ep_j, Ua_j)$ pour un sol limon-argileux, modèle de la β -méthode. $Ep_j \in [3,8]$ et $Ua_j \in [1,9]$

Tableau III.5 : Forme analytique du modèle de résistance de surface de type statistique.

Forme analytique	
$rs_{j(i)} = rs(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j) + \varepsilon_{ij}$ $\text{var}(\varepsilon_{ij}) = \begin{cases} \sigma^2(1 + h_1 rs) & \text{pour } rs > 500 \text{ s/m} \\ \sigma^2(10 + h_2 rs^2) & \text{sinon} \end{cases}$	
où	
$rs = \frac{5000}{\exp[-b(0,02 - \theta_{seuil})] - 1} \times [\exp(-b(\theta - \theta_{seuil})) - 1] \quad (III.4)$	
avec $\theta_{seuil} = \theta_{seuil, min}$ pour $Ep_j < 3 \text{ mm.j}^{-1}$	
$\theta_{seuil} = \theta_{seuil, min} + \Delta\theta \cdot \left[\frac{Ep_j - 3}{3} + \delta Ua_j \right] \quad \text{pour } Ep_j > 3 \text{ mm.j}^{-1}$	
$b = b_{max} - b' \theta_{seuil}$	
Variables d'entrée	
<ul style="list-style-type: none"> - $\theta_{0-5cm, 12h}$ est l'humidité volumique moyenne des 5 premiers centimètres de sol observées à midi (m^3/m^3) - Ep_j est l'évaporation potentielle journalière (m/s) - Ua_j est le vent journalier (mm/j) 	
Paramètres du modèle de régression	
<ul style="list-style-type: none"> - b_{max} est le paramètre ($m^{-3}.m^3$) qui rend compte de la courbure de la courbe étudiée - b' est le paramètre ($m^{-3}.m^3$) qui rend compte de la corrélation entre b et θ_{seuil}. - $\theta_{seuil, min}$ est la valeur minimale de θ_{seuil} ($m^3.m^{-3}$) - $\Delta\theta$ est le paramètre ($m^3.m^{-3}$) qui rend compte du seuil d'humidité pour lequel le sol suit la demande climatique - δ est le paramètre (s/m) qui exprime la sensibilité de la relation $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h})$ au vent. 	
Paramètres du modèle de variance	
<p>h_1 et h_2 sont deux paramètres liés à la variance (hétérogène) qui sont aussi estimés au même titre que les autres paramètres.</p>	

4. Modèle de résistance de surface utilisant les variables $\theta_{0-5cm,12h}$, Ep_j et Ua_j

Dans cette partie, nous cherchons à établir directement une relation entre rs_j et $\theta_{0-5cm,12h}$ en tenant compte des influences de Ep_j et Ua_j sur cette relation. D'après les conclusions des parties antérieures, nous pensons en effet que l'introduction d'une relation $rs_j = f(\theta_{0-5cm,12h}, Ep_j, Ua_j)$ permet une meilleure d'appréhension de sa dynamique journalière.

4.1 Détermination de la forme analytique du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm,12h}, Ep_j, Ua_j)$

Les différentes étapes de la construction de ce modèle tiennent compte également de plusieurs faits observés dans la littérature.

P_3 : l'humidité est en générale bloquée à un seuil minimal θ_{min} . Puisque les descriptions du dessèchement du sol montrent des situations d'équilibre en condition très sèche.

P_4 : pour $\theta = \theta_{min}$ rs prend une valeur rs_{max} , car les valeurs obtenues de rs_j restent bornées dans un domaine pour les situations de sol sec en surface. En ce qui nous concerne la valeur rs_{max} la plus élevée que nous avons observée est **5000** s.m⁻¹ (cas de l'argile)

P_5 : θ_{seuil} dépend du vent et de la demande climatique

L'introduction de P_3 et P_4 dans l'équation (III.3) donne pour $\theta = \theta_{min}$ $rs = rs_{max}$
soit :

$$rs_{max} = a [e^{-b(\theta_{min} - \theta_{seuil})} - 1]$$

ce qui donne
$$a = \frac{rs_{max}}{[e^{-b(\theta_{min} - \theta_{seuil})} - 1]}$$

d'où
$$rs(\theta_{0-5cm,12h}, p) = rs_{max} \frac{\{\exp - b(\theta - \theta_{seuil})\} - 1}{\{\exp - b(\theta_{min} - \theta_{seuil})\} - 1}$$

Nous proposons le formalisme suivant pour décrire les propriétés évoquées dans la partie III.3.3. Les figures III.15 a et b et III.16 a et b montrent comment on pourrait prendre l'effet du vent dans la relation (III.3).

$$\theta_{seuil} = \theta_{seuil,min} + \theta_{correction}$$

$$\theta_{correction} = 0 \quad \text{pour } Ep_j < 3 \text{ mm.j}^{-1}$$

$$\theta_{correction} = \Delta\theta \cdot \left[\frac{Ep_j - 3}{3} + \delta Ua_j \right] \quad \text{pour } Ep_j > 3 \text{ mm.j}^{-1}$$

$$b = b_{max} - b' \theta_{seuil}$$

La forme générale du modèle est décrite sur le **tableau III.5**.

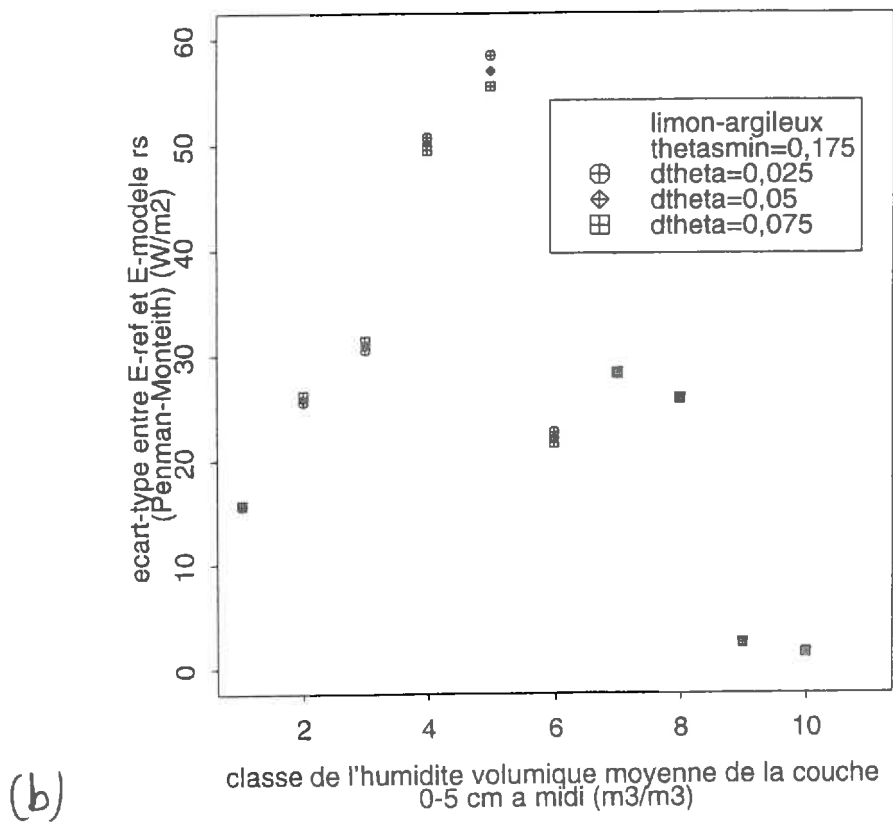
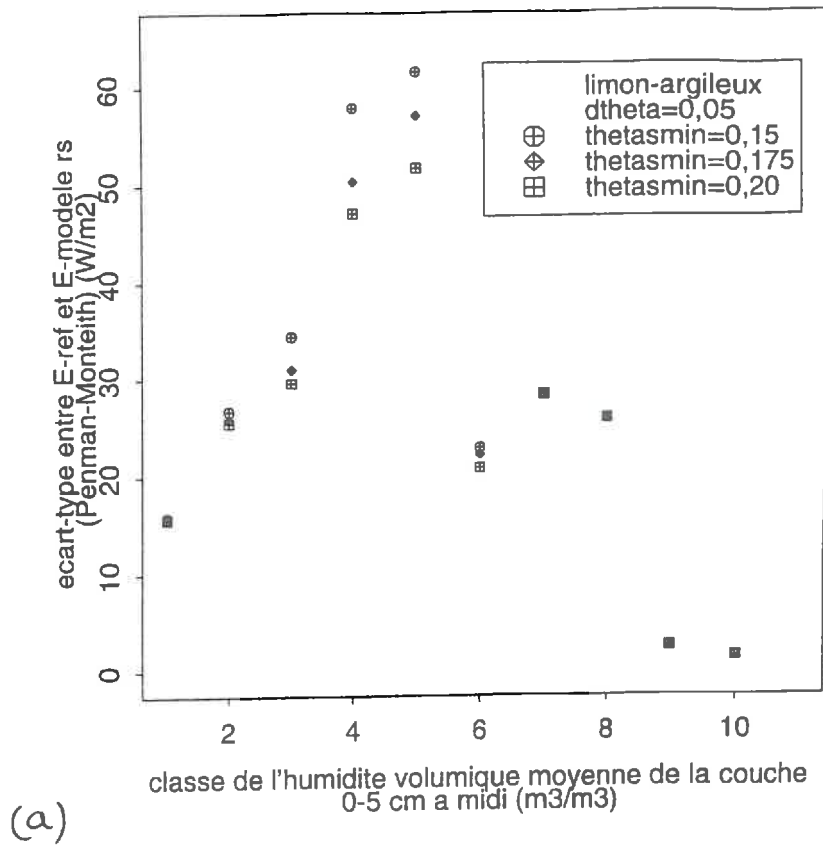


Figure III.17 : sensibilité du modèle III.4 aux paramètres $\Delta\theta$ et $\theta_{\text{seuil, min}}$ pour le sol limon argileux, pour le modèle de Penman-Monteith.

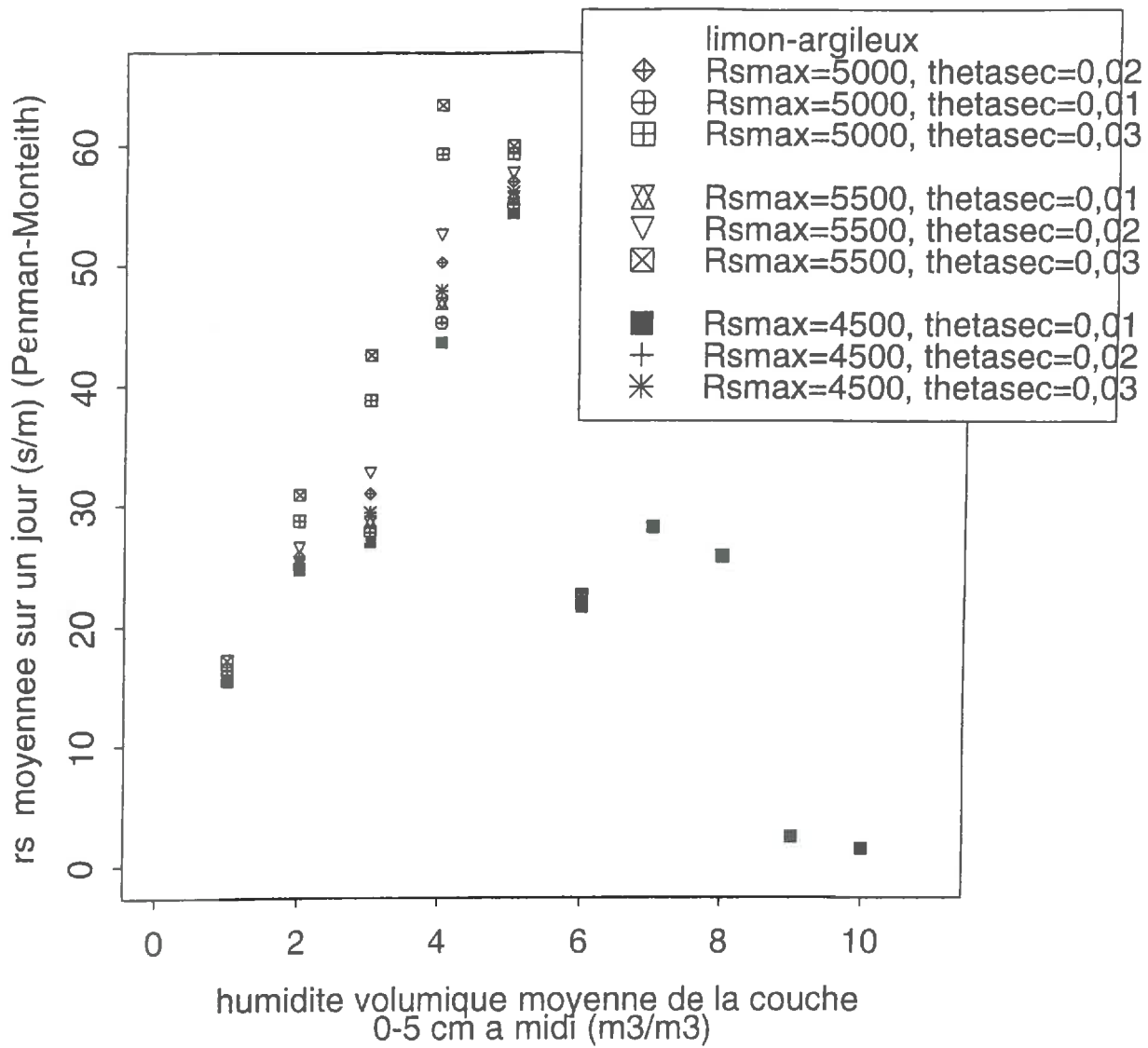
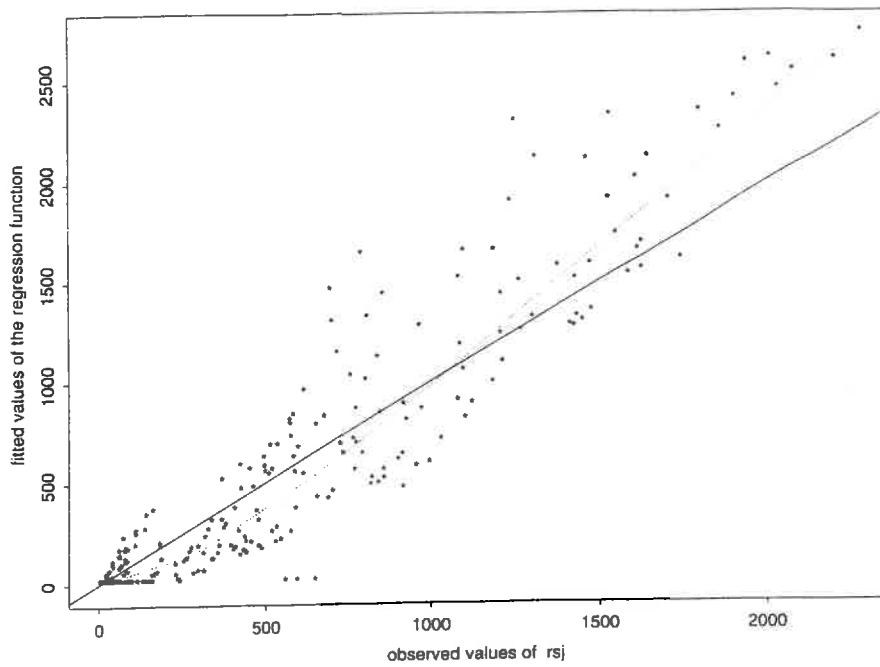
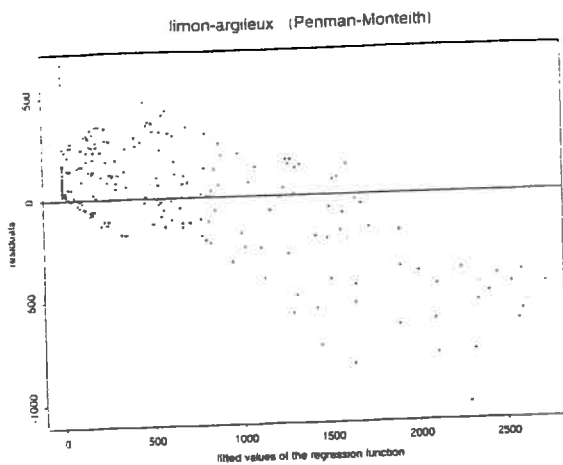


Figure III.18 : sensibilité du modèle III.4 aux paramètres $r_{s,max}$ et θ_{min} , pour le sol limon argileux, pour le modèle de Penman-Monteith.

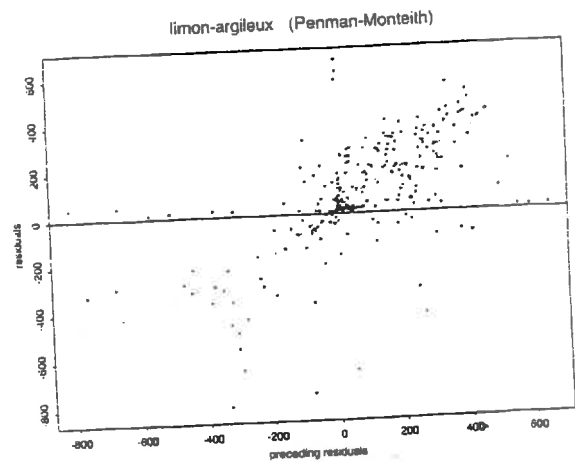
limon-argileux (Penman-Monteith)



(a)



(b)

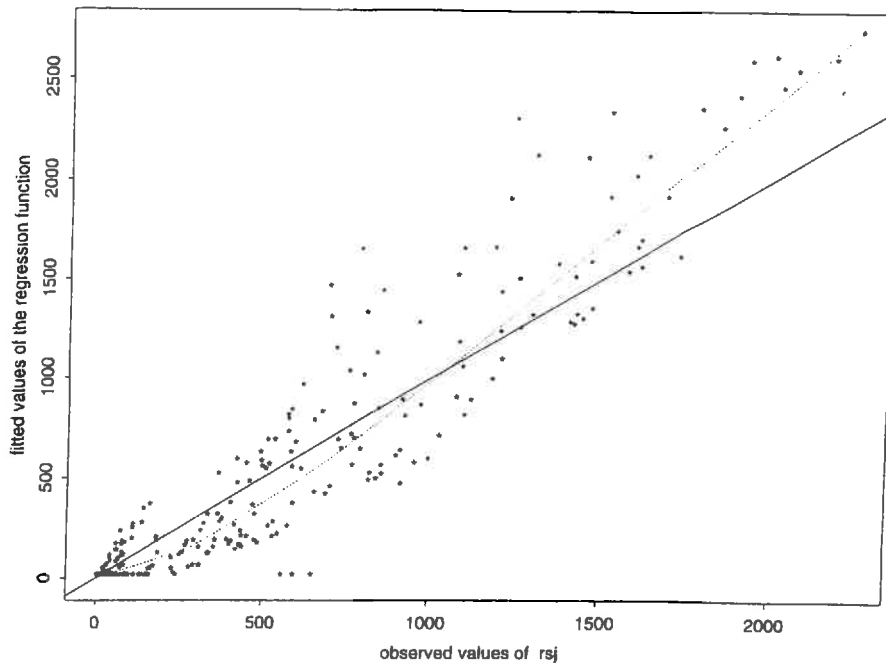


(c)

Figure III.19 : cas du modèle de Penman-Monteith pour un sol limon-argileux.

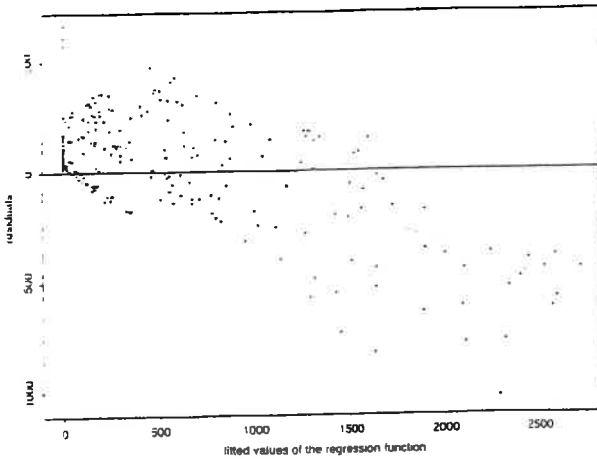
- (a) comparaison des rs_j ajustées et des rs_j pondérées
- (b) représente la courbe d'évolution des résidus en fonction de rs_j ajusté du modèle
 $rs = f(\theta_{0-5cm}, I_{2h}, Ep_j, Ua_j)$.
- (c) : représente l'autocorrélation des résidus liée aux rs_j ajustées.

limon-argileux (beta-methode)



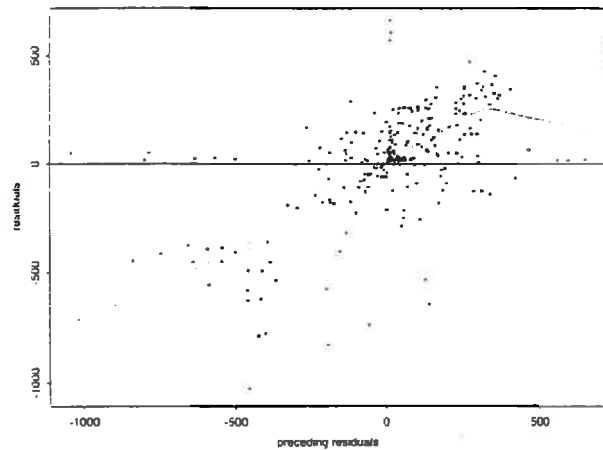
(a)

limon-argileux (beta-methode)



(b)

limon-argileux (beta-methode)



(c)

Figure III.20 : cas du modèle de la β -méthode pour un sol limon-argileux.

- (a) comparaison des rs_j ajustées et des rs_j pondérées
- (b) : représente la courbe d'évolution des résidus en fonction de rs_j ajusté du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$.
- (c) : représente l'autocorrélation des résidus liée aux rs_j ajustées.

Tableau III.6 : Résultats des ajustements de la relation **III.4** pour les trois sols et pour chacun des deux modèles retenus

Pennan-Monteith												
Sol	Valeur estimée			Valeur initiale			Ecart-type			Intervalle de confiance (Student)		
	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ
limon-argileux $\theta_{seuil,min}=0,175$ $\Delta\theta=0,05$	60,87	182,71	-0,171	30	100	-0,1	5,86	30,04	0,02	[42,24 ; 72,49]	[123,01 ; 242,34]	[-0,21 ; -0,13]
limon-sableux $\theta_{seuil,min}=0,148$ $\Delta\theta=0,05$	119,3	442,2	-0,198	30	100	-0,1	10,02	61,19	0,019	[99,37 ; 139,30]	[318,3 ; 562,1]	[-0,24 ; -0,16]
argile $\theta_{seuil,min}=0,25$ $\Delta\theta=0,05$	38,29	109,80	-0,080	30	100	-0,1	3,45	13,21	0,01	[31,4 ; 45,2]	[83,6 ; 136,0]	[-0,10 ; -0,06]

β-méthode												
Sol	Valeur estimée			Valeur initiale			Ecart-type			Intervalle de confiance (Student)		
	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ	b_{max}	b'	δ
limon-argileux $\theta_{seuil,min}=0,175$ $\Delta\theta=0,05$	67,52	223,19	-0,162	30	100	-0,1	5,64	29,10	0,014	[56,33 ; 78,70]	[165,42 ; 280,95]	[-0,19 ; 0,13]
limon-sableux $\theta_{seuil,min}=0,148$ $\Delta\theta=0,05$	125,3	494,41	-0,187	30	100	-0,1	9,19	56,33	0,015	[107,0 ; 142,6]	[382,2 ; 606,6]	[-0,22 ; -0,16]
argile $\theta_{seuil,min}=0,25$ $\Delta\theta=0,05$	49,22	154,42	-0,102	30	100	-0,1	3,81	14,69	0,010	[41,6 ; 56,8]	[125,2 ; 183,6]	[-0,12 ; -0,08]

4.2 Réduction du nombre de paramètres

Le nombre de paramètres (7 au total) est trop important, ce qui rend difficile le calage des paramètres. Il est donc préférable de réduire le nombre des paramètres en fixant certains d'entre eux. Cela est possible pour les paramètres tels que $\theta_{\text{seuil, min}}$, $\Delta\theta$, rs_{max} et θ_{min} .

Le calage s'est fait de la même manière qu'en *III.3.2* mais dans cette partie, nous avons en plus établi un modèle de variance (c'est à dire que la variance n'est plus homogène mais hétérogène, voir *tableau III.5* et *Annexe V*) pour tenir compte de la nouvelle structure des résidus.

Nous proposons de mener l'analyse de sensibilité aux paramètres $\theta_{\text{seuil, min}}$, $\Delta\theta$, rs_{max} et θ_{min} suivant le protocole suivant :

- nous supposons que les paramètres ne sont pas corrélés entre eux. Nous étudierons les deux couples de paramètres ($\theta_{\text{seuil, min}}$ et $\Delta\theta$) et (rs_{max} et θ_{min}) séparément afin de déterminer leur influence sur l'estimation de l'évaporation. Nous travaillerons uniquement sur le limon-argileux.
- nous ferons varier chaque couple de paramètre en maintenant l'autre à sa valeur fixé. Pour chaque jeu de paramètre nous recalculerons l'évaporation avec le modèle $rs = f(\theta_{0-5\text{cm}, 12\text{h}}, Ep_j, Ua_j)$ sur l'ensemble des données qui ont servi au calage.
- l'évaluateur de modèle constituera notre critère d'évaluation de la sensibilité au couple de paramètre étudié.
- un paramètre sera dit " *sensible* " [Hardy, 1994] si de petits changements dans sa valeur produit de grands changements dans l'évaluateur de modèle.

Les résultats donnés par ce protocole concernant ces paramètres fixés sont représentés sur les *figures III.17 a et b* et *figure III.18*. Ces figures font apparaître une sensibilité relativement faible du modèle aux paramètres $\theta_{\text{seuil, min}}$, $\Delta\theta$, rs_{max} et θ_{min} .

Les résultats précédents nous permettent d'associer à rs_{max} la valeur **5000** s.m⁻¹ (correspondant à la valeur maximale de rs_j que nous avons observée dans le cas de l'argile) pour $\theta_{\text{min}} = \mathbf{0,02}$ m³.m⁻³ (situation de sol sec en surface), à $\theta_{\text{seuil, min}}$ la valeur **0,175** m³.m⁻³ et $\Delta\theta$ la valeur **0,05** m³.m⁻³ dans le cas du limon-argileux. On remarquera sur les *figures III.17 a et b* et *figure III.18* que ce ne sont pas les valeurs optimales.

4.3 Ajustement de la relation $rs_j = f(\theta_{0-5\text{cm}, 12\text{h}}, Ep_j, Ua_j)$

Nous avons ajusté les paramètres b_{max} , b' et δ et fixé les paramètres rs_{max} , θ_{min} , $\theta_{\text{seuil, min}}$ et $\Delta\theta$ (ces derniers paramètres sont fixés en fonction de chaque type de sol) (voir partie *III.4.2*).

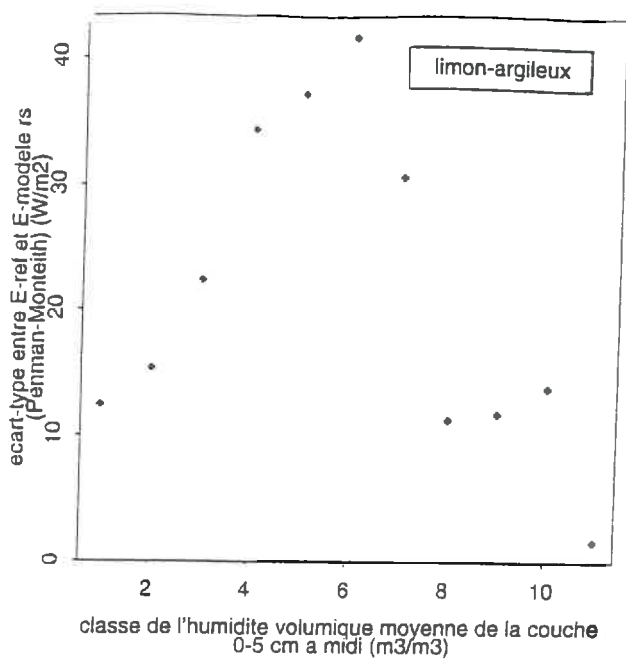
Les résultats de l'ajustement sont donnés sur le *tableau III.6*. Nous voyons, sur les *figures III.19 a et b* et *III 20 a et b*, que l'introduction des variables Ep_j et Ua_j donne une structure particulière des résidus (de type parabolique) et une autocorrélation des résidus (corrélation positive) avec une tendance forte à la linéarité. Le modèle de variance nous a permis ici d'obtenir essentiellement des paramètres plus robustes.

Le *tableau III.7* donne à titre d'exemple les valeurs des paramètres σ^2 (est ici un facteur de proportionnalité de la variance et non la variance résiduelle), h_1 et h_2 introduits dans le modèle de variance dans le cas du limon-argileux et du modèle de Penman-Monteith.

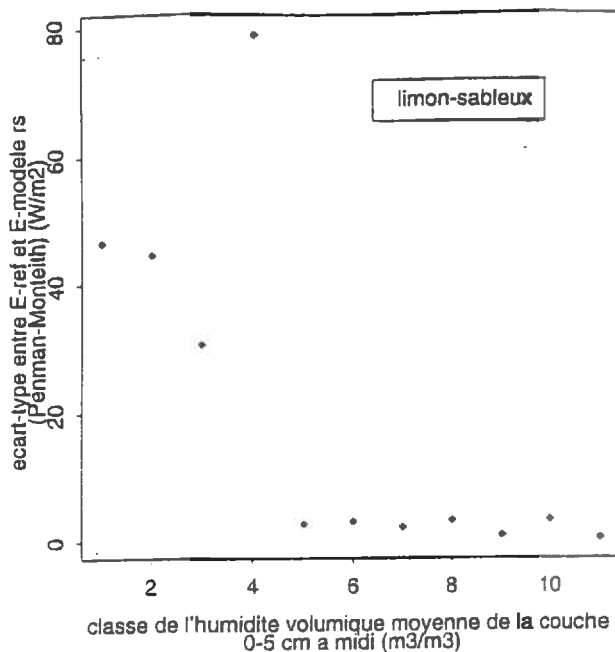
Les valeurs des intervalles de confiance de h_1 et h_2 ne sont pas insignifiantes ce qui justifie l'introduction d'un modèle de variance dans la procédure de calage.

Tableau III.7 : Résultats des ajustements de la relation **III.4** pour les paramètres du modèle de variance

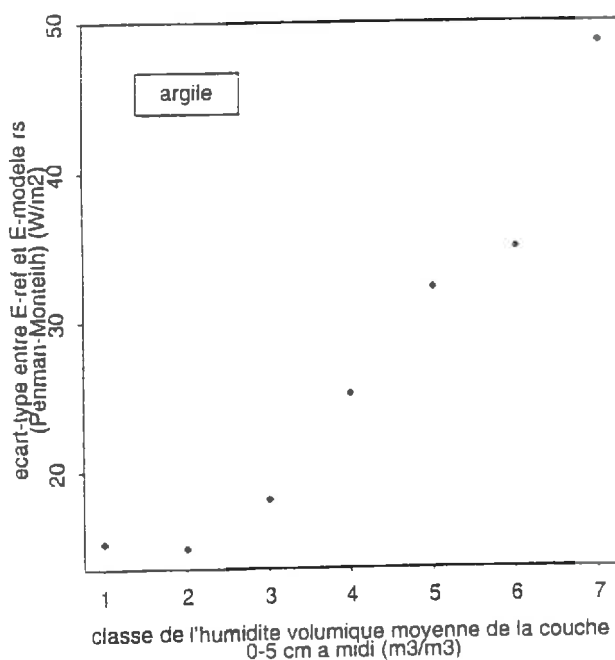
Penman-Monteith									
Sol	σ^2 [W.m ⁻²]	Valeur estimée		Valeur initiale		Ecart-type		Intervalle de confiance (Student)	
		h ₁	h ₂	h ₁	h ₂	h ₁	h ₂	h ₁	h ₂
limon-argileux	37,15	0,0587	-0,0194	0,01	0,01	0,008	0,002	[0,041 ; 0,076]	[-0,025 ; -0,013]



(a)

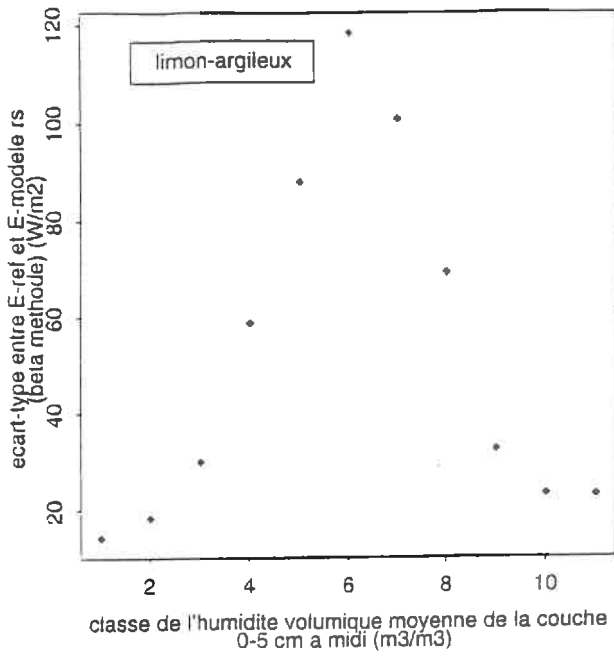


(b)

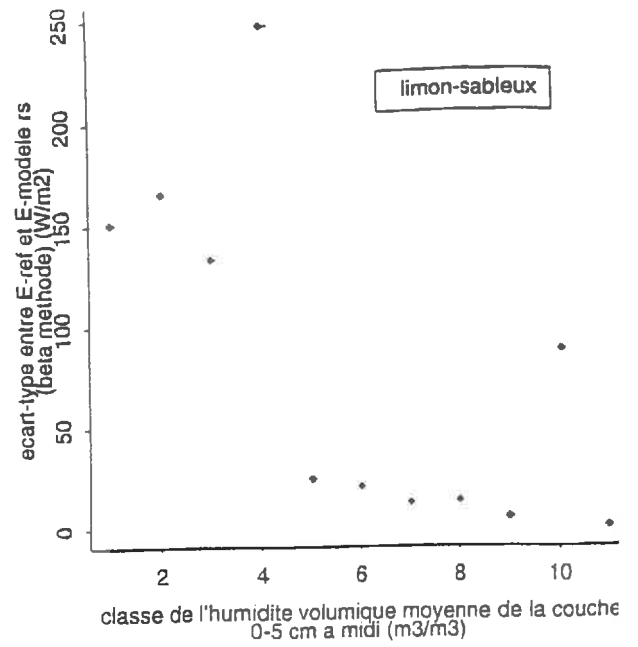


(c)

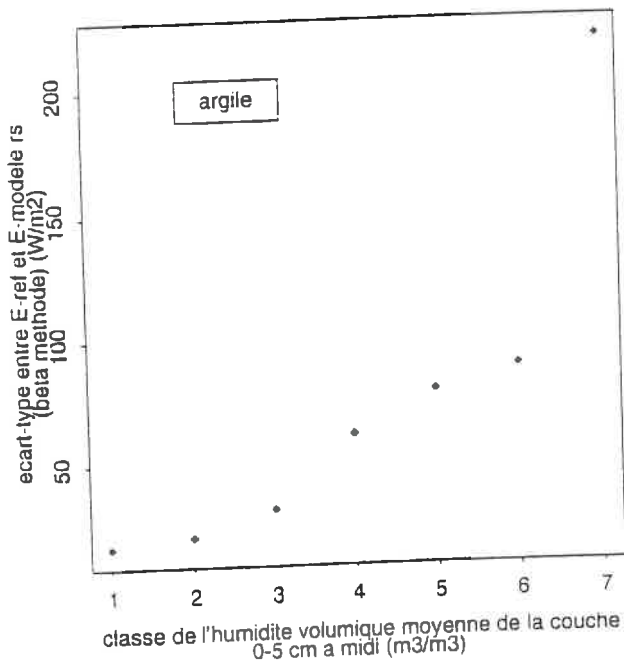
Figure III.21 : représente l'écart-type de l'erreur sur l'évaporation estimée avec le modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$ pour le modèle Penman-Monteith et l'évaporation de référence en fonction des classes d'humidité, pour le jeu de données complémentaire.



(a)



(b)



(c)

Figure III.22 : représente l'écart-type de l'erreur sur l'évaporation estimée avec le modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$ pour le modèle de la β -méthode et l'évaporation de référence en fonction des classes d'humidité, pour le jeu de données complémentaire.

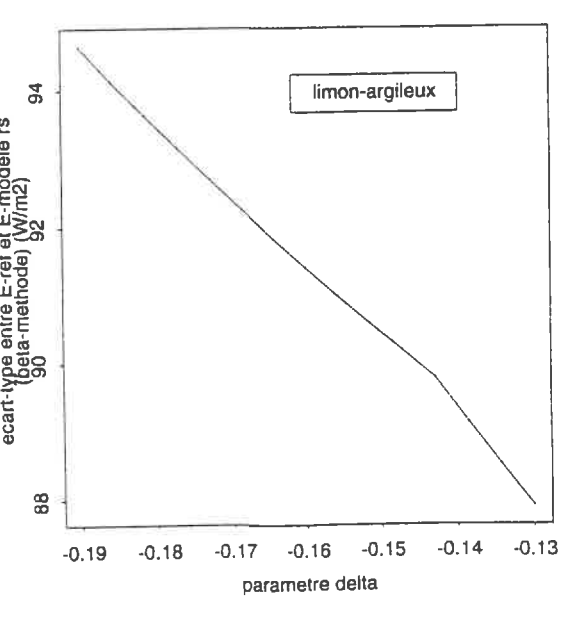
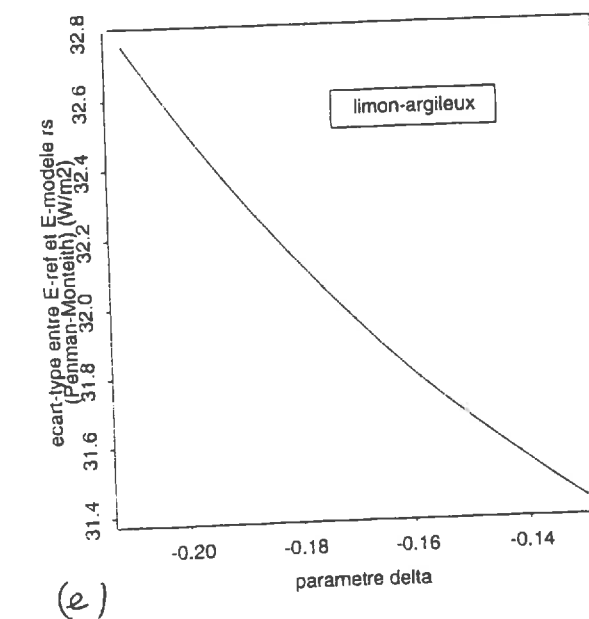
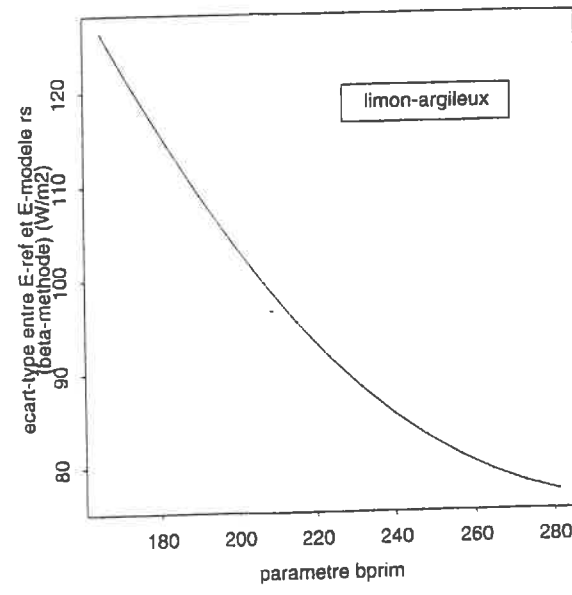
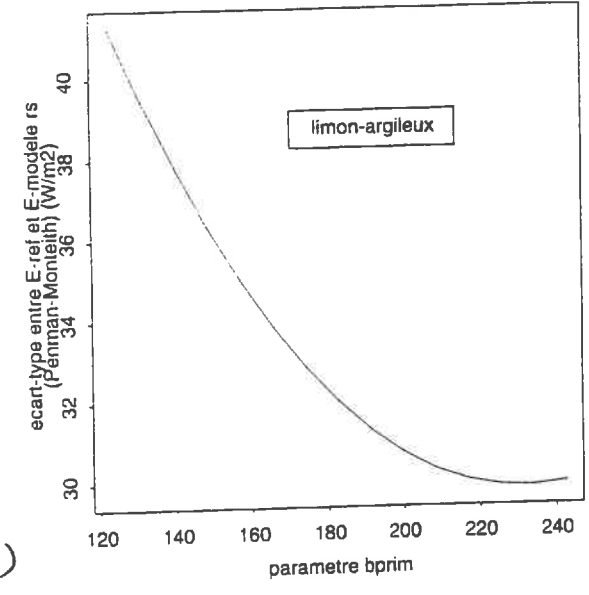
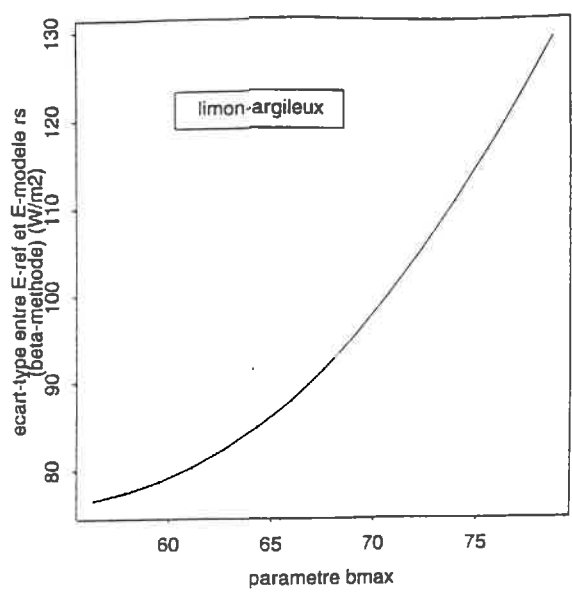
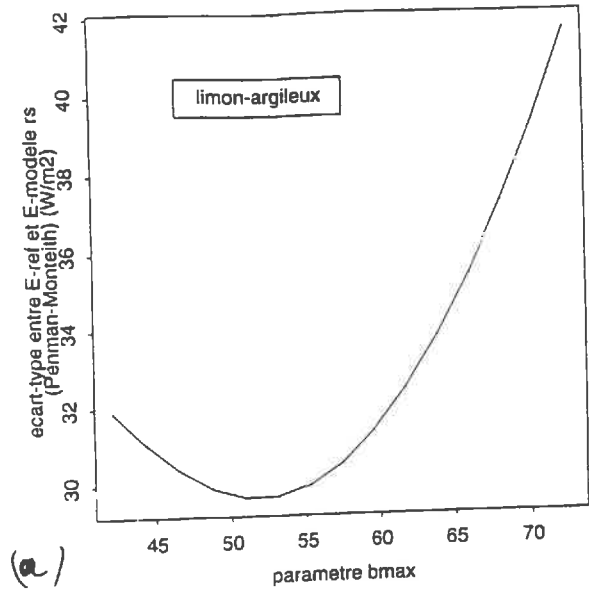


Figure III.23 : sensibilité du modèle III.4 aux paramètres b_{max} , b' , δ , pour le sol limon argileux, pour les modèles étudiés.

Les paramètres b_{\max} , b' restent les plus variables par rapport au type de sol.

Il semble que le paramètre δ augmente en valeur absolue lorsque le sol est peu conducteur.

L'étude de *sensibilité* qui sera effectuée dans la suite (voir **III.4.5**) sur ces paramètres nous permettra de préciser l'importance à accorder à la gamme de variation de chaque paramètre.

4.4 Validation du modèle $r_s = f(\theta_{0-5\text{cm},12\text{h}}, E_{p_j}, U_{a_j})$

Il s'agit ici d'établir la pertinence des variables climatiques E_{p_j} et U_{a_j} et des paramètres qui contrôlent cet effet. Pour cela, nous avons pris le jeu de données complémentaire (voir **II.2.2**).

Celui-ci contient des valeurs simulées par le modèle de référence sur les trois sols avec des séquences climatiques différentes de celles du jeu de données principal.

Les **figures III.21 a, b et c** et **III.22 a, b et c**, obtenues à l'aide de l'évaluateur de modèle, montre que, lorsqu'on prend en compte des données différentes de celles de la phase de calibration, on ne dégrade pas les résultats. Les écart-types élevés pour le limon-sableux par rapport aux autres sols s'expliquent par les valeurs globalement plus fortes de $E_{\text{modèle}, r_s}$ obtenues avec ce sol. Les valeurs des écart-type obtenues avec la β -méthode sont très éloignées de celles obtenues avec le modèle de Penman-Monteith, nous ne sommes pas en mesure de donner une explication quelconque à ce niveau.

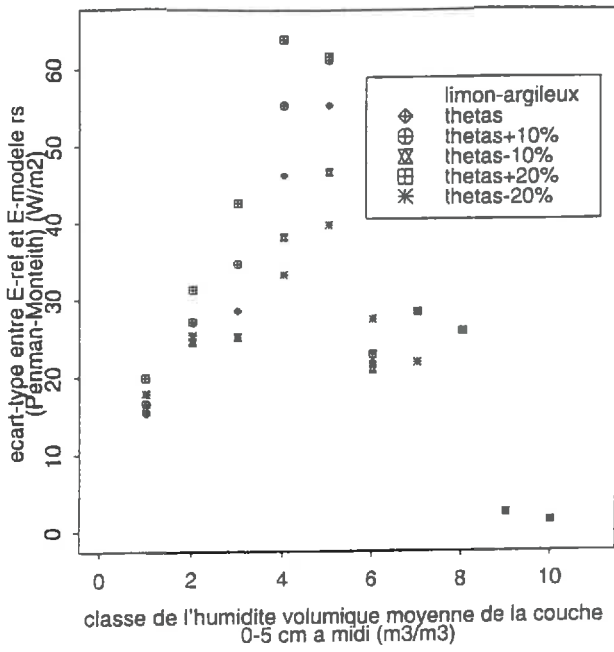
4.5 Analyse de sensibilité de l'évaporation estimée à partir du modèle r_s

4.5.1 Sensibilité aux paramètres

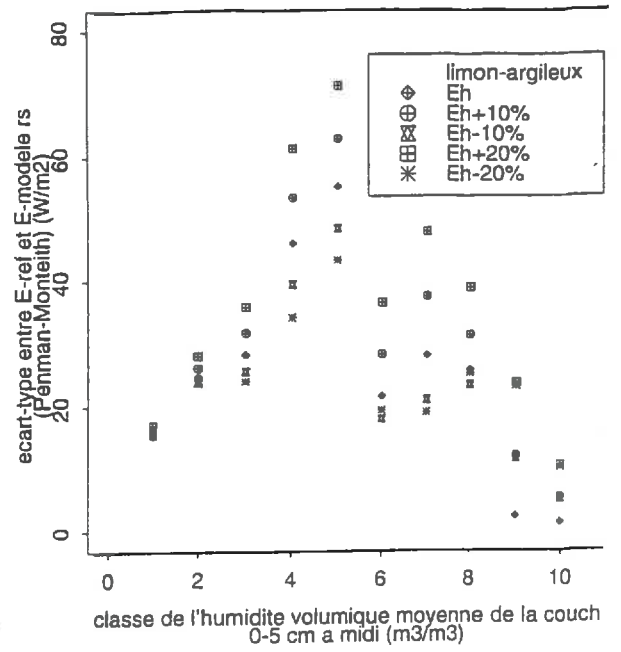
Cette analyse de sensibilité est menée avec un protocole similaire à celui de la partie **III.4.2** :

- les coefficients de corrélation $\rho(b_{\max}, b') = 0,428$, $\rho(b_{\max}, \delta) = 0,315$ et $\rho(b', \delta) = 0,218$ pour le sol limon-argileux montrent que ces paramètres ne sont pas corrélés. Nous étudierons donc individuellement pour chaque paramètre son effet sur l'estimation de l'évaporation. Nous travaillerons uniquement sur le sol limon-argileux.
- nous ferons varier successivement chaque paramètre en maintenant les autres à leur valeur ajusté. La gamme de variation de chaque paramètre sera établie en fonction de son intervalle de confiance.
- nous établirons enfin l'écart-type obtenue sur la différence E_{ref} et $E_{\text{modèle}, r_s}$.

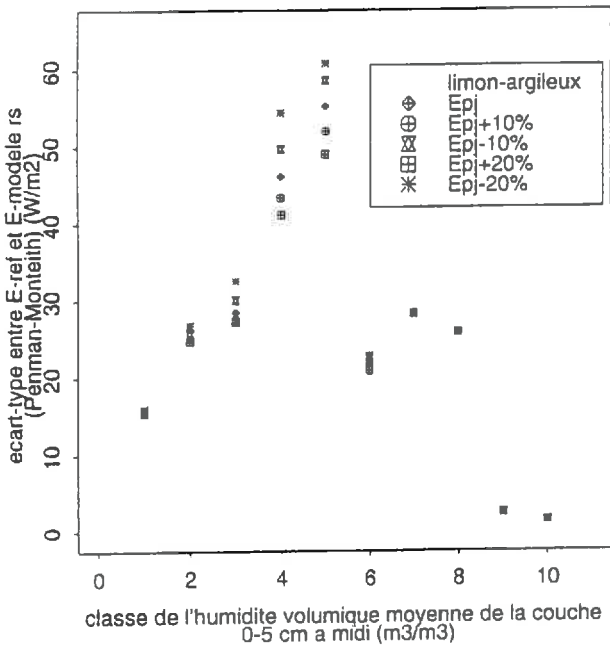
Ce protocole permet d'obtenir une représentation synthétique de la sensibilité du modèle r_s aux paramètres. Les résultats donnés par ce protocole sont représentés sur **les figures III.23 a, b, c, d, e et f**. Ces figures font apparaître une forte sensibilité du modèle aux paramètres b_{\max} , b' et une sensibilité relativement faible pour δ . Ceci nous incite à être très exigeant pour la caractérisation des paramètres b_{\max} et b' et moins exigeant sur le paramètre δ . La question de fixer ce paramètre pour tous les sols reste posée. On peut également se poser la question est-ce l'effet vent a été bien pris en compte dans notre modèle ?



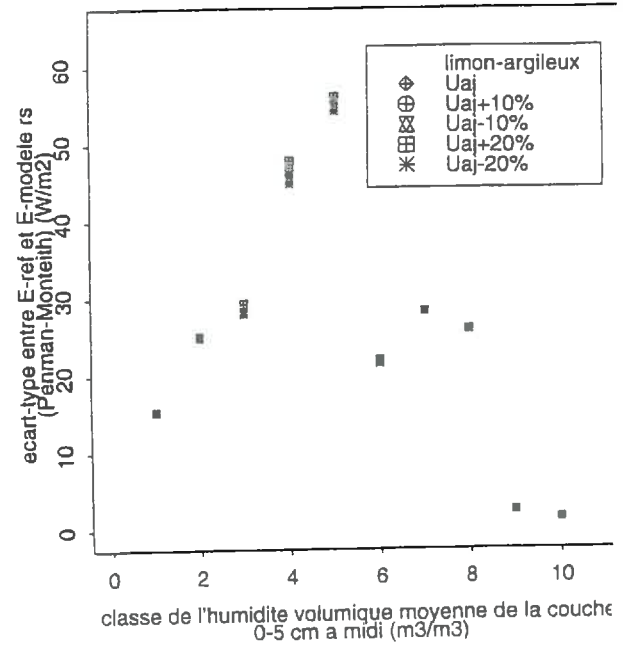
(a)



(b)



(c)



d

Figure III.24 : sensibilité du modèle III.4 aux variables d'entrée $\theta_{0-5cm, 12h}$, E_p , E_{pj} , U_{aj} pour le sol limon argileux, pour le modèle de Penman-Monteith.

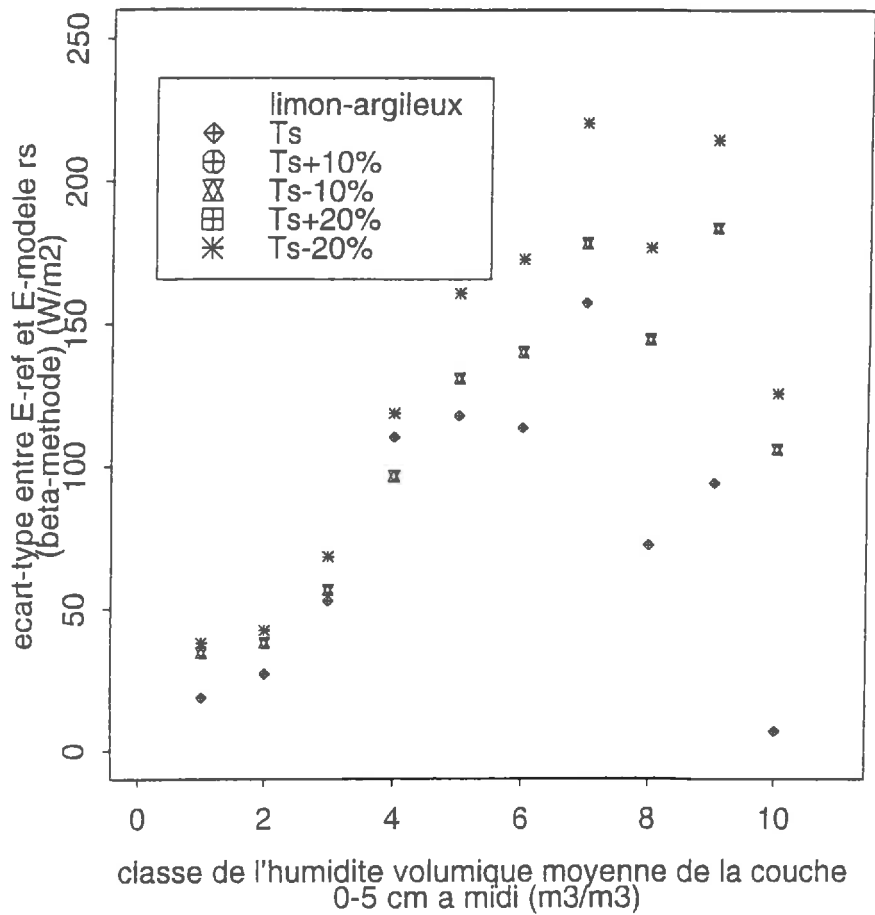


Figure III.25 : sensibilité du modèle III.4 à la variable d'entrée T_s pour le sol limon argileux, pour le modèle de la β -méthode.

4.5.2 Sensibilité aux variables d'entrée $\theta_{0-5\text{cm}, 12\text{h}}$, E_{p_j} , U_{a_j} , E_{p_h} , T_s

Le protocole utilisé dans cette partie est voisin des deux précédents, mais la gamme de variation de chaque variable est obtenue de la manière suivante :

- par exemple pour E_{p_j} ,

$E_{p_j} \pm 10\%$

$E_{p_j} \pm 20\%$

- l'évaluateur de modèle constituera notre critère d'évaluation de la sensibilité du modèle.

Les résultats donnés par ce protocole pour le modèle de Penman-Monteith dans le cas du limon-argileux sont représentés sur les *figures III.24 a, b, c et d*. Ces figures font apparaître une forte sensibilité du modèle aux variables d'entrée E_{p_h} [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$] et $\theta_{0-5\text{cm}, 12\text{h}}$ [$\text{m}^3\cdot\text{m}^{-3}$] et une sensibilité relativement faible à E_{p_j} [$\text{mm}\cdot\text{j}^{-1}$] et U_{a_j} [m/s].

La *figure III.25* montre la forte sensibilité du modèle de la β -méthode à la température [$^{\circ}\text{C}$] ; à tel point que les gammes d'humidité correspondant à $T_s + 10\%$ et à $T_s + 20\%$ n'y figure pas. De tels résultats surprenant ont été constatés par *Mathsushima et Kondo[1995]* pour des gammes de variation de $T_s \pm 1^{\circ}\text{C}$.

IV / CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Au cours de ce travail, nous avons essayé de relier la résistance de surface (r_s) à l'humidité de surface intégrée sur les 5 premiers centimètres de la couche de sol et mesurée quotidiennement à 12 h. Le choix d'une telle variable d'entrée a été retenu en fonction des possibilités qu'offrait la télédétection micro-onde pour l'estimation de l'humidité de surface. La relation $r_s = f(\theta_{0-5\text{cm},12\text{h}})$ étant très variable du fait des cycles diurnes (humectation et dessiccation), nous avons proposé de travailler avec des valeurs journalières de r_s calculées avec une pondération qui privilégie les périodes à forte évaporation.

Un modèle d'estimation de r_{s_j} a été construit autour de trois variables d'entrée $\theta_{0-5\text{cm},12\text{h}}$, E_{p_j} (valeur journalière de E_p) et U_{a_j} (valeur journalière de U_a). Ce modèle nous a permis d'estimer l'évaporation à l'échelle de temps horaire pour des conditions climatiques et hydriques variées et des sols contrastés. Sous réserve de validité du modèle sur un large jeu de données expérimentales, il est probable que le modèle puisse être adapté pour une grande 'variété' de sol et de climats. L'évaluateur de modèle construit pour établir la pertinence du modèle (de résistance de surface) montre de faible amélioration des résultats par rapport à un modèle $r_s = f(\theta_{0-5\text{cm},12\text{h}})$.

Les performances du modèle $r_{s_j} = f(\theta_{0-5\text{cm},12\text{h}}, E_{p_j}, U_{a_j})$ dépendent de la précision avec laquelle nous serons capable d'estimer :

- E_{p_j} , nous avons vu les difficultés que soulève la définition d'une telle grandeur dans le cas des sols nus.
- les paramètres $\theta_{\text{seuil, min}}$ et $\Delta\theta$ qui doivent pouvoir être reliés à des grandeurs physiques. Par exemple, $\theta_{\text{seuil, min}}$ est souvent reliée à θ_{FC} humidité volumique à la capacité au champ qui peut s'exprimer par la relation donnée par *Schmugge [1980]* :
 $\theta_{\text{FC}} (\%) = 25,1 - 0,21 (\% \text{ sable}) + 0,22 (\% \text{ argile})$. Par quels moyens pourrions nous accéder aux paramètres $r_{s_{\text{max}}}$ et θ_{min} ?
- les autres paramètres nécessitent la connaissance de faits expérimentaux liés à l'évaporation des sols nus. Les paramètres b_{max} et b' sont très variables d'un sol à l'autre et leur stabilité dans le temps avec l'évolution de l'état de surface n'est pas garantie. L'accessibilité de ces paramètres constituera dans la suite un élément important d'appréciation du modèle.
- $\theta_{0-5\text{cm}}$, une détermination précise de l'humidité de surface prise à une certaine heure de la journée est nécessaire pendant la phase de décroissance de r_{s_j} .

Dans une perspective d'utilisation du modèle de résistance de surface, une amélioration possible de ces performances est l'introduction de l'évolution diurne de r_s dans la formulation du modèle. De plus dans le cas où les deux informations $\theta_{0-5\text{cm}}$ et T_s sont disponibles (ces deux informations sont redondantes) nous pourrions tenter conformément aux travaux de *Chanzy [1991]* une estimation des paramètres en inversant les équations des modèles retenus (Penman-Monteith et β -méthode). Cette méthode devra également s'appuyer sur des conditions climatiques standards (rugosité, albédo).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

F. ACS et al., 1991, "A coupled soil moisture and surface temperature prediction model", American meteorological Society, J. Appl. Meteor., Vol. 30, 812-822.

G. ALVENAS et P-E JANSON, 1997, "Model for evaporation, moisture and temperature of bare soil : calibration and sensitivity analysis", Agricultural and Forest Meteorology, 88:47-56.

I.J. BARTON, 1979, "A parameterization of the evaporation from nonsaturated surfaces", American Meteorology Society, J. Appl. Meteor., Vol. 18, 43-47.

Y. BRUNET, 1984, "Modélisation des échanges sol nu-atmosphère : essai de validation locales d'étude et influence de la variabilité spatiale du sol", Thèse, Université Scientifique et Médicale et Institut National Polytechnique de Grenoble, 201pp.

Y. BRUNET, 1990, "Modèles d'étude des bilans énergétiques et hydriques à partir des mesures spatiales dans l'infra-rouge thermique", Télédétection spatiale : aspects physiques et modélisation, Centre National d'Etudes Spatiales, p 905-947.

W. BRUTSAERT, 1982, "Evaporation into the atmosphere : theory, history, and applications", Kluwer Académique Pub., Reidel Ed. 299pp.

P.J. CAMILLO et al., 1983, "A soil and atmospheric boundary layer model for evapotranspiration and soil moisture studies", Water Resources Research, Vol. 19, 2:371-380.

P.J. CAMILLO et R.J. GURNEY, 1986, "A resistance parameter for bare-soil evaporation models", Soil Science, Vol. 141, 2:95-105.

A. CHANZY, 1991, "Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection", thèse, Institut National Agronomique Paris-Grignon, 208pp.

A. CHANZY et L. BRUCKLER, 1993, "Significance of soil surface moisture with respect to daily bare soil evaporation", Water Resources Research, Vol. 29, 4:1113-1125.

B.J. CHOUDHURY et J.L. MONTEITH, 1988, "A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces", Q.J.R. Meteor. Soc., Vol. 114, pp. 373-398.

C.C. DAAMEN, 1993, "Evaporation from sandy soils beneath crops in the semi-arid zone : a study of the use of microlysimeters and numerical simulation ", Ph. D. Thesis, 232 pp., Univ. of Reading, Reading, England.

C.C. DAAMEN et L.P. SIMMONDS, 1996, "Measurement of evaporation from bare soil and its estimation using surface resistance", Water Resources Research, Vol. 32, 5:1393-1402.

J.W. DEARDORFF, 1977, "A parameterization of the ground surface moisture content for use in atmospheric predictions models", J. Appl. Meteor., 16:1182-1185.

- J.W. DEARDORFF, 1978**, "Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, C4:1889-1903.
- R. DELECOLLE et al., 1995**, "Calibration, sensibilité et validation des modèles", *Actes de l'Ecole-Chercheurs INRA Bioclimatologie*, Tome 1, p285-303.
- D.M. HAMBY, 1994**, "A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models", *Environmental Monitoring and Assessment*, 32:135-154.
- S. HUET et al., 1992**, "La régression non-linéaire, méthodes et applications en biologie", INRA Ed.
- S. HUET et al., 1996**, "Statistical tools for nonlinear regression, a practical guide with S-PLUS examples", *Springer Series in Statistics*.
- S.B. IDSO et al., 1974**, "The three stages of drying of a field soil", *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, Vol. 38, p831-837.
- R.D. JACKSON, 1973**, "Diurnal changes in soil water content during drying", *Field Soil Water regime*, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, Spec. Publ. J, 5.
- R.D. JACKSON et al., 1973**, "Diurnal soil water evaporation : time-depth-flux patterns, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 37:505-559.
- G.G. KATUL et M.B. PARLANGE, 1992**, "A Penman-Brutsaert model for wet-surface evaporation", *Water Resources Research*, vol. 28, 1:121-126.
- J. KONDO et al., 1990**, "A parameterization of evaporation from bare soil surfaces", *American Meteorological Society, J. Appl. Meteor.*, Vol. 29, 385-389.
- J. KONDO et al., 1992**, "A model and experimental study of evaporation from bare soil surfaces", *American Meteorological Society, J. Appl. Meteor.*, Vol. 31, 3:304-312.
- R.J. LASCANO et C.H.M van BAVEL, 1983**, "Experimental verification of a model to predict soil moisture and temperature profiles", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47:441-448.
- R.J. LASCANO et C.H.M van BAVEL, 1986**, "Simulation and measurement of evaporation from a bare soil", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50:1127-1132.
- J. LEE et R.A. PIELKE, 1992**, "Estimating the soil surface specific humidity", *J. Appl. Meteor.*, 31:480-484.
- J.F. MAHFOUF et J. NOILHAN, 1991**, "Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in-situ data", *J. Appl. Meteor.* 30:1354-1365.
- D.W. MARQUARDT, 1963**, "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters", *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, Vol. 11, 2:431-441.

- D. MATSUSHIMA et J. KONDO, 1995**, "An estimation of the bulk transfer coefficients for a bare soil surface using a linear model", American Meteorological Society, J. Appl. Meteor., Vol. 34, 4:927-940.
- M. MENENTI, 1984**, "Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques", report 10 (Special issue), Inst. Land Water Manag. Res. (ICN), Wageningen, The Netherlands, 202 pp.
- D.T. MIHAILOVIC et al., 1993**, "A resistance representation of schemes for evaporation from bare and partly plant covered surfaces for use in atmospheric models", J. Appl. Meteorology, 32:1038-1054.
- D.T. MIHAILOVIC et al., 1995**, "The validation of various schemes for parameterizing evaporation from bare soil for use in meteorological models : a numerical study using in situ data", Boundary-Layer Meteor., 76:259-289.
- A.S. MONIN et A.M. OBUKHOV, 1954**, "Dimensionless characteristics of turbulence in surface layer", Akad. New-York, SSSR, Geofiz. Inst. Tr. 24: 163-167.
- J.L. MONTEITH, 1965**, "Evaporation and environment", The State and Movement of water in living organism, Symp. Soc. Exp. Biol.
- J.L. MONTEITH, 1981**, "Evaporation and surface temperature", Quart J. R. Meteor. Soc., Vol. 107, 451: 1-27.
- C.J. NAPPO, 1975**, "Parameterization of surface moisture and evaporation rate in a planetary boundary layer model", Journal of Applied Meteorology, Vol. 14, 289-296.
- M.B. PARLANGE et G.G. KATUL, 1992**, "Estimation of the diurnal variation of potential evaporation from a wet bare soil surface", Journal of Hydrology, 132:71-89.
- A. PASSERAT de SILANS, 1986**, "Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle, Comparaison : modèles-expérience", thèse, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- C.A. PAULSON 1970**, "The mathematical representation of wind speed and temperature profile in the unsatble atmospheric surface layer", J. Appl., Meteor., 9:857-861.
- M.L. PENMAN, 1948**, "Natural evaporation from open water bare soil and grass", Proc. R. Soc. London, Ser. A., 193:120-145.
- A. PERRIER, 1973**, "Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu, en région semi-aride" dans "réponse des plantes aux facteurs climatiques", Acts. coll. Uppsala 1970 . Ecologie et conservation,5 : 477-487.
- A. PERRIER, 1975**, "Etude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles, II. - Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince" ", Ann. agron. Vol. 26, 2:105-123.

J.R. PHILIP, 1957, "Evaporation and moisture and heat field in the soil", *J. Meteor.*, 14:354-366.

M. RECAN, 1982, "Simulation numérique du comportement thermique et hydrique d'un sol nu. Application à l'étude de l'évaporation par télédétection", thèse, Institut National Polytechnique de Toulouse, 112pp.

T.J. SCHMUGGE et al., 1980, "Effect of texture on microwave emission from soils", *IEEE trans. Geosci. Rem. Sensing GE18*, 4:353-361.

S.F. SUN, 1982, "Moisture and heat transport in a soil layer forced by atmospheric conditions", M. Sc. Thesis, Univ. of Connecticut.

R. TOMASSONE et al., 1983, "La régression, nouveaux regards sur une ancienne méthode statistique", INRA et Masson Ed.

T. TOYA et N. YASUDA, 1988, "Parameterization of evaporation from a non-saturated bare surface for application in numerical prediction models", *J. Meteor Soc. of Japan*, 66: 729-728.

A.A. van de GRIEND et M. OWE, 1994, "Bare soil surface resistance to evaporation by vapor diffusion under semiarid conditions", *Water Resources Research*, Vol. 30, 2:181-188.

H. WITONO et L. BRUCKLER, 1989, "Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil atmosphere water transport modelling 1. Field validation of water flow model" *Wat. Res. Res.* Vol. 25, 12:2423---2435.

T. YAMANAKA et al., 1997, "A modified surface-resistance approach for representing bare-soil evaporation : Wind tunnel experiments under various atmospheric conditions", *Water Resources Research*, Vol. 33, 9:2117-2128.

N. YASUDA et T. TOYA, 1981, "Evaporation from non-saturated surface and surface moisture availability", *Pap. Meteor. Geophys*, Vol. 32, 2:89-98.

Z. YE et R.A. PIELKE, 1993, "Atmospheric parametrization of evaporation from non-plant-covered surfaces", *American Meteorological Society, J. Appl. Meteor.*, Vol. 32, 7:1248-1258.

ANNEXES :

ANNEXE I

Complément sur la formule de Penman-Monteith

I / Calcul de l'évaporation potentielle de Penman

Le bilan d'énergie appliqué à l'interface sol-atmosphère nous donne :

$$R_n + LE + H + G = 0 \quad (1)$$

Par convention, un flux est positif s'il est orienté vers la surface.

Nous avons d'autre part les relations :

$$LE = L \cdot h_1(T, \Delta T, V, z_0) \cdot (C_a - C_s) \quad (2)$$

$$H = \rho C_p h_s(T, \Delta T, V, z_0) \cdot (T_a - T_s) \quad (3)$$

C_a et C_s sont respectivement les concentrations de vapeur d'eau dans l'air au niveau de référence de mesure climatique et au niveau de l'interface sol-atmosphère. T est la température moyenne de l'air. Nous supposons que $T = (T_a - T_s) / 2$.

Soit $P(T)$ la fonction qui donne la pression de vapeur saturante à une température T . **En supposant que la vapeur d'eau soit un gaz parfait**, (2) peut s'écrire :

$$LE = LM_{H_2O} / RT \cdot h_1(T, \Delta T, V, z_0) \cdot (P(T_{ra}) - P(T_{rs})) \quad (4)$$

T_{ra} et T_{rs} sont les températures de rosée de l'air et du sol.

$$\text{Posons : } \gamma = \frac{h_s(T, \Delta T, V, z_0) C_p RT}{h_1(T, \Delta T, V, z_0) LM_{H_2O}} \quad (5)$$

Pour pouvoir résoudre le bilan d'énergie, Penman fait l'hypothèse que **la surface est saturée** ce qui équivaut à écrire la relation :

$$T_{rs} = T_s \quad (6)$$

En combinant (4), (5) et (6), nous avons :

$$LE = \rho C_p h_1(T, \Delta T, V, z_0) / \gamma \cdot (P(T_{ra}) - P(T_a)) + C_p h_1(T, \Delta T, V, z_0) / \gamma \cdot (P(T_a) - P(T_s)) \quad (7)$$

Si les écarts de température sont suffisamment petits, **nous pouvons linéariser la relation $P(T)$** , ce qui nous permet d'écrire :

$$(P(T_a) - P(T_s)) = P'(T_a - T_s) \quad (8)$$

$$\text{Posons : } Ea = \frac{\rho C_p h_1(T, \Delta T, v, z_0)}{\gamma} (P(T_a) - P(T_{ra})) \quad (9)$$

Ea est une estimation du pouvoir évaporatif de l'air.

A partir des relations (1), (3), (7) et (9), nous pouvons exprimer l'écart de température comme suit :

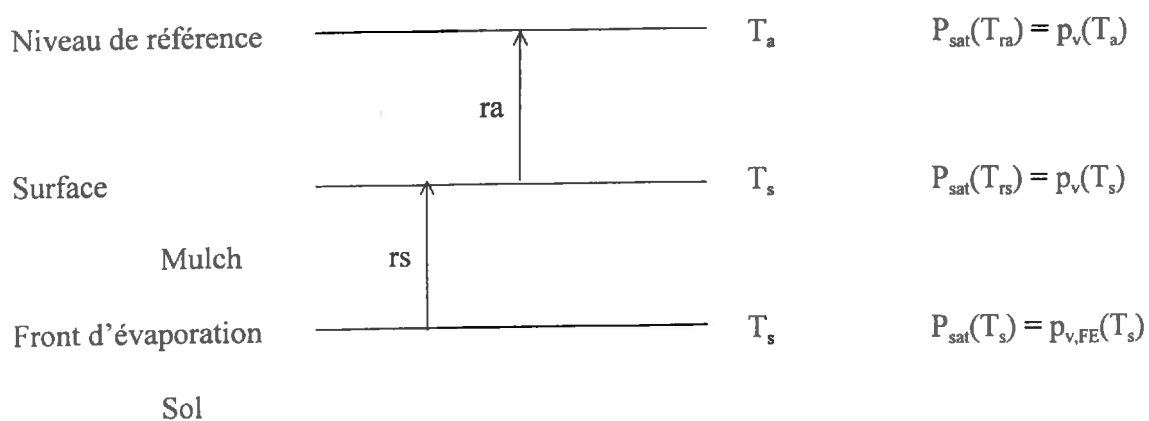
$$T_a - T_s = \frac{-R_n - G - Ea}{\rho C_p h_1(T, \Delta T, v, z_0) \cdot (P' / \gamma + 1)} \quad (10)$$

En introduisant (9) et (10) dans (8), nous obtenons la formule de Penman :

$$-LE = \frac{\gamma}{P' + \gamma} Ea + \frac{P'}{P' + \gamma} (R_n + G) \quad (11)$$

Avec les hypothèses de Penman, le flux LE ainsi calculé correspond à l'évaporation potentielle Ep.

II / Calcul de la formule de Penman-Monteith dans le cas des sols nus



Description schématique du système physique simplifié :

Le bilan d'énergie appliqué à la surface s'écrit :

$$R_n + LE + H + G = 0 \quad (1)$$

Par convention, un flux est positif s'il est orienté vers la surface.

$$LE = LM_{H_2O} / RT \cdot h_1(T, \Delta T, V, z_0) \cdot (P_{sat}(T_{ra}) - P_{sat}(T_{rs})) \quad (2)$$

$$H = \rho C_p h_s(T, \Delta T, V, z_0) \cdot (T_a - T_s) \quad (3)$$

Posons :

$$h_1 = h_1(T, \Delta T, V, z_0)$$

$$h_s = h_s(T, \Delta T, V, z_0)$$

$$\text{Posons : } \gamma = \frac{h_s \rho C_p R T}{h_1 L M_{H_2O}}$$

Si nous supposons que l'évaporation se fait au niveau du front d'évaporation, que les flux d'eau à travers le mulch sont conservatifs et qu'ils sont munis à une résistance à la diffusion r_s , nous pouvons écrire :

$$LE = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} \cdot \frac{P_{v,FE,s} - P_{v,s}}{r_s} \quad (4)$$

Si de plus le mulch est isotherme et que la pression de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation est saturante, cela permet dans (4) de remplacer la pression partielle de vapeur d'eau par la pression de vapeur saturante :

$$LE = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} \cdot \frac{P_{sat}(T_s) - P_{sat}(T_{rs})}{r_s} \quad (5)$$

(2) peut également s'écrire :

$$LE = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} h_1 \cdot (P_{sat}(T_{ra}) - P_v(T_a) + P_v(T_a) - P_{sat}(T_s) + P_{sat}(T_s) - P_{sat}(T_{rs})) \quad (6)$$

Posons :

$$Ea = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} h_1 \cdot (P_{sat}(T_{ra}) - P_v(T_a)) \quad (7)$$

En combinant (6) avec (7) et (5) et en linéarisant la fonction $P(T)$, nous obtenons :

$$LE = -Ea - h_1 r_s \cdot LE - P' LM_{H_2O} / RT \cdot (T_s - T_a) \quad (8)$$

D'après (1) et (3), nous pouvons écrire :

$$T_s - T_a = \frac{Rn + G + LE}{Cp h_s} \quad (9)$$

Ce qui donne en combinant (8) et (9) :

$$LE = \frac{-Ea - P' / \gamma (Rn + G)}{1 + h_1 r_s + P' / \gamma} \quad (10)$$

En posant : $ra = 1/h_1$ et en remarquant que :

$$LEp = \frac{-Ea - P' / \gamma (Rn + G)}{1 + P' / \gamma}$$

(10) peut s'écrire :

$$LE = LEp \frac{1 + P'/\gamma}{1 + rs/ra + P'/\gamma} \quad (11)$$

Ce qui simplifie facilement pour donner :

$$LE = \frac{LEp}{1 + \gamma/(P' + \gamma) \cdot rs/ra} \quad (12)$$

Remarquons que E_p est calculée avec les termes du bilan d'énergie de la surface étudiée (h , R_n et G). E_p correspond bien au calcul retenu pour caractériser la demande climatique prise en compte dans les modèles simplifiés.

III / Analyse des hypothèses du modèle de Penman Monteith (d'après Chanzy, 1991)

Nous avons vu (Cf. III.3.2.) qu'il n'existait pas de relation univoque entre θ_{0-5} et r_s . Ceci étant en contradiction avec les hypothèses du modèle de Penman Monteith qui associe aux variations de r_s , une variation des propriétés de diffusion du mulch. Nous allons dans la suite tester les hypothèses (Cf. Tableau AXI.1) qui conduisent à la formulation du modèle de Penman Monteith (équation AXI.1). Les calculs sont développés dans l'annexe IV.

I. VERIFICATIONS SUR L'ÉPAISSEUR DU MULCH

En supposant que $r_s = z_m/D$, nous avons deux grandeurs, z_m et D , qui permettent d'expliquer les variations de r_s . Les variations de D ont deux origines : elles proviennent d'un changement de la porosité libre à l'air ou d'une variation de la diffusivité de la vapeur d'eau dans l'air liée à la température. Or, lorsque le sol est sec, la porosité libre à l'air varie peu (quelques %), ce qui induit de faibles variations sur D . Par exemple, lorsque la porosité libre à l'air varie de 0.45 à 0.50 m^3/m^3 , nous avons une variation de 20% sur D (Cf. II.1.2.1.5). Quant à l'effet de la température, il intervient sur D avec un facteur multiplicatif $(T/281)^{1.88}$. Celui-ci passe de 0.95 à 273°K à 1.28 pour 320°K. Nous voyons donc qu'avec ces deux facteurs agissant sur D , nous sommes loin des variations prises par r_s . Sous hypothèse H3 du modèle (Tableau AXI.1 $r_s = z_m/D$), les principales variations de r_s s'expliqueraient par des modifications de l'épaisseur du mulch. Nous allons donc tester la cohérence des hypothèses H2, H3 et H4 (Tableau AXI.1) du modèle en comparant les épaisseurs de sol sur lesquelles ces hypothèses s'appliquent.

- Pour H2, nous pouvons calculer la profondeur jusqu'à laquelle le mulch peut être considéré comme isotherme. La notion d'isothermie ne pouvant être appliquée de manière stricte, nous nous sommes fixés un seuil de variation de 2°C.

- Pour H3, nous avons déterminé z_m à partir de r_s en fixant la valeur de D ($4.5 \cdot 10^{-06} m^2/s$). Ce coefficient, correspond pour le Limon argileux, à une humidité du sol de 0.07 m^3/m^3 (Cf. II.1.2.1.4.)

- Pour H4, nous avons supposé que la pression de vapeur est considérée comme saturante pour une humidité relative de 90%.

Les résultats de ces calculs sont portés sur la Figure AXI.1. Nous constatons que chaque hypothèse conduit à des profondeurs significativement différentes. La profondeur calculée à partir de r_s (H3) ou celle qui vérifie H2 est d'un ordre de grandeur inférieur à celle répondant à

Tableau AXI.1: Hypothèses et forme analytique du modèle mécaniste simplifié de Monteith

Forme Analytique

$$LE = \frac{LE_p}{1 + [\gamma / (p' + \gamma)] \cdot r_s / r_a} \quad (\text{AXI.1})$$

$$r_s = \frac{LE_p - LE}{LE \cdot [\gamma / (p' + \gamma)] \cdot 1 / r_a} \quad (\text{AXI.2})$$

Hypothèses

H1 : L'évaporation se fait au niveau d'un front d'évaporation qui s'enfonce lorsque le sol s'assèche (formation d'un mulch).

H2 : Le mulch est isotherme.

H3 : Les flux d'eau dans le mulch se font en phase gazeuse. Ceux-ci sont conservatifs et soumis à une résistance r_s liée aux propriétés de diffusion gazeuse du milieu.

H4 : La pression de vapeur d'eau est saturante au niveau du front d'évaporation.

H4. Cette discordance ne peut pas être attribuée aux seuils choisis dans les calculs qui ont été pris pour maximiser l'épaisseur calculée par H2 et H3 et minimiser celle donnée avec H4.

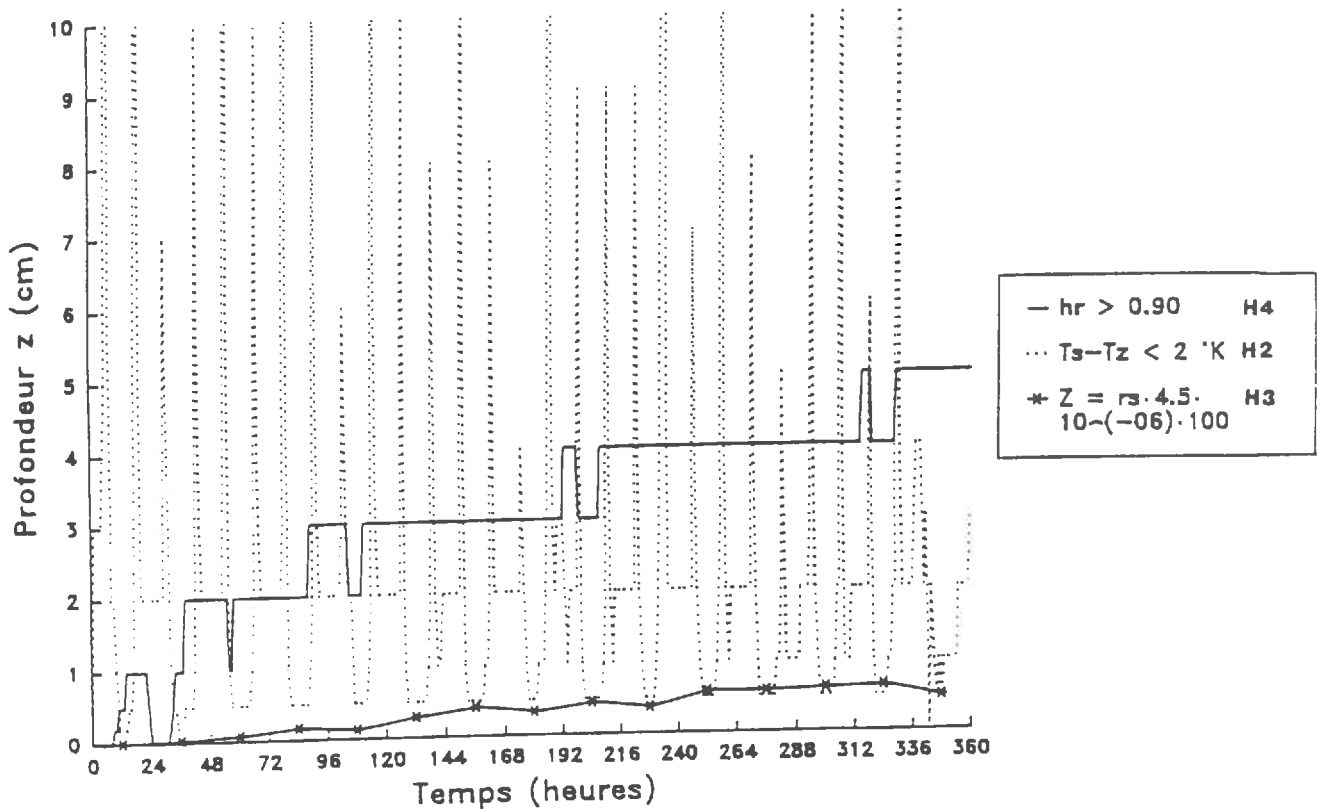


Figure AXI.1 : Calcul pour une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)) des profondeurs vérifiant les hypothèses H2, H3 et H4 (Tableau AXI.1).

2. ORIGINE DES FLUX EN PHASE GAZEUSE

Dans le modèle de Penman-Monteith (*Perrier, 1975*), il est supposé que la vaporisation de l'eau se fait à la base du mulch au niveau d'un front d'évaporation. De plus, les flux d'eau dans le mulch se font en phase vapeur et sont supposés conservatifs. Nous proposons donc de tester ces hypothèses en calculant la contribution de chaque couche de sol au flux d'eau en phase gazeuse. Nous avons représenté les profils de vaporisation obtenus sur le Limon-argileux au cours d'une séquence d'évaporation sur les Figures AXI.2. La vaporisation se fait sur une couche relativement fine d'environ 1cm d'épaisseur. Cette couche de vaporisation s'enfonce très vite au cours des premiers jours pour ensuite se fixer au voisinage de 1.5 cm. Malgré une relative constance de la profondeur du front d'évaporation, nous constatons que r_s continue à varier dans des proportions non négligeables. Nous pouvons également noter qu'en surface

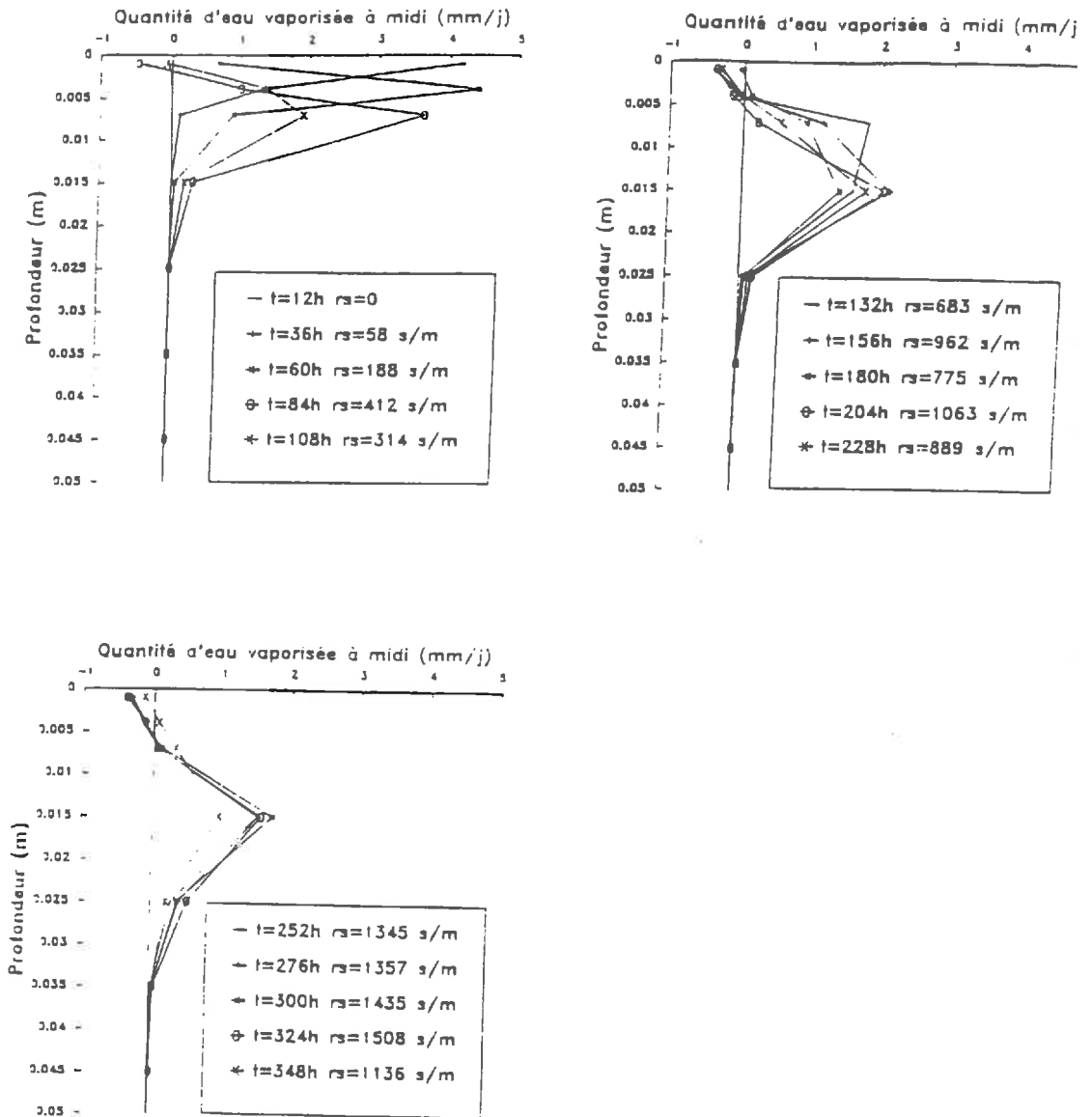


Figure AXI.2 : Quantité d'eau vaporisée dans les couches de surface au cours d'une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)).

nous avons un phénomène de condensation qui serait dû aux potentiels matriciels très (en valeur absolue) atteints à la surface.

Un examen plus détaillé de ces profils fait apparaître que pour des variations de r_s , nous avons une redistribution de la vaporisation au sein de la couche de vaporisation. Si nous prenons par exemple les profils de vaporisation à $t=348h$ et $t=324h$, nous avons des valeurs de r_s respectivement de 1136 s/m et de 1508 s/m. Dans les deux cas, la vaporisation se fait à partir d'une couche centrée sur 0.015 m. Toutefois nous pouvons constater que pour $t=348h$, les contributions à la vaporisation des couches centrées sur 0.005 m et 0.0075 m sont plus élevées que pour $t=324h$.

qu'à $t=324h$. Ceci nous incite à relier r_s à un critère plus synthétique qui est la distance moyenne (l_v) parcourue par la vapeur d'eau dans le sol. Celle-ci peut être définie comme la somme des profondeurs moyennes des couches, pondérées par leur contribution à la vaporisation. La longueur l_v peut s'écrire :

$$l_v = \sum_i (v_i / \phi_{gH_2O}) \cdot x_i \quad (III.16)$$

où :

- v_i est la quantité d'eau vaporisée dans la couche i (mm/j);
- x_i est la profondeur moyenne de la couche i (m);
- ϕ_{gH_2O} est le flux de vapeur d'eau à la surface du sol (mm/j)

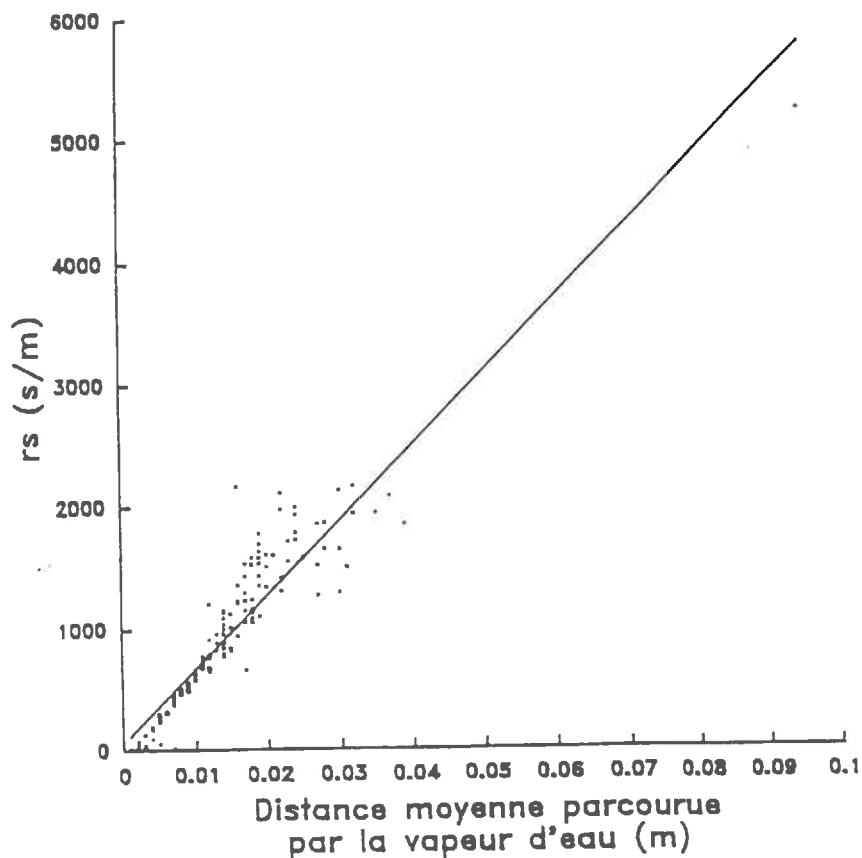


Figure AXI.3 : Relation entre r_s et la distance moyenne parcourue par la vapeur d'eau (l_v). Le calcul a été fait pour toutes les heures comprises entre 8 et 18 h pour une séquence d'évaporation (Limon argileux, climat : "juil", profil initial : H (Cf. Annexe V)). La droite correspond à la régression linéaire.

Nous avons calculé la distance moyenne pour chaque heure (limitée à la période 9-18 h) séquence d'évaporation (Figure AXI.3). En prenant les calculs faits à différentes heures de la journée, nous avons une relation linéaire entre r_s et l_v . l_v apparaît donc comme un paramètre beaucoup plus pertinente que θ_{0-5} pour décrire r_s sur l'ensemble de sa gamme de variation. Par exemple, la valeur de l_v prise pour $r_s=5000$ s/m se place bien dans le cadre d'une relation linéaire $r_s=f(l_v)$. Toutefois, les distances calculées sont quatre fois plus grandes que les épaisseurs de mulch calculées à partir de r_s (Figure AXI.1). En étant reliée à l_v , la résistance à la diffusion de la vapeur d'eau dans le sol serait donc bien associée au phénomène de diffusion de la vapeur d'eau dans les couches de surface.

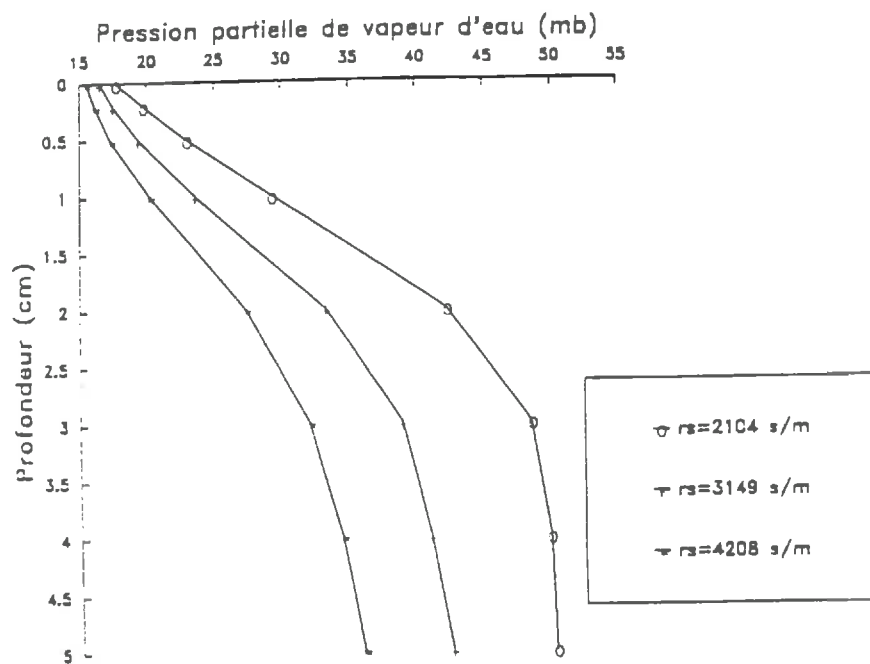


Figure AXI.4 : profil de pression partielle de vapeur d'eau pour trois heures consécutives choisies en fin d'après-midi (Limon-argileux, Climat : "juil" (Cf. Annexe V))

ANNEXE II

Complément sur la α -méthode et la β -méthode

Dans les conditions naturelles, au voisinage du sol, se développe une couche limite turbulente. Afin de simplifier l'étude du système physique sol nu, nous considérerons que le sol est une surface homogène horizontale et suffisamment étendue pour que l'écoulement de l'air puisse remettre en équilibre avec lui. On supposera également que l'écoulement de l'air est bidimensionnel (il n'y a que deux composantes : verticale et horizontale).

1. Calcul de la formule dite de la α -méthode

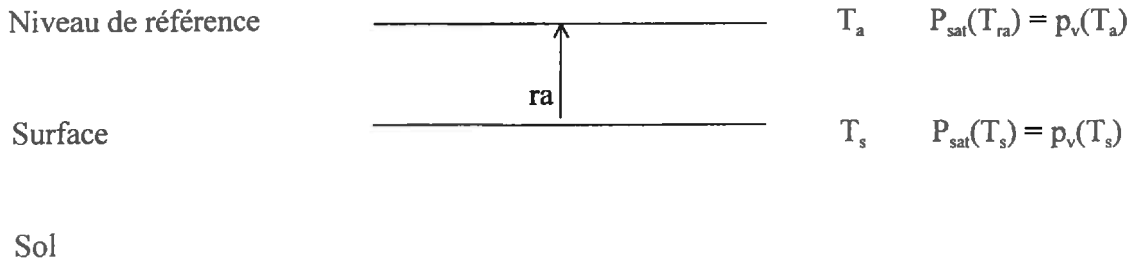


Figure 1 : Description schématique du système physique sol nu de la α -méthode

La détermination des flux verticaux par de l'analogie entre les mouvements moléculaires et les mouvements turbulents. Ainsi, le flux d'eau à la surface est proportionnelle au gradient de concentration de la vapeur d'eau dans l'air, soit :

$$LE = -\rho_a L K_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

L'hypothèse de conservation des flux d'eau à la surface permet d'intégrer (1) :

$$LE = \rho_a L \frac{q_s - q_a}{\int_{z_{oq}}^{z_a} \frac{dz}{K_w}} \quad (2)$$

où

q_a est l'humidité spécifique au niveau de référence z_a

q_s est l'humidité spécifique au niveau de la surface correspondante à la hauteur de rugosité liée à l'humidité z_{oq}

K_w est le coefficient de diffusivité turbulent lié à la vapeur d'eau.

$$\text{or. } ra_w = \frac{1}{h_w} = \int_{z_{oq}}^{z_a} \frac{dz}{K_w} = ra,$$

$$\text{il vient } E = \rho_a \frac{q_s - q_a}{ra} \quad (3)$$

Si on pose $\alpha = \frac{q_s(T_s)}{q_{sat}(T_s)} = \frac{q_s}{q_{sat}(T_s)}$ qui est la disponibilité en eau à la surface,

(3) devient :

$$E = \rho_a \frac{[\alpha q_{sat}(T_s) - q_a]}{ra} \quad (4)$$

2. Calcul de la formule dite de la β -méthode

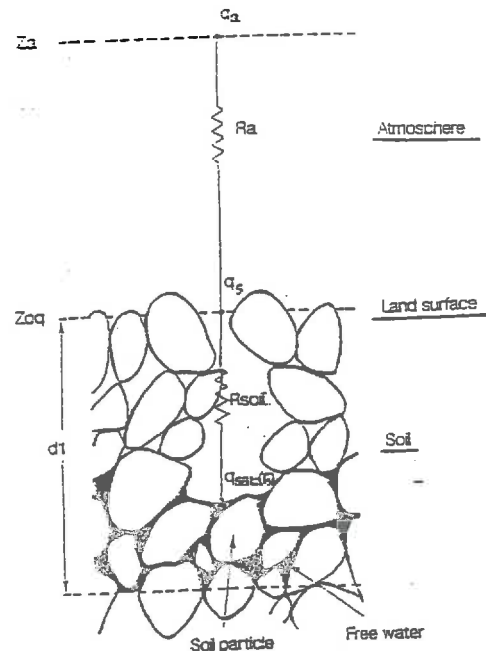


Figure 2 : Description schématique du système physique sol nu de la β -méthode

Si, de plus, on suppose que l'évaporation se produit au niveau d'un front d'évaporation, que les flux d'eau à travers le mulch sont conservatifs et qu'ils sont soumis à une résistance à la diffusion r_s ; on obtient une relation analogue à (3) :

$$E = \rho_a \frac{q_{FE} - q_s}{r_s} \quad (5)$$

où

q_{FE} est l'humidité spécifique au niveau du front d'évaporation.

On suppose que le mulch est isotherme et la pression de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation est saturante ; on a

$$q_{sat}(T_s) = q_{FE}(T_s)$$

soit en éliminant q_s dans (3) et (5), on a :

$$E = \rho_a \frac{[q_{sat}(T_s) - q_a]}{ra + rs} = \rho_a \beta \frac{[q_{sat}(T_s) - q_a]}{ra} \quad (6)$$

$$\text{avec } \beta = \frac{1}{1 + \frac{rs}{ra}}$$

3. Différences entre la formule de Penman-Monteith et la formule dite de la β -méthode

Les équations [(4) *Annexe I*] et [(5) *Annexe II*] suivantes :

$$LE = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} \cdot \frac{p_{v,FE,s} - p_{v,s}}{rs} \quad [(4) \text{ Annexe I}]$$

$$E = \rho_a \frac{q_{FE} - q_s}{rs} \quad [(5) \text{ Annexe II}]$$

qui résultent de l'hypothèse H_3 de chacun des deux modèles sont équivalentes et conduisent par conséquent à des résistances de surface équivalentes.

En effet, q_{FE} , q_s et q_a sont calculées en utilisant la relation suivante [Brutsaert, 1982] :

$$q = \frac{0,622 p_v(T)}{P_{atm}}$$

où

P_{atm} est la pression atmosphérique et vaut 1013,25 hPa

La deuxième équation s'écrit alors:

$$LE = -\frac{LM_{H_2O}}{RT} \cdot \frac{p_{FE} - p_s}{rs}$$

Les deux modèles utilisent les hypothèses H_1 et H_4 (le mulch est isotherme et la pression de vapeur d'eau au niveau du front d'évaporation est saturante) mais pour la β -méthode cela conduit directement à l'équation [(6) *Annexe II*] alors que le modèle de Penman-Monteith introduit ensuite l'équation du bilan d'énergie dans [(4) *Annexe I*].

ANNEXE III

Calcul des coefficients d'échange convectif

$$h = \frac{\rho_a C_{pa} \kappa^2 U_a}{\left[F_M\left(\frac{z_a}{L'}\right) - F_M\left(\frac{z_o}{L'}\right) \right] \left[F_H\left(\frac{z_a}{L'}\right) - F_H\left(\frac{z_{oT}}{L'}\right) \right]}$$

où

- U_a vitesse du vent à l'altitude de référence
- ρ_a masse volumique
- C_{pa} chaleur spécifique de l'air
- κ "constante" de KARMAN (environ 0,35)
- L' longueur d'OBUKHOV
- z_{oT} longueur de rugosité pour le transfert de chaleur
- F_M fonction de stabilité pour les transferts de quantité de mouvement
- F_H fonction de stabilité pour les transferts de quantité de chaleur

La longueur d'OBUKHOV L' est un paramètre caractéristique de l'état de stratification de la couche de surface :

$$L' = \frac{u_*^*}{\kappa \frac{g}{T_a} \frac{H}{\rho_a C_{pa}}}$$

où u_*^* est la vitesse de frottement qui est liée à la vitesse du vent U_a à l'altitude de référence z_a par la relation

$$U_a = \frac{u_*^*}{\kappa} \left[F_M\left(\frac{z_a}{L'}\right) - F_M\left(\frac{z_o}{L'}\right) \right]$$

La longueur d'OBUKHOV est positive lorsque la stratification thermique est stable (c'est-à-dire lorsque la température de l'air croît avec l'altitude) et négative dans le cas instable. Elle tend vers l'infini au voisinage de la neutralité.

Les fonctions F_M et F_H n'ont, jusqu'à présent, pu être déterminées de façon théorique. *BUSINGER * et al.* proposent :

- *cas instable* ($L' < 0$)

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) = \text{Log} \frac{z_a}{z_o} + \text{Log} \frac{(\eta_o^2 + 1)(\eta_o + 1)}{(\eta_a^2 + 1)(\eta_a + 1)} + 2(\text{Arctg} \eta_a - \text{Arctg} \eta_o)$$

$$\text{avec } \eta_o = (1 - 15 \frac{z_o}{L'})^{1/4} \quad \text{et} \quad \eta_a = (1 - 15 \frac{z_a}{L'})^{1/4}$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) = 0,74 \text{Log} \frac{z_a}{z_{oT}} + 2 \text{Log} \frac{\lambda_{oT} + 1}{\lambda_a + 1}$$

$$\text{avec } \lambda_{oT} = (1 - 9 \frac{z_{oT}}{L'})^{1/2} \quad \text{et} \quad \lambda_a = (1 - 9 \frac{z_a}{L'})^{1/2}$$

$$\text{avec } \zeta = \frac{z}{L'} \quad \text{et} \quad (\zeta_a = \frac{z_a}{L'} ; \zeta_o = \frac{z_o}{L'} ; \zeta_{oT} = \frac{z_{oT}}{L'})$$

- *cas stable* ($L' > 0$)

si $\zeta > 1$

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) = \text{Log} \frac{z_a}{z_o} + 4,7 + 4,7 \text{Log} \frac{z_a - z_o}{L'}$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) = 0,74 \text{Log} \frac{z_a}{z_{oT}} + 4,7 + 4,7 \text{Log} \frac{z_a - z_{oT}}{L'}$$

si $\zeta \leq 1$

$$F_M(\zeta_a) - F_M(\zeta_o) = \text{Log} \frac{z_a}{z_o} + 4,7 \text{Log} \frac{z_a - z_o}{L'}$$

$$F_H(\zeta_a) - F_H(\zeta_{oT}) = 0,74 \text{Log} \frac{z_a}{z_{oT}} + 4,7 \text{Log} \frac{z_a - z_{oT}}{L'}$$

Lorsque L' tend vers l'infini, c'est-à-dire au voisinage de la neutralité, $F_M(\xi_a) - F_M(\xi_o)$ tend vers $\log(z_a/z_o)$ et on retrouve le profil logarithmique classique pour les vitesses :

$$u_a = \frac{u^*}{\kappa} \text{Log} \frac{z_a}{z_o}$$

$$z_{oT} = z_o \exp(-\kappa \cdot \text{Pr}^{-1} \delta)$$

Owen et Thomson : $\delta = 2,40$, $\text{Re}^{*0,45}$ et $\text{Pr}^{0,8}$,

$\text{Pr} (\cong 0,74)$ et $\text{Re}_c = U \cdot 30 / \nu_a$

(*) voir [*Récan, 1982*]

ANNEXE IV

Le modèle de référence

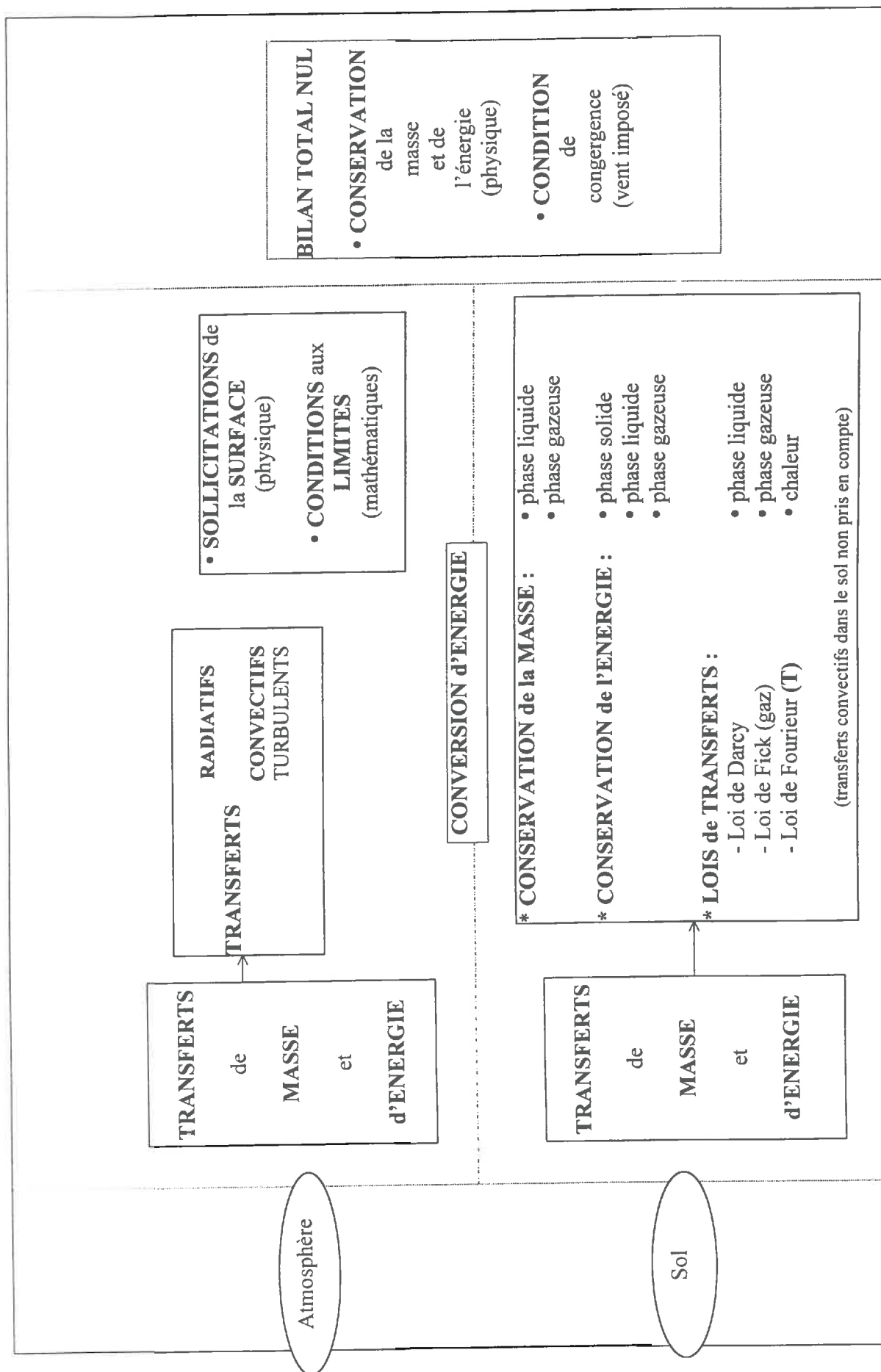


Figure 1 : Système physique étudié par le modèle de référence

Le système physique utilisé par le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur (appelé par la suite **modèle mécaniste**) est constitué de l'air, de l'interface sol-atmosphère et du sol (voir *figure 1*).

Sa description tient compte de plusieurs hypothèses figurant sur le *tableau* correspondant.

Le schéma de fonctionnement d'ensemble du modèle de référence présenté sur la *figure 2* met en avant le couplage entre le modèle de transfert d'eau et de chaleur dans le sol avec la modélisation des flux convectifs et le bilan d'énergie.

La complémentarité des termes de ce couplage permet d'avoir en sortie du modèle de référence, l'évaporation E.

La capacité des modèles de ce type à estimer l'évaporation des sols nus a été testée par plusieurs auteurs [*Lascano et Van Bavel, 1983, 1986; Brunet, 1984 ; Passerat de Silans, 1986 ; Witono et Bruckler, 1989 ; Chanzy et Bruckler, 1993*].

La *figure 3* est une illustration de la qualité des résultats qu'il est possible d'atteindre par ce type d'approche lorsque les propriétés physiques du sol sont connues.

Toutefois, la précision de l'estimation de l'évaporation par le modèle de référence se heurte à la difficulté de déterminer correctement les propriétés hydrodynamiques (notamment $K(\theta)$) et thermiques du sol.

En effet, ce type de modèle nécessite une très grande résolution verticale près de l'interface sol-atmosphère (environ 1mm) afin d'assurer la continuité du flux d'eau à ce niveau.

La *figure 4* est une illustration de ces propos et met en lumière la forte sensibilité du modèle de référence aux propriétés hydrodynamiques du sol et incite à effectuer un calage du modèle pour chaque type de sol étudié.

Tableau : Principales hypothèses faites dans le modèle mécaniste de transferts couplés d'eau et de chaleur. (*) d'après Chanzy [1991]

HYPOTHESES

Hypothèses sur le système physique

- H1. Les flux sont mono-dimensionnels et verticaux.
- H2. Il n'y a pas de source ni de puits de masse ou de chaleur dans le sol.
- H3. Le sol est non déformable. Nous nous plaçons dans le cadre classique et simplifié de la modélisation des transferts en milieu rigide.

Hypothèses sur les constituants

- H4. L'eau est incompressible et chimiquement pure.
- H5. La vapeur d'eau est assimilée à un gaz parfait.
- H6. Les phases liquide et vapeur sont en équilibre thermodynamique. Ceci implique que l'humidité relative dans le sol est reliée au potentiel hydrique matriciel par la loi de Kelvin.
- H7. La pression totale de la phase gazeuse dans le sol est constante et égale à la pression atmosphérique.

Hypothèses sur la nature des flux

- H8. Les flux de vapeur d'eau sont décrits par la loi de Fick. Nous supposons donc, que les flux de vapeur liés à la convection sont négligeables.
- H9. Le transport d'eau adsorbée engendré par le gradient thermique Kay et Groenvelt [1974]* est négligé.

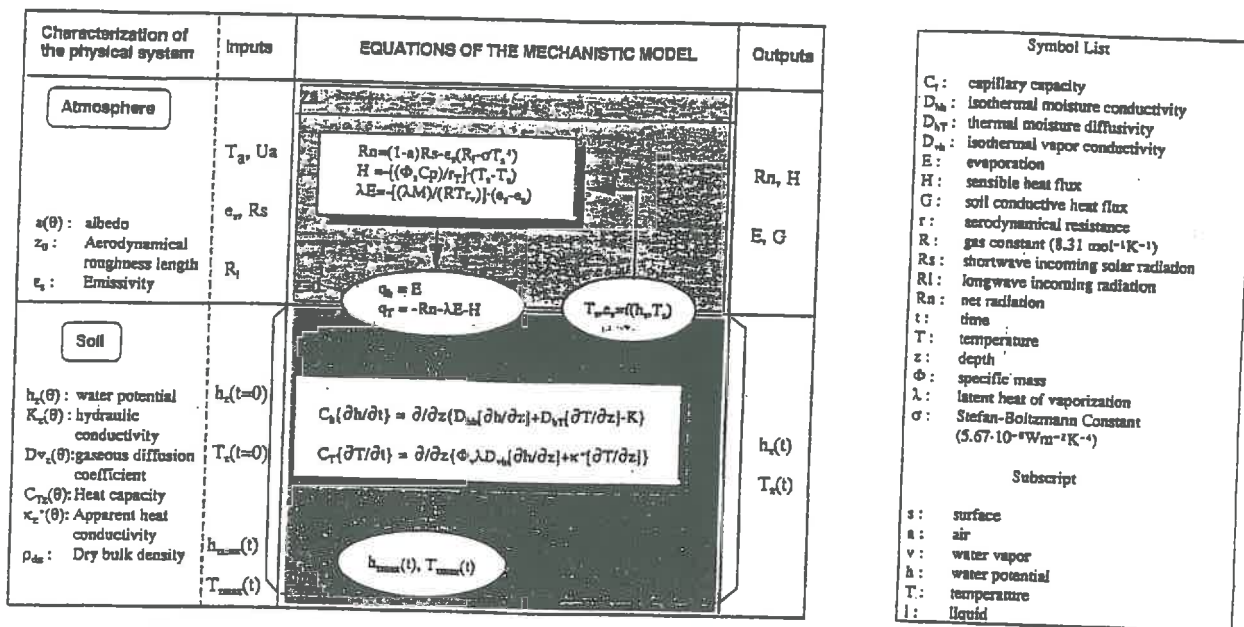


Figure 2 : Description schématique du modèle mécaniste (d'après Chanzy et Bruckler [1993])

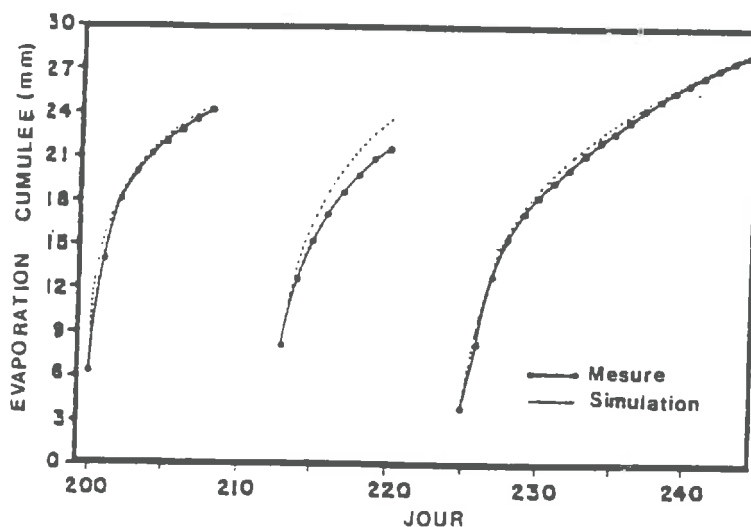


Figure 3 : Comparaison entre les évaporations mesurées et calculées par un modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur (d'après Lascano et van Bavel [1986])

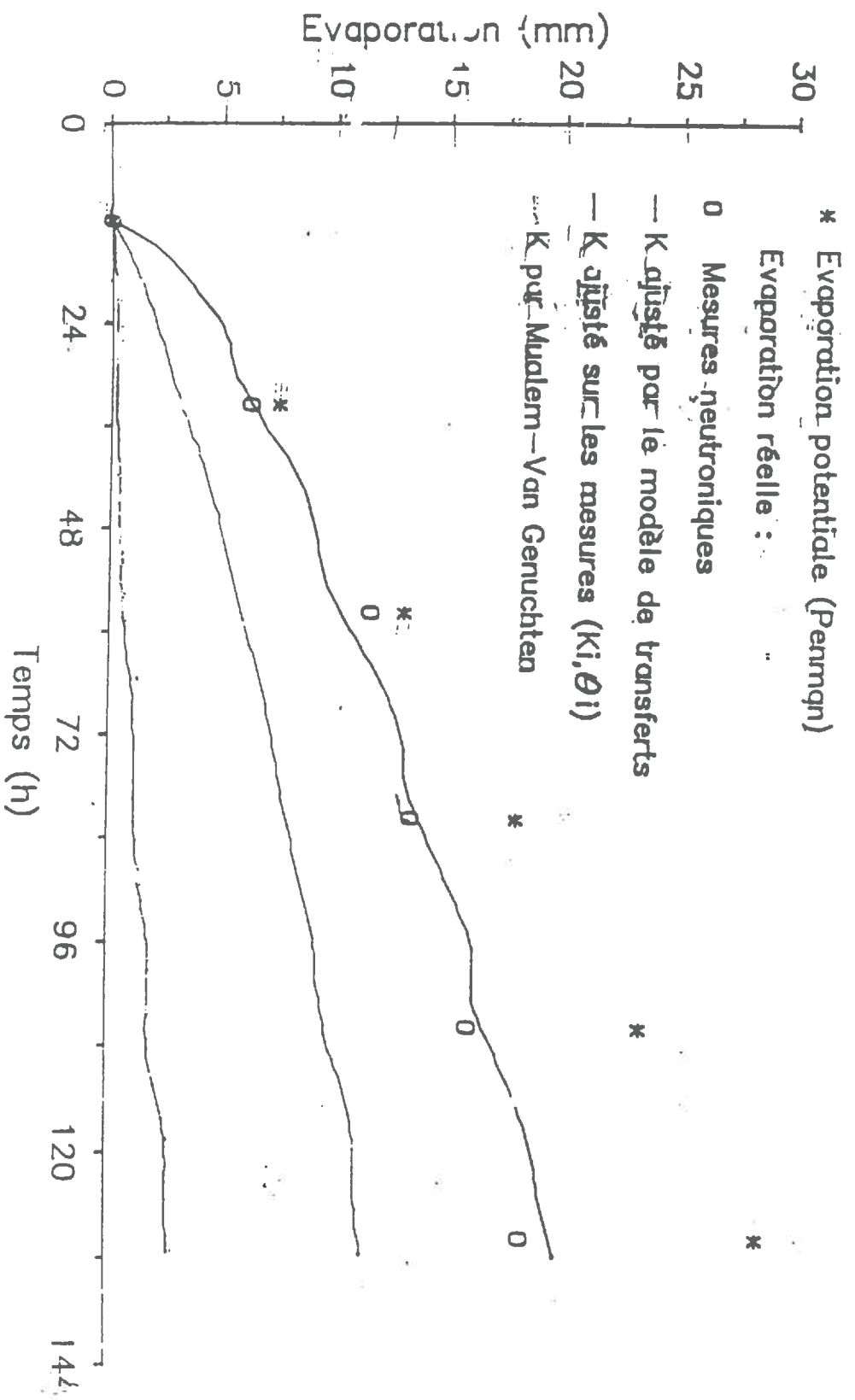


Figure 4 : Comparaison des évaporations mesurées et calculées (d'après Wiono et Bruckler [1988])

ANNEXE V

Instruments de calibration du modèle $rs = f(\theta_{0-5cm, 12h}, Ep_j, Ua_j)$

1. Modèle de régression

La forme du modèle est celle du **tableau IV.2**

$$rs = \frac{5000}{\exp[-b(0,02 - \theta_{seuil})] - 1} \times [\exp(-b(\theta - \theta_{seuil})) - 1]$$

avec $\theta_{seuil} = \theta_{seuil,min}$ pour $Ep_j < 3 \text{ mm.j}^{-1}$

$$\theta_{seuil} = \theta_{seuil,min} + \Delta\theta \cdot \left[\frac{Ep_j - 3}{3} + \delta U_{a_j} \right] \quad \text{pour } Ep_j > 3 \text{ mm.j}^{-1}$$

$$b = b_{max} - b' \theta_{seuil}$$

Le modèle de régression (non linéaire) s'écrit sous la forme générale suivante :

$$Y_i = f(x_i, p) + \varepsilon_i$$

$$\text{var}(\varepsilon_i) = g(x_i, \sigma^2, p, h) \quad \text{et} \quad E(\varepsilon_i) = 0$$

où

$Y_i = rs_{j(i)}$ correspond à la valeur de la réponse de rs_j

i est l'indice du nombre de points observés

$f = rs$ est appelée fonction de régression qui dépend de :

- la variable indépendante $x_i = \theta_{0.5cm, 12h}$ et
- du jeu de paramètre p à k composantes du modèle de régression
[ici, avec $k = 3$, $p = (a, b, \theta_{seuil})$]

$\varepsilon = (\varepsilon_i)_{0 < i < n+1}$ est l'erreur aléatoire où les ε_i sont des variables aléatoires indépendantes gaussiennes pour tout i égal de 1 à n

g est la fonction de variance

σ^2 est l'écart-type, soit la variance de l'erreur

h est le jeu de paramètres du modèle de variance

Le problème soulevé est d'estimer le vecteur inconnu p c'est-à-dire de choisir la valeur de p qui minimise l'écart entre les valeurs de $f(x, p)$ et les observations de Y . Les critères statistiques les plus utilisés en pratique sont le critère des moindres carrés ordinaires (OLST : Ordinary Least Square Theta) et celui du maximum de vraisemblance (MLTB : Maximum Likelihood Theta Beta).

2. Critères statistiques utilisés

2.1 Critère des moindres carrés ordinaires

Ce critère revient à estimer le paramètre p qui minimise l'expression suivante :

$$C(p) = \sum_{i=1}^{i=n} [Y_i - f(x_i, p)]^2$$

Soit \hat{p} , cette valeur.

\hat{p} est l'estimateur des moindres carrés ordinaires de p : $\hat{p} = \operatorname{argmin} [C(p)]$.

Puisque f est non linéaire en p , aucune solution explicite de l'estimateur des moindres carrés ne peut être calculée. Une procédure itérative est nécessaire pour trouver cette solution ; ceci est réalisé par la méthode de Gauss-Marquadt [*Marquardt, 1963*].

2.2 Critère du maximum de vraisemblance

Pour un échantillon (X_1, X_2, \dots, X_n) d'observations X_1, \dots, X_n à priori indépendantes de taille n et de distribution de probabilité f_{X_i} , on définit la vraisemblance L_n de l'échantillon comme le produit des vraisemblances f_{X_i} de chaque observation, soit :

$$L_n(X_1, \dots, X_n; p, \sigma^2, h) = \prod_{i=1}^{i=n} f_{X_i}(p)$$

Pour plus de simplicité, nous utilisons généralement le logarithme de la vraisemblance (dite log-vraisemblance) noté V au lieu de la vraisemblance L_n d'où :

$$V(p, \sigma^2, h) = \operatorname{Log} L_n(X_1, \dots, X_n, p, \sigma^2, h) = \sum_{i=1}^{i=n} \operatorname{Log}[f_{X_i}(p)]$$

Modéliser la variance [*Huet et al., 1992 ; Huet et al., 1996*] s'effectue le plus généralement après interprétation qualitative des résidus, soit que la variance des observations croît avec l'espérance, soit que la relation entre la variance et leur espérance s'illustre comme la puissance de la réponse ou une fonction linéaire de celle-ci. Cette phase exige l'estimation des paramètres de la fonction de variance en plus de ceux de la fonction de régression.

3. Modèle de variance

Les modèles de variance sont généralement de deux types :

- | | |
|---|---------------------------------|
| (i) : $\operatorname{var}(\varepsilon_i) = \sigma^2$ | on parle de variance homogène |
| (ii) : $\operatorname{var}(\varepsilon_i) = \sigma_i^2$ | on parle de variance hétérogène |

3.1 Variance homogène

En pratique, dès que la différence des variances $\sigma_i - \sigma_{i+1}$ est faible, on peut supposer que la variance est constante.

Dans ce cas-là, l'estimateur de σ^2 obtenu suivant le critère des moindres carrés ordinaires s'écrit $\hat{\sigma}^2 = \frac{C(\hat{p})}{n}$.

Dans d'autres cas, l'étude des résidus (valeurs estimées des erreurs) suffit.

3.2 Variance hétérogène

Dans le cas où la distribution des résidus a une structure particulière, la variance doit être considérée comme hétérogène et s'écrit sous la forme suivante :

$$\text{var}(\varepsilon_i) = g(x_i, \sigma^2, p, h)$$

Dans la plupart des cas, g est supposée dépendre de la fonction de régression f [*Huet et al., 1992*] :

$$g(x_i, \sigma^2, p, h) = \sigma^2 (1 + h_1 \cdot f(x_i, p) + h_2 \cdot f^2(x_i, p) + \dots)$$

où

h est un ensemble de paramètres qui peut être supposés connus ou devant être estimés.

Dans le cas où la variance est hétérogène ($\text{var}(\varepsilon_i) = \sigma_i^2$), un estimateur de σ_i^2 est s_i^2 , variance empirique qui est obtenue par la formule suivante :

$$s_i^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \left[Y_i - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} Y_i \right]^2 .$$

L'étude de la courbe de cette grandeur permet également de construire la forme du modèle de variance.

Annexe VI

Présentation de l'INRA et du Laboratoire d'accueil: *Unité de Science du Sol-Avignon*

I / BREVE PRESENTATION DE L'INRA

L'Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), créé en 1946, fait partie des organismes de recherche scientifique français. L'Institut est placé sous la double tutelle du ministère de la Recherche et du ministère de l'Agriculture.

L'INRA est essentiellement financé par des fonds publics, en 1996, son budget était de 3,2 milliards de francs. L'Institut emploie 8570 agents titulaires.

L'INRA a cinq pôles de compétences qui s'articulent sur neuf axes thématiques :

- les ressources naturelles, support de la production agricole,
axe thématique associé : ressources naturelles, milieux, territoires.
- les espèces, populations et peuplements d'intérêt agricole,
axes thématiques associés :
 - grandes fonctions biologiques,
 - populations et peuplements,
 - structure du génome et amélioration,
 - bioagresseurs et protection.
- Matières premières et transformation des produits agricoles,
axes thématiques associés :
 - caractérisation et contrôle,
 - génie des transformations, diversification.
- Entreprises, filières, marchés et échanges,
axe thématique associé : entreprises, filières, marchés, échanges.
- les consommateurs : leurs besoins nutritionnels, leurs comportements,
axe thématique associé : consommation, comportement du consommateur.

L'Institut est regroupé sur 22 centres qui se répartissent dans 21 régions métropolitaines et 2 départements d'outre-mer : la Guyane et la Guadeloupe. Son siège social est localisé à Paris. Chaque centre regroupe des unités de recherche, domaines, installations expérimentales et services. Les activités de recherche sont réparties en 5 directions scientifiques, elles-mêmes structurées en 21 départements de recherche et en 2 délégations permanentes.

II / PRESENTATION DE L'UNITE DE SCIENCE DU SOL-Avignon

L'Unité de science du sol de l'INRA d'Avignon fait partie du Département de recherche du science du sol, lui-même fait partie de la Direction environnement physique et agronomie (DSEPA) et regroupe 25 personnes (chercheurs, ingénieurs, assistants ingénieurs, techniciens et personnel administratif) et plusieurs thésards.

1. Thématique scientifique de l'Unité

Les recherches de l'Unité de Science du Sol d'Avignon ont pour objectif général l'amélioration des connaissances relatives :

- aux processus de transport de masse et d'énergie dans les sols et les milieux poreux,
- aux couplages entre les processus physiques et biogéochimiques déterminant la qualité de la solution du sol ou de sa phase gazeuse.

Les enjeux et les applications de ces travaux concernent en premier lieu les problèmes d'environnement (gestion des ressources en eau, pollution des nappes, caractéristiques et évolution géochimique de la solution du sol, conservation de la fertilité physique et chimique des sols, émissions gazeuses et qualité de l'air, ...), mais ils concernent aussi l'optimisation des facteurs du milieu pour la croissance et le développement des couverts végétaux (optimisation de la consommation en eau des couverts végétaux par les systèmes racinaires par exemples).

2. Programmes de recherche

La thématique précédente est structurée en quatre thèmes principaux :

2.1 Flux de masse dans le sol et à l'interface sol-atmosphère

Le rôle des milieux poreux complexes dans les processus de transport (écoulements préférentiels, prise en compte de l'hétérogénéité du sol dans les transferts, milieux déformables, ...) fait l'objet d'un consensus : des flux plus ou moins fréquents, mais intenses et rapides, peuvent induire des transferts de masse significatifs (pesticides par exemples). La quantification des écoulements dans ces milieux poreux complexes constitue l'un des objectifs de l'Unité.

Par ailleurs, le rôle de l'interface sol-atmosphère, en relation avec les processus climatiques, est déterminant sur la partition des flux de surface puisque les états de surface (teneur en eau, rugosité, morphologie de l'espace poral) vont déterminer fortement les principaux flux de surface (évaporation, infiltration, ruissellement). La compréhension des relations entre états physiques et flux de surface constitue le second objectif.

Enfin, le couplage sol atmosphère est une voie privilégiée d'accession à des variables caractéristiques de l'interface sol-atmosphère (température de surface, humidité de surface) qui sont elles mêmes accessibles par télédétection (Infra-rouge thermique pour la température, radar (micro-ondes) pour l'humidité). Evaluer l'apport de la télédétection (en liaison étroite avec l'Unité de Bioclimatologie d'Avignon) pour la connaissance des états de surface et l'estimation des flux constitue le troisième objectif.

2.2 Couplages entre transferts et cycles biogéochimiques

Dans les conditions réelles, agricoles ou naturelles, les processus de transport dans le sol sont le siège de multiples couplages. Parmi ceux-ci, les couplages entre flux de masse et cycles biogéochimiques (dissolution, précipitation des minéraux, dissipation des pesticides,...) jouent un rôle déterminant vis-à-vis de la qualité de l'eau ou de l'air. Le premier objectif est de mieux relier la quantification des flux mis en jeu et la qualité de la solution du sol et de sa phase gazeuse.

2.3 Interaction entre état physique du sol et fonctionnement de la plante

Le laboratoire a fait porter ses efforts sur les relations sol-semences (transferts hydriques et gazeux entre le sol et les semences pelliculées, dissipation d'un pesticide déposé sur les semences dans la sol), les relations sol-plantules (conséquences des relations entre l'état physique du sol et les propriétés biomécaniques des plantules sur l'émergence) et les relations sol-systèmes racinaires (couplage entre architecture racinaire, état physique du sol et absorption hydrique).

2.4 Métrologie et méthodologie

Dans un contexte de recours important à la modélisation et la simulation des processus, le laboratoire poursuit une politique de développement métrologique et méthodologique (méthodes issues du laboratoire ou adaptées de l'extérieur) pour mettre au point les outils et méthodes de mesure permettant de contrôler et corriger les hypothèses théoriques.

Ce stage s'inscrit dans le cadre de la première thématique.